

# CAMBIO CLIMÁTICO Y CAMBIO GLOBAL

S. Fernández-Montes  
F. S. Rodrigo



Publicaciones de la  
Asociación Española de Climatología (AEC)  
Serie A, nº 9

*Editores:*

S. Fernández-Montes y F.S. Rodrigo

# CAMBIO CLIMÁTICO Y CAMBIO GLOBAL



Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC)

Serie A, nº 9

Primera Edición 2014

Copyright © Asociación Española de Climatología

Esta obra recoge las aportaciones presentadas en el IX Congreso de la Asociación Española de Climatología, celebrado en Almería entre el 28 y el 30 de Octubre de 2014 y aceptadas por el Comité Científico

**Comité Científico:** Domingo Alcaraz Segura (U. de Granada), Manola Brunet India (U. Rovira i Virgili), José María Calaforra Chordi (U. de Almería), Rosa Cañada Torrecilla (U. Autónoma de Madrid), Vicente Caselles Miralles (U. de Valencia), Antonio Castro Martínez (U. de Almería), José María Cuadrat Prats (U. de Zaragoza), Miguel Cueto Romero (U. de Almería), Francisco Domingo Poveda (CSIC), Manuel de Castro Muñoz (U. de Castilla La Mancha), Pedro Dorta Antequera (U. de La Laguna), María Jesús Esteban Parra (U. de Granada), María José Estrela Navarro (U. de Valencia), Felipe Fernández García (U. Autónoma de Madrid), Encarna Galán Gallego (U. Autónoma de Madrid), Antonia Garrido French (U. de Almería), Fidel González Rouco (U. Complutense de Madrid), José Antonio Guijarro Pastor (AEMET), Ernesto López Baeza (U. de Valencia), José Antonio López Díaz (AEMET), Javier Martín Vide (U. de Barcelona), María Victoria Marzol Jaén (U. de La Laguna), Cecilio Oyonarte Gutiérrez (U. de Almería), Susana Pacheco Ibars (AEC), María Fernanda Pita López (U. de Sevilla), Concepción Rodríguez Puebla (U. de Salamanca), María Jacoba Salinas Bonillo (U. de Almería).

**Comité Organizador:** María Elisa Alvarez Siles, Javier Barbero Francisco, Javier Batlles Garrido, Javier Cabello Piñar, Hermelindo Castro Nogueira, Sonia Fernández Montes, Ricardo Orts Sánchez Fernando Sánchez Rodrigo

El IX Congreso de la Asociación Española de Climatología fue organizado por la propia Asociación, el Grupo de Investigación de *Recursos Energéticos Solares y Climatología* del Departamento de Química y Física de la Universidad de Almería, y el Centro Andaluz para el Estudio y Seguimiento del Cambio Global (CAESCG).

ISBN: 978-84-16027-69-9

DEPOSITO LEGAL: AL 1067-2014

9<sup>o</sup> CONGRESO  
INTERNACIONAL  
AEC  
28-30 octubre 2014, ALMERÍA



**Comité de honor**

**Pedro Roque Molina**

*Rector Magnífico de la Universidad de Almería*

**Antonio Giménez Fernández**

*Director de la Escuela Politécnica Superior-Facultad de Ciencias Experimentales UAL*

**José Sánchez Maldonado**

*Consejero de Economía, Innovación, Ciencia y Empleo, Junta de Andalucía*

**Luis Rogelio Rodríguez Comendador-Pérez**

*Alcalde del Excmo. Ayuntamiento de Almería*

## PRESENTACIÓN

El IX Congreso de la Asociación Española de Climatología (AEC) coincide en su celebración con un momento de especial relevancia para la ciencia climática, tanto por la reciente publicación de un nuevo informe del IPCC como por el enorme interés que suscita el tema del cambio climático y las consecuencias directas e indirectas del mismo. De justicia es señalar el esfuerzo que los investigadores han realizado para explicar el origen del fenómeno e intentar predecir los escenarios de futuro. Este esfuerzo se ha llevado a cabo desde diversos ámbitos y disciplinas, dadas las implicaciones económicas, sociales y políticas del cambio global.

La AEC, desde su creación y, sobre todo, desde la puesta en marcha de los encuentros bianuales, se ha revelado como un foro de encuentro y debate científico pluridisciplinar de alto nivel, que pone de relieve los importantes e interesantes avances que la investigación española en climatología ha experimentado en los últimos decenios. De hecho, esta *Serie A* de publicaciones de la AEC constituye la mejor muestra de ello.

El lema propuesto para el *9º Congreso de la AEC, “Cambio Climático y Cambio Global”*, obedece al interés de mostrar los avances en la investigación del cambio climático, teniendo en cuenta que las fluctuaciones climáticas interaccionan con otros procesos de tipo geológico y/o biológico, produciendo importantes impactos en los ecosistemas marítimo y terrestre, así como en el entorno socioeconómico. La necesidad de tener en cuenta la interacción entre los diversos componentes del sistema climático ha llevado a la AEC, también en este encuentro, a fomentar y profundizar la colaboración entre disciplinas, fomentando el intercambio de experiencias entre profesionales científicos de distintos ámbitos, con el objetivo de afrontar la temática del Congreso desde una perspectiva interdisciplinar y multidisciplinar. En este sentido, junto a la AEC, la organización de este Congreso ha sido llevada a cabo por el Grupo de Investigación en Clima de la Universidad de Almería en colaboración con el Centro Andaluz para la Evaluación y Seguimiento del Cambio Global (CAESCG). La respuesta a la convocatoria ha sido entusiasta y 78 comunicaciones han sido aceptadas para su publicación tras el riguroso control de revisión por parte del Comité Científico. Vayan por delante mis felicitaciones y agradecimiento, en nombre de la Junta Directiva y en el mío propio, por la dedicación y el buen trabajo que han realizado todos, en especial a Fernando Sánchez Rodrigo por su generoso y desinteresado esfuerzo en la dirección de este evento.

Y no quiero terminar sin unas líneas de reconocido y sincero agradecimiento a los protagonistas del evento, los socios de la AEC, ponentes, conferenciantes y patrocinadores, por sus aportaciones y contribución. Todos ellos son los que hacen posible que podamos seguir organizando estos encuentros con el mismo entusiasmo y dedicación que se puso en la preparación del primero de ellos, allá por 1999.

**María José Estrela**

*Presidenta de la Asociación Española de Climatología (AEC)*



## PRÓLOGO

En estos días no cabe ya ninguna duda acerca de la existencia de un cambio climático de origen antropogénico. El último informe del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC de sus siglas en inglés) que se ha aprobado a lo largo del 2014 dice taxativamente "El calentamiento en el sistema climático es inequívoco y, desde la década de 1950, muchos de los cambios observados no han tenido precedentes en los últimos decenios a milenios. La atmósfera y el océano se han calentado, los volúmenes de nieve y hielo han disminuido, el nivel del mar se ha elevado y las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado". Las observaciones mundiales evidencian como los sistemas naturales están viéndose afectados por los cambios en el clima y sus consecuencias, aunque son difíciles de identificar, se han puesto de manifiesto en los cambios en el desarrollo y distribución geográfica de los cultivos, de las áreas afectadas por enfermedades infecciosas, etc., siendo los más impresionantes los cambios en los extremos meteorológicos como la mayor probabilidad de las olas de calor, las sequías y las precipitaciones intensas.

En este contexto de clima cambiante, la Asociación Española de Climatología (AEC) que agrupa a quienes se interesan por la ciencia del clima celebra su 9º Congreso Internacional en la Universidad de Almería con el título "Cambio Climático y Cambio Global". Su celebración es enormemente oportuna pues nos encontramos en un momento crucial en el proceso de negociación internacional para tratar los aspectos de mitigación y adaptación al cambio global con la próxima celebración de la vigésima Conferencia de las Partes en Lima en diciembre del 2014. Los gobiernos han acordado alcanzar un nuevo acuerdo universal sobre el clima para 2015 y para conseguir este objetivo la ONU convocará una Cumbre sobre el Clima para movilizar la voluntad política necesaria y mostrar medidas que puedan contribuir a aumentar los niveles de ambición en todo el mundo.

Durante el Congreso que organiza la AEC se discuten los aspectos científicos de tres temáticas de gran actualidad. En primer lugar se analizan aspectos de la variabilidad climática y los extremos climáticos, poniendo énfasis en la caracterización de las tendencias, las fluctuaciones interanuales, estacionales, y de periodos más cortos, las teleconexiones y el estudio del clima histórico y las reconstrucciones climáticas. En segundo lugar se analizarán los escenarios climáticos futuros y la modelización del clima y su aplicación a los estudios de impacto y adaptación al cambio climático. Por último, en los aspectos relativos al cambio global se examinan las interacciones entre los componentes de todo el sistema climático, la atmósfera, la hidrosfera, la biosfera, la criosfera y la litosfera, el ciclo del carbono, los cambios de usos del suelo, los recursos hídricos y la desertización, y la evaluación de impactos en todos los sectores incluidos los socioeconómicos. Este Congreso se constituye como un foro que permite el intercambio de experiencias entre los distintos grupos de investigación, posibilitando la presentación de los proyectos y programas de investigación en curso y la gestión de futuras iniciativas dentro del marco de cada una de las ponencias del Congreso.

La Agencia Estatal de Meteorología, en el cumplimiento de los mandatos de sus estatutos, los del Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático, PNACC, y los de la Organización

Meteorológica Mundial, realiza una observación sistemática del clima manteniendo una base de datos que es un referente a nivel nacional, proporciona estimaciones de los escenarios posibles del clima futuro que son la herramienta esencial para la evaluación de impactos y adaptación al cambio climático, asesora al Ministerio de Agricultura y Medio Ambiente, a otros departamento ministeriales e instituciones en temas relativos al clima y su variabilidad, participa activamente en foros nacionales e internacionales en los que se tratan los aspectos meteorológicos del cambio climático y contribuye a la formación en temas climáticos tanto nacional como internacionalmente. Tal y como establece el PNACC, la Agencia Estatal de Meteorología es la institución responsable de la coordinación y el desarrollo de los escenarios de cambio climático regionalizados para España. Hasta el momento se han generado sucesivas colecciones de escenarios de cambio climático regionalizados, que han sido puestas a disposición pública en la Web de AEMET, desarrolladas a partir de los modelos globales del Tercer y Cuarto Informes de Evaluación del IPCC. Estos escenarios se han usado de forma muy amplia en numerosos proyectos del PNACC de evaluación de impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático. Próximamente se desarrollara la próxima colección de escenarios de cambio climático regionalizados del PNACC, que se basa en los modelos globales del Quinto Informe de Evaluación del IPCC

Por todo ello para la Agencia Estatal de Meteorología supone una gran satisfacción poder colaborar en la presentación de este libro con la seguridad de que dada la alta cualificación de los ponentes en el congreso, y dado el interés y el rigor de los contenidos, representará una aportación importante en el conocimiento del cambio climático y sus impactos a nivel global.

**Miguel Angel López**

*Presidente de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)*

# ÍNDICE

## PONENCIA 1: VARIABILIDAD Y EXTREMOS CLIMÁTICOS

CORRECCIÓN DEL SESGO DE LA TEMPERATURA DIARIA CON LA INTRODUCCIÓN DE LAS ESTACIONES AUTOMÁTICAS <i>J. A. López, E. Aguilar, Y. Luna, M. Prohom, A. Gilabert</i>	1
RECONSTRUCCIÓN DE TEMPERATURAS A ESCALA DIARIA Y CARTOGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN EN EL PARQUE NATURAL DEL MONCAYO (ESPAÑA) <i>R. Serrano Notivoli, J. M. Cuadrat, L. A. Longares Aladrén, E. Martínez del Castillo, K. Novak, M. Á. Saz Sánchez, E. Tejedor, M.de L. Arrillaga</i>	11
HOMOGENIZACIÓN Y TENDENCIAS DE LA VELOCIDAD DE VIENTO EN ESPAÑA Y PORTUGAL, 1961-2011 <i>C. Azorin-Molina, S. M. Vicente-Serrano, T. R. McVicar, S. Jerez, A. Sanchez-Lorenzo, J.I. López-Moreno, J. Revuelto, Ricardo M. Trigo, Joan A. Lopez-Bustins, Fátima Espírito-Santo</i>	23
RECONSTRUCCIÓN Y ANÁLISIS DE LA SERIE DE RADIACIÓN SOLAR DE GIRONA (1990-2013) <i>J. Muñoz, J. Calbó, J. A. González, A. Sanchez-Lorenzo, A. Sanchez-Romero</i>	35
LA INFORMACION CLIMATICA A ESCALA GLOBAL: DEL DATO A LA DIFUSION DEL CONOCIMIENTO. <a href="http://WWW.GLOBALCLIMATEMONITOR.ORG">WWW.GLOBALCLIMATEMONITOR.ORG</a> <i>J.M. Camarillo, J.I. Alvarez-Francoso, N. Limones, M.F. Pita, J. Ojeda</i>	45
MONITORING THE SURFACE ENERGY BALANCE FROM THE UPCOMING HYSPIRI MISSION <i>J.M. Sánchez, V. Caselles, V. García-Santos, A.N. French, R. Niclòs, C. Doña</i>	57
EVALUATION OF LANDSAT-8 THERMAL BANDS TO MONITOR LAND SURFACE TEMPERATURE <i>R. Niclòs, J.M. Sánchez, J.A. Valiente, M.J. Barberà, V. Caselles, C. Coll</i>	67
CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA DE LA NUBOSIDAD A PARTIR DE DATOS AVHRR EN LA PENÍNSULA IBÉRICA Y BALEARES, 1997-2011 <i>C.Azorin-Molina, S.M. Vicente-Serrano, D. Chen, B. H. Connell, M.Á. Domínguez-Durán, J.Revuelto, J.I. López-Moreno.</i>	77
VARIACION ESPACIAL DE LAS TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES (MÁXIMAS Y MÍNIMAS) EN ESPAÑA (1981-2010) <i>D.Peña-Angulo, J.C. González-Hidalgo, C.Simolo, M. Brunetti, N. Cortesi</i>	89
VARIACION ESPACIAL DE LAS TENDENCIAS DE LOS PROMEDIOS ESTACIONALES DE LAS MÁXIMAS Y DE LAS MÍNIMAS EN ESPAÑA (1981-2010) <i>J.C. González-Hidalgo, D.Peña-Angulo, C.Simolo, M. Brunetti, N. Cortesi</i>	99
UPDATE OF SURFACE AIR TEMPERATURE TRENDS IN ALMERIA GREENHOUSES FLATLAND (SPAIN) IN THE CONTEXT OF PRESENT GLOBAL WARMING PAUSE <i>P.Campra. M. Morales</i>	109
ANÁLISIS EXPERIMENTAL DE UN TROYANO. EL EFECTO URBANO (UHI) SOBRE LAS TEMPERATURAS <i>J. Quereda Sala, E. Montón Chiva, B. Mollá Cantavella, V. Quereda Vázquez</i>	121
DELIMITACIÓN DE ZONAS DE INFLUENCIA DE PRECIPITACIÓN PARA MÉXICO <i>A.I. Monterroso Rivas, J.D. Gómez Díaz, L.M. Lechuga Gayosso</i>	135

ANÁLISIS DE LA CONCENTRACIÓN TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN DIARIA EN EL SEMIÁRIDO BRASILEÑO <i>N. F. Teixeira, J. T. Nery, J. Martín-Vide</i>	145
CONCENTRACIÓN DIARIA DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA DEL IGUAZÚ, PARANÁ, BRASIL <i>G. Pinheiro, J. Teixeira Nery, J. Martin-Vide</i>	153
ANÁLISIS SINÓPTICO DE LOS DÍAS CON RECOLECCIÓN DE AGUA DE NIEBLA EN EL NORDESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA <i>D. Corell, M.J. Estrela, J.A. Valiente, C. Azorín-Molina, J. Martín-Vide</i>	163
CAPTACIÓN DE AGUA DE NIEBLA EN DETERMINADOS ENCLAVES DEL SUDESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA <i>D. Corell, M.J. Estrela, J.A. Valiente, S. Barceló, J.J. Capel</i>	173
ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LA TEMPERATURA DEL AIRE Y DE LA ETP PARA UNA ZONA DEL CARIBE COLOMBIANO <i>L. Gónima, M. Pérez Vilorio</i>	183
SOBRE LA COVARIABILIDAD DE TEMPERATURAS Y PRECIPITACIONES EN ESPAÑA, 1956-2005 <i>F.S. Rodrigo</i>	197
SPATIOTEMPORAL VARIABILITY OF PRECIPITATION AND TEMPERATURE IN THE SEMIARID SE IBERIAN PENINSULA (1950-2007) <i>S. Fernández-Montes, F.S. Rodrigo</i>	207
VARIABILIDAD DE LOS REGÍMENES DE TIEMPO QUE AFECTAN A LA PENÍNSULA IBÉRICA <i>D. González Bartolomé, C. Rodríguez Puebla</i>	219
CLASIFICACIÓN Y ANÁLISIS SINÓPTICO DE LOS CICLONES SUBTROPICALES EN EL ATLÁNTICO NORDESTE <i>J. J. González-Alemán, Francisco Valero, Francisco Martín León</i>	229
MECANISMOS CAUSALES DE LA VARIABILIDAD DEL CAUDAL DEL RÍO MAGDALENA <i>S.Córdoba-Machado, R. Palomino-Lemus, S.R.Gámiz-Fortis, Y.Castro-Díez, M.J. Esteban-Parra</i>	241
INFLUENCIA DE LA SST DEL PACÍFICO TROPICAL SOBRE LA PRECIPITACIÓN EN COLOMBIA. IMPACTOS DE EL NIÑO Y EL NIÑO MODOKI <i>S.Córdoba-Machado, R. Palomino-Lemus, S.R.Gámiz-Fortis, Y. Castro-Díez, M. J. Esteban-Parra</i>	251
INFLUENCE OF TROPICAL PACIFIC SST ON SEASONAL PRECIPITATION IN COLOMBIA. PREDICTION USING EL NIÑO AND EL NIÑO MODOKI <i>S.Córdoba-Machado, R.Palomino-Lemus, S.R. Gámiz-Fortis, Y.Castro-Díez, M.J. Esteban-Parra</i>	261
SEASONAL STREAMFLOW FORECAST IN THE IBERIAN PENINSULA BASED ON LAGGED TELECONNECTION INDICES <i>J.M. Hidalgo-Muñoz, S.R. Gámiz-Fortis, Y. Castro-Díez, M.J. Esteban-Parra</i>	273
ACTUALIZACIÓN DE LOS VALORES DEL ÍNDICE DE LA OSCILACIÓN DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL (WEMOI): 1821-2013 <i>J.A. López-Bustins, J. Martín-Vide, M. Barriendos</i>	283
LA VARIABILIDAD DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DE LAS ZONAS INTERTROPICALES DE LOS OCÉANOS PACÍFICO Y ATLÁNTICO Y SU RELACIÓN CON LA PRECIPITACIÓN EN EL NORDESTE BRASILEÑO <i>J.T. Nery, O. Meseguer-Ruiz</i>	295

CONCENTRACION DE LAS PRECIPITACIONES EN CHILE CENTRAL Y SU RELACIÓN CON PATRONES DE VARIABILIDAD DE BAJA FRECUENCIA, PERÍODO 1965-2010 <i>P. Sarricolea, C. Araya Escobar, P. Salazar Carrión</i>	305
TENDENCIAS DE VIENTO, OLEAJE Y TEMPERATURA SUPERFICIAL EN EL MEDITERRÁNEO Y ATLÁNTICO PRÓXIMOS A PARTIR DE DATOS DE REANÁLISIS <i>J.A. Guijarro, J. Conde, J. Campins, M. A. Picornell, M. L. Orro</i>	315
ANÁLISIS DEL VIENTO Y LA NIEBLA EN EL AEROPUERTO DE LOS RODEOS (TENERIFE). CAMBIOS Y TENDENCIAS <i>V. Romeo, M<sup>a</sup> V. Marzol</i>	325
ENFOQUE PROBABILÍSTICO PARA LAS SITUACIONES DE VIENTO EXTREMO <i>M. Rodrigo, J.A. López</i>	335
PREDICIONES PROBABILISTAS DE VELOCIDAD DE VIENTO MEDIANTE UN SISTEMA MULTIFÍSICA Y MULTIANÁLISIS DE PREDICCIÓN POR CONJUNTOS <i>A.Pascual, D Santos-Muñoz, F. Valero, A. Vicente-Retortillo, A. Manzano, M. L. Martin</i>	345
VARIABILIDAD DE TIPOS DE TIEMPO QUE CAUSAN EVENTOS EXTREMOS SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA. <i>A.Méndez Frades, C. Rodríguez Puebla</i>	357
TENDENCIAS Y VARIABILIDAD INTERANUAL EN EXTREMOS ESTACIONALES DE TEMPERATURA EN ESPAÑA. <i>M. J. Ortiz Beviá, L. Alvarez Ledo, P. Escribano Fontán</i>	369
CARACTERIZACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LAS OLAS DE CALOR EN ESPAÑA DURANTE EL PERIODO 1968-2010: EL EPISODIO DE 2003 <i>E. Martínez-Ibarra, M<sup>a</sup>.B. Gómez-Martín, X.A. Armesto-López</i>	379
ANÁLISIS DE LAS TEMPERATURAS EXTREMAS EN LAS ISLAS CANARIAS Y SU RELACIÓN CON LOS AVISOS DE ALERTAS METEOROLÓGICAS <i>P. Máyer, M<sup>a</sup> V. Marzol</i>	391
ANÁLISIS DE PARÁMETROS ESTADÍSTICOS DE LAS TEMPERATURAS EXTREMAS DURANTE 100 AÑOS EN LA CIUDAD DE BUENOS AIRES, ARGENTINA <i>M.P. Llano, W. Vargas</i>	401
LA RESPUESTA DE LA SEQUÍA HIDROLÓGICA A LA SEQUÍA PLUVIOMÉTRICA EN LAS CUENCAS MEDITERRÁNEAS ESPAÑOLAS <i>N. Limones, M. F. Pita</i>	411
INTERCONEXIÓN A NIVEL REGIONAL ENTRE LA SEQUÍA Y EL ÍNDICE OCEÁNICO DEL NIÑO PARA MÉXICO <i>J.D. Gómez Díaz, A.I. Monterroso Rivas, L.M. Lechuga Gayosso</i>	425
EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN EN VERACRUZ: IMPACTOS Y EFECTOS MEDIOAMBIENTALES <i>C.A. Ochoa-Martínez, A.C. Conde-Alvarez ,C.M. Welsh-Rodríguez, M. Hayden, M.A. Nava-Bringas</i>	435
CARACTERIZACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES INTENSAS EN LA VERTIENTE LITORAL ORIENTAL DE LA ISLA DE MALLORCA (1900-2010) <i>M. Grimalt Gelabert, M.C. Genovart Rapado</i>	447
ANÁLISIS DE LOS EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS EN LA PROVINCIA DE ALICANTE, SURESTE DE ESPAÑA <i>H. Moutahir, M. de Luis, R.Serrano-Notivoli, I.Touhami, J. Bellot</i>	457

ANÁLISIS SECULAR DEL RIESGO DE AGRESIVIDAD PLUVIOMÉTRICA EN EL SUROESTE DE ESPAÑA <i>L. García-Barrón, M. Aguilar, J. Morales, A. Sousa</i>	467
HACIA UNA CLASIFICACIÓN DE LAS INUNDACIONES: DEL IMPACTO A LA EVALUACIÓN CUANTITATIVA <i>J. Gilabert, M. Llasat-Botija, R. Marcos, M.C. Llasat</i>	477
ANÁLISIS CLIMATOLÓGICO DE LOS TEMPORALES MARÍTIMOS EN LA CORNISA ATLÁNTICA DURANTE EL INVIERNO 2013-14 <i>M. Menéndez, A. Espejo, J. Pérez, F. J. Méndez, I. J. Losada</i>	489
SPATIAL AND TEMPORAL PATTERNS OF THE STABILITY AND HUMIDITY TERMS IN THE HAINES INDEX TO IMPROVE THE ESTIMATE OF FOREST FIRE RISK IN THE VALENCIA REGION OF SPAIN <i>M.J. Barberà, M.J. Estrela, R. Niclòs, J.A. Valiente</i>	499
POTENCIAL DENDROCLIMÁTICO DE <i>PINUS SYLVESTRIS</i> , <i>P. NIGRA</i> Y <i>P. UNCINATA</i> EN EL SISTEMA IBÉRICO TUROLENSE <i>E. Tejedor, J.M. Cuadrat, M. de Luis, L.A. Longares, K. Novak, E. del Castillo, R Serrano, M. Génova, M.A. Saz</i>	511
CONTENIDOS DE CARÁCTER CLIMÁTICO EN LAS CIENCIAS SOCIALES A PARTIR DE LOS CURRÍCULOS DE LA EDUCACIÓN SECUNDARIA. APLICACIÓN EN EL CASO BALEAR. <i>M.C. Genovart Rapado, M. Grimalt Gelabert</i>	523
<b>PONENCIA 2: ESCENARIOS Y MODELOS CLIMÁTICOS</b>	<b>533</b>
EL BALANCE DE RADIACIÓN Y MODELOS DE RADIACIÓN NETA PARA DIFERENTES SUPERFICIES DE SUELO: ESTUDIO EXPERIMENTAL EN MEXICALI, MÉXICO <i>O.R. García Cueto, N. Santillán Soto, Z. Haro Rincón, G. Bojórquez Morales, S. Ojeda Benítez, M. Quintero Núñez</i>	535
MODELACIÓN DE TEMPERATURAS DEL AIRE A 850 mb EN EL CASO DE LA ONDA CÁLIDA DE JULIO DEL 2006 EN EL NOROESTE DE MÉXICO <i>E. Contreras Navarro, O. R. García Cueto, J.Ramón Castro</i>	545
CAMBIO CLIMÁTICO EN CENTROAMÉRICA: UN ESTUDIO PARA EL GOLFO DE FONSECA <i>J. Ribalaygua, E. Gaitán, J. Pórtoles, R. Monjo</i>	555
STATISTICAL DOWNSCALING OF SUMMER PRECIPITATION IN COLOMBIA <i>R.Palomino-Lemus, S. Córdoba-Machado, S.R.Gámiz-Fortis, Y.Castro-Díez, M.J. Esteban-Parra</i>	565
VALIDATION OF TROPICAL PACIFIC SLP PATTERNS IN CMIP5 MODELS <i>R.Palomino-Lemus, Samir Córdoba-Machado, S.R.Gámiz-Fortis, Y.Castro-Díez, M.J. Esteban-Parra</i>	575
¿CAMBIARÁ EL RÉGIMEN DE PRECIPITACIÓN EXTREMA EN ESPAÑA? <i>R. Monjo, J. Pórtoles, E. Gaitán, J. Ribalaygua, L. Torres</i>	585
INFLUENCIA DE LA INTERACCIÓN OCÉANO ATMÓSFERA EN LA SIMULACIÓN DEL CLIMA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: UN ESTUDIO CON UN MODELO REGIONAL ACOPLADO <i>W.D. Cabos, D. Sein, A. Izquierdo, A.de Frutos, J. I. Pérez.</i>	595
EXTREMOS ESTACIONALES PARA EL S.XXI EN ESPAÑA PENINSULAR: PERIODOS DE RETORNO <i>P. Amblar-Francés, P. Ramos-Calzado</i>	605

SIMULACIONES REGIONALES PALEOCLIMATICAS: INDICE WI Y SU RELACIÓN CON LA NAO <i>J.P. Montávez, A. García-García, E. García-Bustamante, J.J. Gómez-Navarro</i>	615
PROYECCIÓN DE LA ACTIVIDAD CICLÓNICA FUTURA BASADA EN PATRONES SINÓPTICOS DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR <i>J.Diez., A. Espejo, F.J. Mendez, M. del Jesus, J. Pérez, I.J.Losada</i>	625
MULTI-MODEL PROJECTIONS FOR WAVE CLIMATE IN THE NORTH ATLANTIC OCEAN <i>J. Perez, M. Menendez, P. Camus, F. J. Mendez, I. J. Losada</i>	635
TENDENCIAS DE LA NUBOSIDAD EN EL MEDITERRÁNEO A PARTIR DE OBSERVACIONES DESDE SUPERFICIE, SATÉLITES, REANÁLISIS Y SIMULACIONES CLIMÁTICAS <i>A.Sanchez-Lorenzo, A. Enriquez-Alonso, J. Calbó, J. A. González</i>	645
PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA EL CAUDAL DEL RÍO GUADALQUIVIR <i>M.J.Esteban-Parra, J.M.Hidalgo Muñoz, R.Palomino-Lemus, S.Córdoba-Machado, S. R. Gámiz-Fortis, Y. Castro-Díez</i>	655
PROYECCIONES A MEDIO PLAZO DE CAMBIOS CLIMÁTICOS EN LOS RECURSOS SOLAR Y EÓLICO SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA <i>S. Jerez, J.M. López-Romero, P. Jiménez-Guerrero, R. Lorente-Plazas, J.P. Montávez</i>	665
CLIMATOLOGÍA DEL VIENTO SOBRE LA PENINSULA IBÉRICA: OBSERVACIONES Y MODELOS <i>J.P. Montávez, R. Lorente-Plazas, S. Jerez, P. Jiménez-Guerrero, J.A. García-Valero, P.A.Jiménez</i>	675
REGIONALIZACIÓN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA E ISLAS BALEARES DESDE EL PUNTO DE VISTA EÓLICO: APLICACIÓN AL ESTUDIO DE LA EVOLUCIÓN DEL RECURSO EÓLICO EN UN ESCENARIO DE CAMBIO CLIMÁTICO <i>G. Gómez Prada, W. Cabos Narvaéz, G. Liguori</i>	687
CAMBIO CLIMÁTICO Y PRODUCTIVIDAD DE TRIGO EN ESPAÑA  <i>S. Hernández Barrera, C. Rodríguez Puebla</i>	697
<b>PONENCIA 3: CAMBIO GLOBAL</b>	707
CLIMATIC AND HYDROLOGIC CHANGES IN MOROCCAN MIDDLE-ATLAS DURING THE HOLOCENE <i>N. E. Hamouti</i>	709
DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL MANTO DE NIEVE EN UNA CUENCA DEL PIRINEO CENTRAL EN RELACIÓN CON LA TOPOGRAFÍA; PERSISTENCIA INTRA- E INTER-ANUAL <i>J. Revuelto, J.I. López Moreno, C. Azorín Molina, S.M. Vicente Serrano</i>	717
NIVOMETRÍA Y PERFILES DE INNIVACIÓN EN NÚRIA (1.970 M, PIRINEO ORIENTAL): 1985-2013 <i>F. Salvador Franch, G. Salvà Villoslada, F. Vilar Bonet, C. García Sellés</i>	729
COMPORTAMIENTO TÉRMICO DEL SUSTRATO ROCOSO EN EL SECTOR DE CUMBRES DE SIERRA NEVADA (2002-2013) <i>A.Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, M. Oliva, M. Salvà Catarineu, D. Palacios, L.M. Tanarro</i>	739
DIFERENCIAS ENTRE BIOTIPOS EN EL RETRASO DE LA PRODUCCIÓN PRIMARIA EN RESPUESTA A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA <i>R. Ortega, A.Reyes, D. Alcaraz-Segura, F.S. Rodrigo, J. Cabello</i>	749
ANÁLISIS COMPARATIVO DEL BALANCE HÍDRICO DEL SUELO Y BIOCLIMÁTICO DE LA ESTACIÓN DEL PALACIO DE DOÑANA CON LOS DATOS TERMO-HIGROMÉTRICOS DEL SABINAR DEL MARQUÉS (RESERVA BIOLÓGICA DE DOÑANA) <i>R. Cámara, M. Salvà-Catarineu, C. Borja, F. Salvador</i>	769

TERMOHIGROMETRÍA DEL AIRE Y DEL SUELO DE LOS SABINARES DE LA ISLA DE EL HIERRO (CANARIAS)	779
<i>M. Salvà Catarineu, F. Salvador Franch, P.A. Padrón Padrón, A. Cortés Lucas, J.A. López-Bustins</i>	
VARIACIÓN EN EL PORCENTAJE DE COBERTURA DE LÍQUENES DURANTE LAS ÉPOCAS SECA Y LLUVIOSA EN ÁRBOLES DE LAS PROVINCIAS DE SAN JOSÉ, ALAJUELA Y CARTAGO, COSTA RICA	789
<i>V. H. Méndez Estrada</i>	
INFLUENCE OF CLIMATE CHANGE SCENARIOS ON HEALTH SAFETY LIMITS FOR THE PRESENCE OF ATMOSPHERIC BaP IN EUROPE	799
<i>N. Ratola, J.P. Montávez, P. Jiménez-Guerrero</i>	
CAMBIO CLIMÁTICO Y DENGUE. UNA APROXIMACIÓN SISTÉMICA.	809
<i>C.M. Welsh-Rodríguez, C.A. Ochoa-Martínez, A.J. Monaghan, M. Hayden, S. Lozano-Fuentes, L.M. Eisen, M.A. Morales-Martínez</i>	
LA HUELLA DEL CARBONO DURANTE EL CICLO DE VIDA DEL TELÉFONO CELULAR	821
<i>S.E. Cruz Sotelo, S. Ojeda-Benitez, Q. Aguilar Virgen, P.A. Taboada González, N. Santillán Soto</i>	
ESCENARIOS DE MITIGACIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL MANEJO DE LOS RESIDUOS COMERCIALES	831
<i>S. Ojeda-Benitez, S.E. Cruz Sotelo, K. Garduño Palomino, N. Santillán-Soto O.R. García Cueto</i>	

# CORRECCIÓN DEL SESGO DE LA TEMPERATURA DIARIA CON LA INTRODUCCIÓN DE LAS ESTACIONES AUTOMÁTICAS

José Antonio LÓPEZ DÍAZ <sup>1</sup>, Enrique AGUILAR ANFRONS <sup>2</sup>, María Yolanda LUNA RICO <sup>1</sup>, Marc PROHOM DURAN <sup>2</sup>, Alba GILABERT GALLART <sup>2</sup>

<sup>1</sup>Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

<sup>2</sup>Center for Climate Change, C3, Universitat Rovira i Virgili

<sup>3</sup>Sevei Meteorològic de Catalunya (SMC)

jlopezd@aemet.es, enric.aguilar@urv.cat, mlunar@aemet.es, mprohom@meteo.cat, alba.gilabert@urv.cat

## RESUMEN

El cambio de estaciones de observación convencionales a automáticas se ha llevado a cabo o lo está haciendo en muchas partes del mundo, y todo indica que aumentará en el futuro. Este cambio de tipo de sensor, que en ocasiones conlleva un cambio adicional de garita meteorológica, puede producir inhomogeneidades de similares características en toda una red de series climatológicas. La investigación de métodos que permitan la corrección de inhomogeneidades de dato diario es un tema de activa investigación en la actualidad. En este trabajo se describen resultados preliminares obtenidos con la aplicación del método QM “quantile-matching” de B. Trewin (2012).

En primer lugar se describirá la red de estaciones de la Península y Baleares usadas en el estudio, que comprende 47 estaciones provenientes de AEMET y del SMC con 134.000 observaciones simultáneas convencional-automática. Tras un control de calidad se han retenido 30 estaciones con 30.000 pares de observaciones.

Se analizan los sesgos debidos a la introducción de las estaciones automáticas en este dataset a escala mensual y anual. También se presenta un estudio más detallado del efecto de la automatización en la estación de Barcelona-Observatorio Fabra para la que se dispone de buenos metadatos.

En la última parte se investiga la capacidad del método QM de Trewin (2012) para corregir estos sesgos del dato diario de temperatura por medio de la comparación con dos métodos alternativos más sencillos. Por último se discuten los resultados y perspectivas para trabajos posteriores.

**Palabras clave:** temperatura diaria, estaciones automáticas, estaciones convencionales, homogeneidad, corrección temperatura diaria, algoritmo de ajuste de cuantiles.

## ABSTRACT

The change from conventional stations to automatic ones has been or is being done in many parts of the world, and is expected to increase in the future. The change of sensor, which can be accompanied by a change of instrument shelter, can lead to inhomogeneities of similar characteristics across a whole network. The search for methods to correct these inhomogeneities is an active research topic at the moment. In this work we show some preliminary results obtained by applying the quantile-matching algorithm of Trewin (2012).

Firstly we describe the station network over the Peninsula and the Balearic Islands used in this study. It comprises 47 stations coming from AEMET and SMC with 134000 conventional-automatic simultaneous observations. After performing a quality control 30 stations and 30000 paired observations have been kept.

The biases coming from the introduction of the automatic stations are analysed at the monthly and annual scale. We also present a more detailed study of the effect of the automatization in the Barcelona-Observatorio Fabra station, for which we have good metadata.

In the last part of the paper we explore the ability of the QM Trewin method to correct the biases in daily temperature through a comparison with two simpler alternative procedures. Finally we discuss these results and perspectives for future work.

**Key words:** daily temperature, automatic stations, conventional stations, homogeneity, daily temperature adjustment, quantile matching algorithm.

## 1. INTRODUCCIÓN

Durante la primera mitad del siglo XX (Wood, 1946) se iniciaron los esfuerzos para conseguir la automatización de las observaciones meteorológicas. Sin duda alguna, la posibilidad de obtener registros más frecuentes y situar puntos de observación en lugares remotos supuso un estímulo para el desarrollo de tales instrumentos. Bien entrado el último cuarto de la pasada centuria, la tecnología permitió generalizar progresivamente su empleo y aumentar la densidad espacial y la resolución temporal de las redes observacionales. Sirva de ejemplo el proyecto pionero de la Universidad de Madison-Wisconsin (USA) que inició a principios de los años 1980s (Sterns *et al.*, 1980) con la instalación y explotación de estaciones automáticas (EMA en lo sucesivo) en la Antártida.

En España, el Instituto Nacional de Meteorología emplazó las primeras EMAs a partir de 1983 (Lambás *et al.*, 2004) y en la actualidad cuenta con 544 estaciones climatológicas automáticas y 259 estaciones meteorológicas automáticas en toda España, mientras que el Servei Meteorològic de Catalunya, tras su reinstauración en 1996, completó la monitorización de su territorio mediante el despliegue de una notable red, actualmente constituida por 173 EMAs (Anuari de dades meteorològiques, 2013).

Adicionalmente, en las últimas décadas, numerosas EMAs han reemplazado en observatorios preexistentes a la observación convencional manual (EMC en lo sucesivo). Dichas sustituciones, a pesar de tener como impacto positivo la obtención de mediciones prácticamente continuas, pueden introducir un sesgo a la hora de derivar series temporales de largo recorrido para el estudio de la variabilidad y el cambio climático. La Organización Meteorológica Mundial recomienda para estudiar el efecto de la automatización – y, en general, para evaluar cualquier cambio importante en la instrumentación, exposición o entorno de las estaciones meteorológicas - efectuar un mínimo de dos años de observaciones paralelas simultaneando las condiciones nuevas y antiguas (Plummer *et al.*, 2003). Dicho documento también alerta de las necesidades de mantenimiento de los sistemas automatizados para su correcto funcionamiento y permitir una relación constante en las diferencias EMA - EMC.

Por lo que se refiere a la variable temperatura, diversos autores han analizado el sesgo introducido por la automatización. En Rumanía, Boroneant *et al.* (2006) estudian un conjunto de 15 estaciones, con un año de datos emparejados. Entre las mismas, las medias mensuales

de la temperatura mínima son habitualmente más frías en la EMA, mientras las diferencias presentan signos más variantes entre estaciones durante el día. En Estados Unidos, Sun *et al.* (2004) evalúan las diferencias entre el U.S. Climate Reference Network (USCRN) y el Automated Surface Observing System (ASOS), encontrando diferencias sistemáticas del orden de 0.1 °C, diferencias que se magnifican en determinadas condiciones meteorológicas. En el mismo país, Wu *et al.* (2004), comparan las estaciones del programa Cooperative Weather Stations Network (COOP) con los datos automatizados procedentes de la Automatic Weather Data Network (AWDN) en el estado de Nebraska para alertar de notables discrepancias entre ambos sistemas. Finalmente, Holder *et al.* (2005), centrándose en el estado de North Carolina, comparan datos manuales del National Weather Service's Cooperative Observer Program (COOP) con las observaciones automatizadas del programa North Carolina Collocated Automated Network (NCECONet). Sus conclusiones indican que la red manual registra sistemáticamente temperaturas máximas mayores y mínimas inferiores.

Es evidente que el estudio de las medidas emparejadas debe servir tanto para establecer la necesidad de ajustar las series temporales, como para explorar las mejores técnicas disponibles. Cabe también mencionar que conocer la magnitud y forma de esta inhomogeneidad, presenta el valor añadido de permitir su reproducción en los procesos avanzados de benchmarking que, en la actualidad, suponen la mejor herramienta disponible para la validación y mejora de los métodos de homogeneización.

En este trabajo se presenta y estudia una red de datos emparejados de temperatura, facilitados por la Agencia Estatal de Meteorología y el Servei Meteorològic de Catalunya. En la próxima sección, se realiza la descripción de la red y se presenta la aproximación metodológica para su estudio y corrección inicial; a continuación se describe el sesgo introducido, tanto a nivel de red como a en distintas estaciones; finalmente, se evalúan distintas opciones de corrección.

## 2. DATOS Y MÉTODOS

Los datos utilizados en este estudio han sido proporcionados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y por el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC). El dataset inicial contiene alrededor de 134.000 observaciones emparejadas de temperatura máxima y mínima diaria procedentes de 47 estaciones diferentes distribuidas por toda España y se ha sometido a un control de calidad para eliminar las observaciones anómalas. El control de calidad ha consistido, en un primer estadio, en marcar aquellas parejas de observaciones para las cuales:

- La temperatura máxima diaria es menor o igual que la mínima diaria tanto en EMA como en EMC.
- Alguna de las dos observaciones está fuera del rango [-40°C, 40°C] o bien la diferencia EMA – EMC es mayor que 2°C.
- Alguna de las observaciones EMA o EMC es un valor aberrante, definido como una diferencia EMA – EMC fuera de los límites definidos por el percentil 75/25 +/- 4 veces el rango intercuartílico calculado con ventana de 5 días centrada en el día objetivo.

En un segundo estadio se han eliminado del posterior análisis, los años incompletos siguiendo estos pasos:

- a) Selección de los días para los que tanto la EMA como la EMC tienen observación válida para máxima y mínima.
- b) Cálculo de las medias mensuales para los meses con al menos 15 valores. Este criterio es mucho más permisivo que el de OMM (que solo permite 5 lagunas en total en el mes como máximo, o 3 si son seguidas), pero se ha considerado que 15 valores son suficientes para estimar una media para nuestro propósito de describir las diferencias entre la automática y la convencional.
- c) Se han conservado los años para los que todas las medias mensuales se han podido calcular.

El dataset final para el análisis contiene 35.536 pares y 102 años completos, de una total de 30 estaciones.

### 3. DESCRIPCIÓN DEL SESGO

En primer lugar hemos analizado el sesgo debido a la introducción de las estaciones automáticas de forma global. Para ello se han estudiado las diferencias EMA – EMC juntando las provenientes de todas las estaciones del dataset. En la tabla 1 se presentan estadísticos correspondientes a la temperatura máxima diaria (TX), y en la tabla 2 los correspondientes a las mínimas (TN). El sesgo medio anual en TX es  $0.1^{\circ}\text{C}$  y en TN  $-0.2^{\circ}\text{C}$ , de modo que en conjunto la automática es algo más cálida durante el día y algo más fría durante la noche que la convencional. Para TX el 48.4 % de las observaciones corresponden a EMA más caliente y el 43.5 % a EMA más fría (el 8.1 % sin diferencia). Para TN los valores correspondientes son 40.0%, 53.8% y 6.2%, respectivamente. Tanto para temperatura diurna como nocturna alrededor de la mitad de las observaciones muestran diferencias menores o iguales a  $0.5^{\circ}\text{C}$  en valor absoluto. Para un tope de  $0.1^{\circ}\text{C}$  encontramos poco más de un 10% de las observaciones.

Las distribuciones mensuales de las diferencias diarias EMA – EMC son bastante parejas a la anual (ver tablas 1 y 2). Para TX las mayores diferencias se encuentran en enero y febrero ( $0.2^{\circ}\text{C}$  y  $0.2^{\circ}\text{C}$ ), mientras que el resto de los meses se mueven entre  $0.1^{\circ}\text{C}$  y  $0.0^{\circ}\text{C}$ ; para TN todos los meses presentan sesgos negativos entre  $-0.1^{\circ}\text{C}$  y  $-0.2^{\circ}\text{C}$ . Todas las distribuciones mensuales son leptocúrticas y la mayoría asimétricas, con colas pesadas y valores extremos grandes. Los mejores resultados (según el criterio de Akaike) tras el ajuste a la familia de Pearson, con ayuda del paquete de T PearsonDS, se obtienen con la distribución de Pearson de tipo IV.

Aunque la distribución geográfica de las estaciones puede tener un impacto en el signo, magnitud y distribución del sesgo, los factores más importantes que influyen en estas características están relacionados con el tipo de instrumentación, la calibración y la exposición. Aunque desgraciadamente los buenos metadatos son escasos podemos ilustrar lo anterior con algún caso en que el historial de la estación está disponible. Este es el caso de la estación de Barcelona-Observatorio Fabra, cuyos metadatos se muestran en la tabla 3.

Mes	Media	Sd	Sesgo	Ex. kurt.	Max EM A cál. dif.	Max EM A fría dif.	% abs. dif. <0.5	% abs. dif. <0.1	% EM A fría	% EM A cál.	Num. obs.
Jan	0.2	1.1	1.0	9.6	9.4	-7.6	53.5	14.0	39.2	54.4	2434
Feb	0.3	1.2	1.1	14.0	10.4	-7.7	55.6	16.5	37.2	55.5	2244
Mar	0.1	1.1	1.3	10.2	9	-5.5	59.8	15.4	42.9	47.9	2457
Apr	0.1	1.1	0.6	8.7	9.6	-6.0	57.7	13.0	45.7	46.1	2401
May	0.1	1.1	0.4	8.5	7.4	-7.9	57.2	12.5	44.3	46.7	2445
Jun	0.1	1.1	0.4	6.5	9.2	-6.3	55.4	11.9	44.5	46.9	2392
Jul	0.1	1.1	0.7	4.7	7.3	-5.8	55.3	10.3	46.4	45.4	2472
Aug	0.1	1.1	0.0	2.9	5.7	-6.1	53.5	9.9	44.8	48.0	2449
Sep	0.0	1.0	0.0	5.2	6.0	-6.2	58.2	12.5	45.8	45.2	2371
Oct	0.1	1.1	0.3	7.2	8.3	-6.9	57.9	11.9	43.7	48.6	2455
Nov	0.0	1.1	0.3	11.2	10.3	-6.5	59.5	15.9	45.2	46.8	2374
Dec	0.1	1.1	0.8	12.7	10.5	-7.0	57.2	16.7	42.6	49.3	2416
Year	0.1	1.1	0.6	8.8	10.5	-7.9	56.7	13.3	43.5	48.4	28910

Tabla 1: ESTADÍSTICOS GLOBALES PARA TEMP. MÁX. DIARIA DE LAS DIFERENCIAS EMA – EMC

Mes	Media	Sd	Sesgo	Ex. kurt.	Max EM A cál. dif.	Max EM A fría dif.	% abs. dif. <0.5	% abs. dif. <0.1	% EM A fría	% EM A cál.	Num. obs.
Jan	-0.1	1.3	0.1	4.6	7.9	-7.5	48.8	10.6	51.7	42.9	2434
Feb	-0.1	1.3	0.0	5.1	7.4	-6.7	51.3	11.9	50.5	43.4	2244
Mar	-0.2	1.2	0.0	4.1	7.0	-6.3	50.3	11.4	53.4	40.9	2457
Apr	-0.2	1.1	-0.3	3.9	6.7	-6.5	51.6	15.0	53.0	40.3	2401
May	-0.2	1.2	0.2	5.1	6.7	-7.7	52.4	17.8	51.9	39.3	2445
Jun	-0.2	1.2	0.2	3.7	6.2	-6.3	49.9	13.3	53.0	40.1	2392
Jul	-0.2	1.2	0.1	3.6	5.2	-6.7	49.8	11.0	55.7	38.4	2472
Aug	-0.2	1.2	0.3	4.4	6.6	-6.6	48.2	11.9	54.1	38.8	2449
Sep	-0.1	1.2	0.0	5.1	5.9	-7.3	47.0	10.9	54.8	39.3	2371
Oct	-0.2	1.2	-0.2	3.7	5.9	-6.7	46.6	11.9	55.9	39.0	2455
Nov	-0.2	1.3	-0.1	3.4	6.8	-6.8	45.2	9.9	58.5	37.2	2374
Dec	-0.2	1.4	-0.3	4.2	8.2	-8.2	48.2	11.3	53.4	40.5	2416
Year	-0.2	1.2	0.0	4.4	8.2	-8.2	49.1	12.2	53.8	40.0	28910

Tabla 2: ESTADÍSTICOS GLOBALES PARA TEMP. MÍN. DIARIA DE LAS DIFERENCIAS EMA – EMC

En la figura 1 se muestra la evolución de los promedios de las diferencias EMA – EMC para cada uno de los 9 años en Fabra. Está claro el impacto de los cambios conocidos de instrumentación en los años 2003 y 2004, pero especialmente llamativo es el impacto del cambio de julio de 2007, con la introducción de la garita Stevenson en lugar de una pequeña pantalla ventilada. Este último cambio ha reducido dramáticamente las diferencias tanto en TX como en TN.

<b>FECHA</b>	<b>ELEMENTO</b>	<b>Actuación</b>
01/01/1996	Data-logger	<i>Instalación del data-logger MCV EM300</i>
01/01/1996	Sensor de temperatura	<i>Instalación del sensor MCV STA-01</i>
01/01/1996	Abrigo meteorológico	<i>Instalación del abrigo de platillos ventilado MCV</i>
29/01/2003	Sensor de temperatura	<i>Substitución por el sensor MCV STA-02P</i>
26/10/2004	Sensor de temperatura	<i>Substitución por nuevo sensor MCV STA-02P</i>
31/07/2007	Data-logger	<i>Substitución por CAMPBELL CR1000</i>
31/07/2007	Sensor combinado de Temperatura/Humedad Relativa	<i>Substitución por el nuevo sensor VAISALA HMP45AL</i>
31/07/2007	Abrigo	<i>Instalación del nuevo sensor de Temperatura/Humedad Relativa en el interior del abrigo Stevenson (juntamente con los termómetros convencionales)</i>

Tabla 3: METADATOS DE LA ESTACIÓN AUTOMÁTICA DE FABRA PARA TEMPERATURA

#### **4. COMPARACIÓN DEL MÉTODO DE AJUSTE QM DE TREWIN FRENTE A ALTERNATIVAS SIMPLES**

Para corregir la inhomogeneidad producida por el cambio de estación convencional a automática a escala diaria en temperatura se ha propuesto recientemente el método “quantile-matching” (QM) de Trewin (2012). Este método aplica correcciones diferentes a los datos diarios dependiendo de la posición de sus anomalías (respecto a valores promedio suavizados) en la distribución de frecuencias. La intención del método QM es producir data sets que son homogéneos para propiedades estadísticas de alto orden como la varianza y la frecuencia de extremos, además de para los valores medios.

Para valorar la bondad de este método en series de temperatura de España se ha comparado con algunas alternativas más simples. Se ha utilizado un conjunto de 26 estaciones con suficiente número de años completos aproximadamente. En cada estación se han utilizado para computar los estadísticos de errores que se describen luego cada uno de los años con datos de automática y convencional emparejados sucesivamente, utilizando el resto de los años de solape para el ajuste del método QM y los alternativos. Los estadísticos usados para

describir los errores, extraídos de Trewin (2012), son:

- Error absoluto medio  $ErAbs$
- Sesgo medio en valor absoluto  $SesAbs$
- Número de errores absolutos  $> 0.5^{\circ}\text{C}$   $\# Abs > 0.5$
- Media de los errores absolutos en extremales de las anomalías de la EMC  $ErAbsExt$

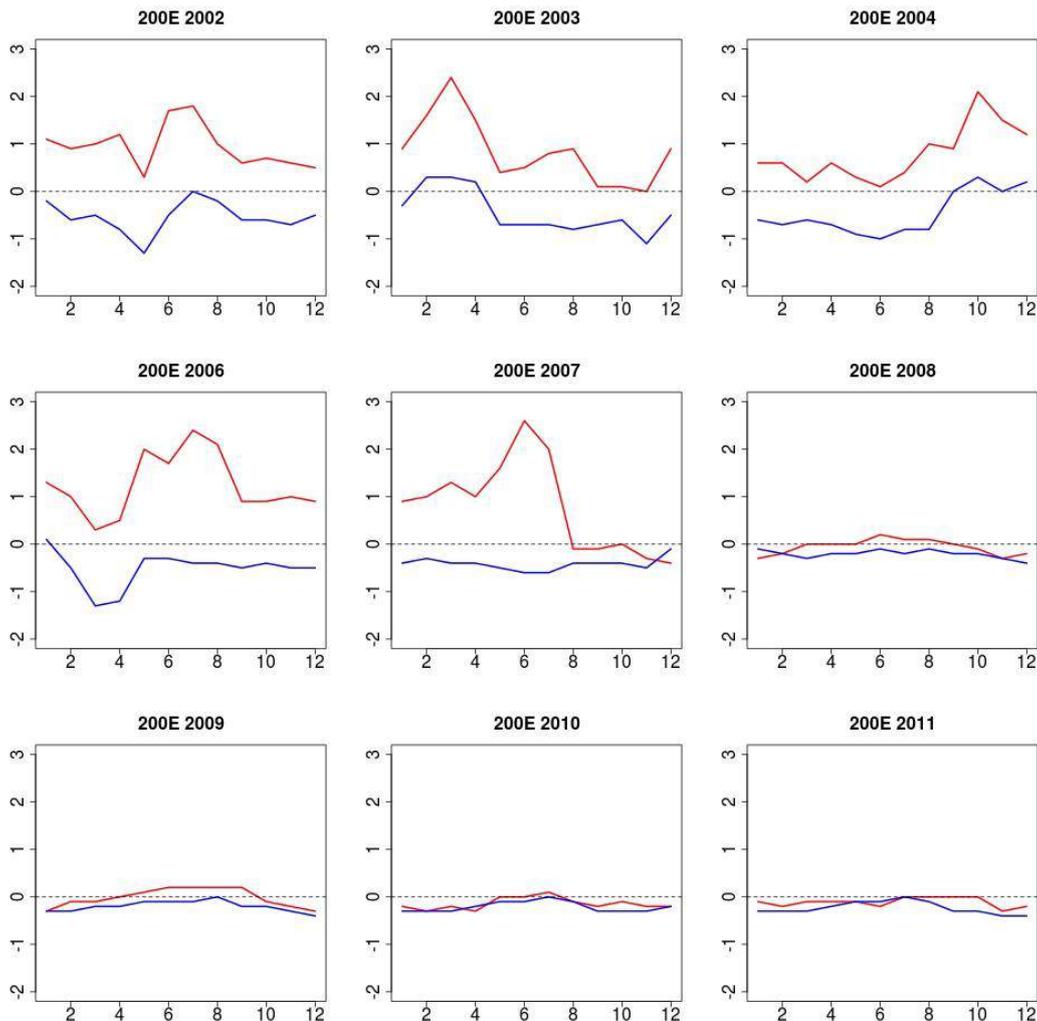


Fig. 1: Promedios mensuales de las diferencias diarias EMA – EMC para TX (rojo) y TN (azul) en la estación de Barcelona-Observatorio Fabra (200E).

- Sesgos (absolutos) en extremales de las anomalías de la EMC  $SesAbsExt$ .
- Errores máximos en extremales de las anomalías de la EMC  $ErMax$ .
- Errores mínimos (absolutos) en extremales de las anomalías de la EMC  $ErMinAbs$ .
- Media de los errores absolutos en días de máxima T de cada mes  $ErAbsMesExtAlto$ .
- Media de los errores absolutos en días de mínima T de cada mes  $ErAbsMesExtBajo$ .

En cursiva la clave en las tablas que siguen de cada medida de error. En estas tablas se ha

consignado cada tipo de error para TX y TN por separado. Para obtener un valor global sobre todas las estaciones consideradas se ha ponderado en el cómputo final de cada tipo de error cada estación según el número de días usado en la verificación.

Se han considerado dos alternativas más sencillas que QM:

A) Este método es similar al QM de Trewin salvo que no aplica el emparejamiento de cuantiles (truncado por un percentil alto) del QM para estimar la función de transferencia entre anomalías de la EMA y anomalías de la EMC, sino que estima esa función de transferencia por regresión lineal de las anomalías de la EMA respecto a anomalías EMC.

B) La segunda alternativa es todavía más sencilla, ya que ni siquiera trabaja con anomalías. Consiste simplemente en aplicar al dato EMC por meses una corrección aditiva del sesgo medio respecto al dato EMA estimada en el periodo de ajuste.

QM versus A (décimas de °C)	TX			TN		
	QM	QM-A	% DIF	QM	QM-A	% DIF
ErAbs	7,69	0,18	2,3	8,24	0,21	2,5
SesAbs	0,61	-0,01	-2,4	0,37	-0,02	-4,1
# Abs>0.5	811,54	14,51	1,8	974,30	9,96	1,0
ErAbsExt	9,11	0,24	2,7	10,28	0,45	4,3
SesAbsExt	1,13	-0,03	-2,4	2,29	-0,38	-16,7
ErMax	54,37	2,42	4,5	67,15	3,67	5,5
ErMinAbs	62,35	-0,18	-0,3	57,96	1,62	2,8
ErAbsMesExtAlto	7,79	0,04	0,5	10,58	-0,29	-2,7
ErAbsMesExtBajo	10,15	-0,32	-3,1	6,86	-0,67	-9,7

Tabla 4: ESTADÍSTICOS DE ERRORES PARA LOS MÉTODOS QM Y EL MÉTODO ALTERNATIVO A

En las tablas 4 (para el método A) y 5 (para el método B) se han recogido los resultados sumarios de la comparación. Para TX y TN hay tres columnas, la primera recoge el error para QM, la segunda diferencia de errores, la tercera esa diferencia en %. En las columnas de diferencias de errores un valor positivo indica que es mejor el método alternativo al QM.

Para el método A (tabla 4) se aprecia que QM es mejor en sesgo absoluto global (2ª fila numérica, como en lo sucesivo), el sesgo en extremales de anomalías (5ª fila) y en los errores en los días de máxima y mínima de cada mes (dos últimas filas). En cambio es mejor que QM en los errores absolutos incluidos los extremos (filas 1, 3 y 4) y en los errores máximos y mínimos. En conjunto no está clara la ventaja de uno sobre otro.

Para el método más simple B (tabla 5) se aprecia cierta superioridad respecto a QM también en los estadísticos de errores absolutos, pero sin inferioridad en el sesgo global. Con lo cual parece sorprendentemente incluso algo mejor que QM en conjunto, pero desde luego las diferencias son pequeñas.

En suma a la vista de estos resultados, obtenidos para un conjunto amplio de estaciones y una serie de estadísticos de errores también extensa, no parece que el método QM, pese a su

sofisticación teórica, ofrezca claras ventajas para el ajuste de temperatura diaria en nuestras estaciones.

QM versus B (décimas de °C)	TX			TN		
	QM	QM-B	% DIF	QM	QM-B	% DIF
ErAbs	7,69	0,22	3	8,24	0,07	1
SesAbs	0,61	0,04	7	0,37	-0,03	-7
# Abs>0.5	811,54	23,00	3	974,30	-2,59	0
ErAbsExt	9,11	0,38	4	10,28	0,08	1
SesAbsExt	1,13	0,12	11	2,29	-0,24	-11
ErMax	54,37	1,04	2	67,15	1,24	2
ErMinAbs	62,35	-0,64	-1	57,96	-0,16	0
ErAbsMesExtAlto	7,79	0,34	4	10,58	-0,23	-2
ErAbsMesExtBajo	10,15	-0,20	-2	6,86	0,03	0

Tabla 5: ESTADÍSTICOS DE ERRORES PARA LOS MÉTODOS QM Y EL MÉTODO ALTERNATIVO B

## 5. DISCUSIÓN

El análisis de los sesgos derivados del paso de estaciones convencionales a automáticas permite apreciar ciertas características globales del mismo, como se ha descrito en la sección 3. Sin embargo cuando se pretende refinar tanto en el espacio, tratando las estaciones individuales, como en el tiempo, tratando los años separadamente, se aprecian importantes variaciones. En esto coincidimos con Boroneant (2006). Si descendemos a escala diaria se aprecia que no faltan días sucesivos en que se alterna el signo de las anomalías. Esto ya da idea de la dificultad que cabe esperar *a priori* a la hora de abordar su corrección.

El método QM de Trewin (2012) es uno de los más prometedores según la bibliografía para esta corrección. Sin embargo, los resultados del estudio descrito en la sección 4 indican que este sofisticado método es incapaz de mostrarse superior con claridad a otros alternativos mucho más simples, cuando se valoran con un amplio conjunto de medidas del error.

Como líneas de trabajo para futuros desarrollos cabe señalar: abordar un estudio por regiones de las anteriores conclusiones provisionales que podría apuntar a climas para los que QM u otros métodos son adecuados; investigar más modelos estadísticos y/o introducir más variables auxiliares que aporten información sobre los sesgos diarios.

Este trabajo se realiza bajo el proyecto CGL2012-32193

## REFERENCIAS

*Anuari de dades meteorològiques 2013. Servei Meteorològic de Catalunya. Departament de Territori i Sostenibilitat. Generalitat de Catalunya*  
[http://www20.gencat.cat/docs/meteocat/Continguts/Climatologia/Anuaris/Estacions%20meteorologues/static\\_files/EMAs2013.pdf](http://www20.gencat.cat/docs/meteocat/Continguts/Climatologia/Anuaris/Estacions%20meteorologues/static_files/EMAs2013.pdf)

Boroneant, C., Baciú, M., Orzan, A. (2006). “On the statistical parameters calculated for the essential climatological variables during 2-years of parallel observations with automatic and classical stations in Romania”. *The Fifth Seminar on Homogenization and Data Quality Control in the Climatological Databases*, Budapest, May 29 - June 2, 2006, personal communication.

Holder, C., Boyles, R., Syed, A., Niyogi, D. y Raman, S. (2006). “Comparison of collocated automated (NCECNet) and manual (COOP) climate observations in North Carolina”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23:671-82.

Lambás, M. y Gil, M. (2004): *La observación y la instrumentación meteorológica: un cambio significativo*. Instituto Nacional de Meteorología - Un reto tecnológico, Ministerio de Medio Ambiente.

Plummer, N., Allsopp, T. y López, J.A. (2003). *Guidelines on Climate Observation Networks and Systems*. WMO-TD-1185, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

Stearns, Charles R. and Savage, Michael L.(1981). “Automatic weather stations: 1980-1981”. *Antarctic Journal of the United States*, Volume 16, Issue 5, 1981, pp.190-192.

Trewin, B.(2012). “A daily homogenized temperature data set for Australia”. *Int. J. Climatol.*, 33: 1510–1529. doi: 10.1002/joc.3530

Wood, L. (1946). “Automatic Weather Stations”. *Journal of Meteorology*, Vol 3, pp. 115-121.

Wu, H., Hubbard, K.G., You, J. (2004). “Some Concerns when Using Data from the Cooperative Weather Station Networks: A Nebraska Case Study”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol 22, pp. 592-602.

## RECONSTRUCCIÓN DE TEMPERATURAS A ESCALA DIARIA EN EL PARQUE NATURAL DEL MONCAYO (ESPAÑA)

Roberto SERRANO-NOTIVOLI, José María CUADRAT, Luis Alberto LONGARES ALADRÉN, Edurne MARTÍNEZ DEL CASTILLO, Klemen NOVAK, Miguel Ángel SAZ SÁNCHEZ, Ernesto TEJEDOR, Martín DE LUIS ARRILLAGA

<sup>1</sup>*Depto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza*  
rs@unizar.es

### RESUMEN

El presente trabajo muestra una metodología para reconstruir series completas de temperatura máxima y mínima diarias a partir de modelos regresivos diarios y locales utilizando los metadatos inherentes a los datos climáticos: latitud, longitud y altitud. Se han utilizado 66 observatorios del conjunto del Macizo del Moncayo procedentes de las redes de la Agencia Estatal de Meteorología, la Confederación Hidrográfica del Ebro y el Parque Natural del Moncayo, cubriendo un rango altitudinal de 2.000 metros y un periodo temporal desde 1950 hasta 2012.

El trabajo de reconstrucción se divide en tres fases: i) Control de calidad exhaustivo a escala diaria comparando cada dato observado con un conjunto de vecinos cercanos mediante ajuste de modelos construidos en función de los parámetros geográficos (latitud, longitud, y altitud) y eliminando aquellos que superan los umbrales establecidos; ii) Segmentación de las series originales para evitar inhomogeneidades; iii) Relleno de lagunas en toda la serie mediante el mismo método extrayendo un valor predicho en función de los datos vecinos depurados.

**Palabras clave:** Temperatura, reconstrucción, escala diaria, Moncayo, España.

### ABSTRACT

Present work shows a new methodology to reconstruct complete maximum and minimum temperature series from regressive daily and local models using inherent metadata of climatic data: latitude, longitude and altitude. 66 observatories in whole Moncayo massif have been used from different networks: Spanish Meteorological Agency, Ebro River Basin, and Moncayo Natural Park, covering an altitudinal range of 2,000 meters and a temporal period from 1950 to 2012.

Reconstruction work has been divided in three phases: i) Exhaustive quality control at daily scale comparing each observed data with a near set of neighbors through the fitting of models constructed with geographic parameters (lat., long, and alt.) and removing those which are upper of thresholds; ii) Segmentation of original series to avoid inhomogeneities; iii) Gap filling in all series through the same method extracting a predicted value depending on debugged neighboring data.

**Key words:** Temperature, reconstruction, daily scale, Moncayo, Spain.

## 1. INTRODUCCIÓN

La problemática de la disponibilidad de dato diario en climatología es una constante en cualquier proyecto de investigación que requiera de información climática. Actualmente, las fuentes de datos oficiales ofrecen series incompletas, y en muchos casos con errores e inhomogeneidades que no se ajustan a los requerimientos de calidad que exige la investigación científica.

Los trabajos desarrollados en control de calidad y relleno de información climática en datos mensuales son abundantes (Brunetti *et al.*, 2006; González-Hidalgo *et al.*, 2011; Mitchell y Jones, 2005; Aguilar *et al.*, 1999), y todos ellos utilizan métodos de relleno de lagunas considerando la estructura completa de las series del entorno en su escala temporal, que en el caso de aplicarlos a datos en escala diaria, son susceptibles de contaminar la variabilidad de la serie final. Los trabajos sobre dato diario también han sido tratados (Cano y Gutierrez, 2004; Herrera, 2011; Herrera *et al.*, 2012; El-Kenawy, 2012), pero suelen aplicar los métodos o alguna parte de ellos de las escalas de trabajo mensuales. Metodológicamente, ambas escalas no pueden ser tratadas de la misma manera, ya que climáticamente el comportamiento no es el mismo. El dato diario introduce mucha más incertidumbre y variabilidad, con un porcentaje mucho mayor de aparición de datos extremos, que a escala mensual podrían considerarse datos anómalos. La importancia de obtener un dato climático a escala diaria puede ser escasa si lo que se necesita es obtener una serie de tendencias a largo plazo en series muy largas de información, para esto sería suficiente con el dato mensual. Sin embargo, existen otras aplicaciones que sí lo requieren: estudios muy localizados espacialmente; estudios de base para predicciones de cambio climático; estudios de ecología forestal, etc. Además, a partir de una serie de datos diarios de calidad y homogeneizados, se pueden extraer valores mensuales que sí son adecuados para observar tendencias.

### 1.1 Área de estudio

El Parque Natural del Moncayo se ubica en la vertiente Este del macizo con una altura máxima de 2.314 metros. Se eleva desde el Valle del Ebro salvando un desnivel de 1.800 metros. Su ubicación geográfica le convierte en uno de los más claros exponentes de los ecosistemas de montaña de transición entre el ambiente mediterráneo y atlántico, condicionando la acusada variación altitudinal unos notables contrastes en las condiciones climáticas que quedan reflejadas en la transición existente de la vegetación (Martínez del Castillo *et al.*, 2012). Es una barrera que impide la entrada fluida de los frentes del Noroeste en el tramo medio del Valle del Ebro, enfría el viento durante los meses de invierno, y recibe la mayor parte de las precipitaciones convectivas en este sector de la Cordillera Ibérica.

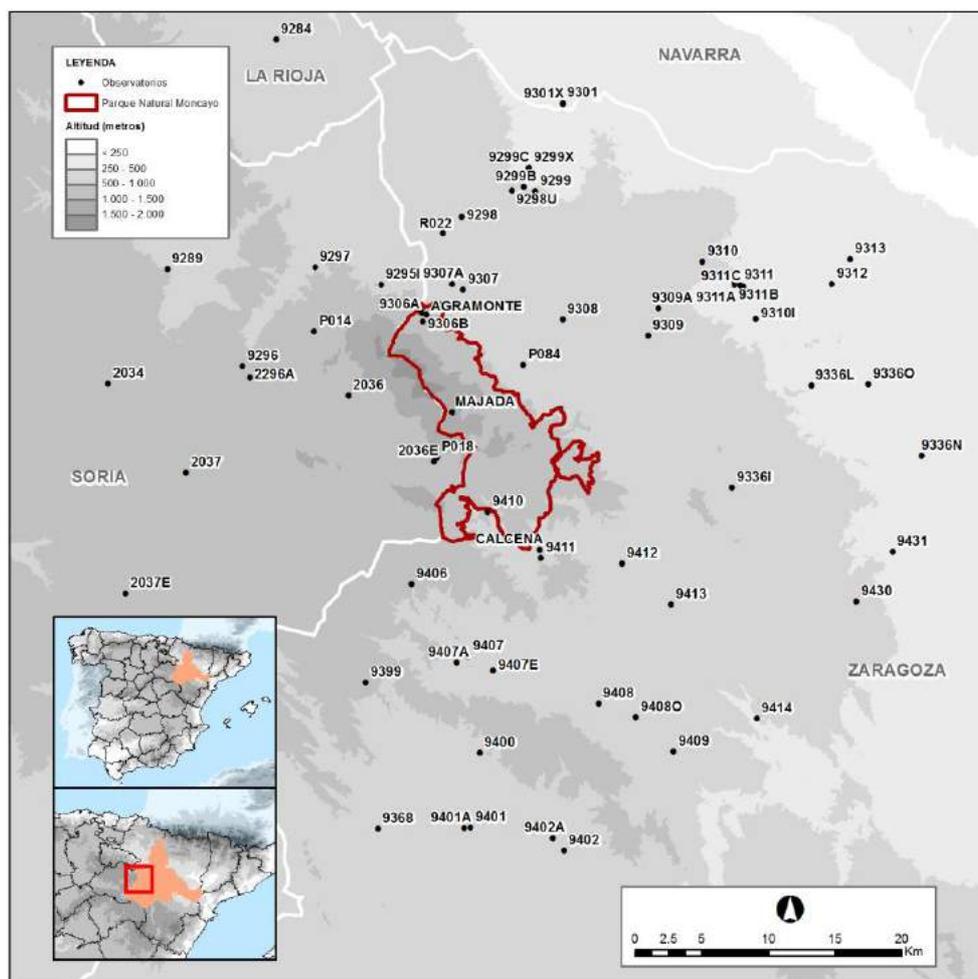


Fig. 1: Localización del área de estudio y ubicación de los observatorios utilizados.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

Para el presente estudio, se han utilizado un total de 66 observatorios con registro de temperatura. De todos ellos, 59 forman parte de la red de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), 4 corresponden a la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), y los 3 restantes pertenecen al Parque Natural del Moncayo y son el objetivo de la reconstrucción climática en este trabajo (Agramonte, Calcena, y Majada Baja).

### 2.1 Control de calidad

El control de calidad es un paso fundamental para eliminar los datos incorrectos y comprobar la consistencia de los mismos (Feng *et al.*, 2004). Tanto las series extraídas del Banco de Datos Climatológico Nacional de AEMET, como las provenientes de la CHE, o los datos obtenidos de las estaciones del PN del Moncayo, producen bases de datos en estado bruto, carentes de cualquier tipo de filtrado, y susceptibles de contener todo tipo de errores. Al trabajar con datos a escala temporal diaria, la variabilidad es mucho más manifiesta que con variables mensuales o anuales. La aparición de valores extremos que pueden ser confundidos con datos anómalos (outliers) es mucho más frecuente, por tanto es imprescindible adoptar una metodología que permita identificar

este tipo de anomalías correctamente.

Las metodologías utilizadas para el control de calidad en datos mensuales consideran la comparación de la serie candidata con las de referencia en toda su dimensión temporal, es decir, desde el inicio hasta el fin de cada una de las series como en Esteban *et al.* (2009) o en González-Hidalgo *et al.* (2011). El método propuesto en este trabajo compara, para cada registro diario, las circunstancias que se dieron en todos los observatorios del entorno que condicionaron el valor de la variable en cada uno de ellos, esto es, se hace un control, día por día, de cómo la altitud, la latitud y la longitud, influyeron en el dato de temperatura de cada observatorio y en qué medida. Así, se estima un valor promediado entre todas las estaciones vecinas que servirá de referencia para observar las anomalías que puede haber entre éste (valor de referencia construido con las observaciones vecinas para un día concreto) y la estación objetivo a corregir (valor observado en la estación que se está trabajando).

Al estudiar las series climáticas en comparación a las de sus vecinos, se pueden determinar los días concretos en los que el valor de la variable climática de un observatorio tiene una varianza muy superior a la supuesta por la propia variabilidad local del clima. El objetivo es conseguir una serie de valores  $Z$  para cada observatorio, que representan la varianza extrema del valor original respecto a la modelización de los valores predichos de sus vecinos. Para obtener los valores  $Z$  se trabaja con los datos disponibles en cada día de todos los vecinos (para áreas más amplias es necesario filtrar el número de vecinos por distancia). Primero se estandarizan (1) a través de la media y la desviación estándar para que sean comparables con la serie candidata

$$Est_i = \left( \frac{CNVECI_i - MMVECI_i}{\sigma_i} \right) \sigma_{cand} + \bar{x}_{cand} \quad (1)$$

Donde  $Est_i$  es el valor estandarizado para el día concreto;  $CNVECI_i$  es el dato observado del vecino en el día  $i$ ;  $MMVECI_i$  es la media móvil de un mes de los valores observados de cada vecino;  $\sigma_i$  es la desviación estándar del conjunto de valores de un mes de cada vecino;  $\sigma_{cand}$  es la desviación estándar del conjunto de valores de un mes de la serie candidata; y  $\bar{x}_{cand}$  es la media móvil de un mes de los valores observados de la serie candidata.

Los valores estandarizados previamente se ajustan a los parámetros de altitud, latitud y longitud mediante el modelo de regresión que mejor se ajuste. Este ajuste se hace mediante polinomios desde orden 1 (ajuste lineal) hasta 4. El que mejor  $r^2$  produce es el método elegido para ese parámetro en concreto y ese día.

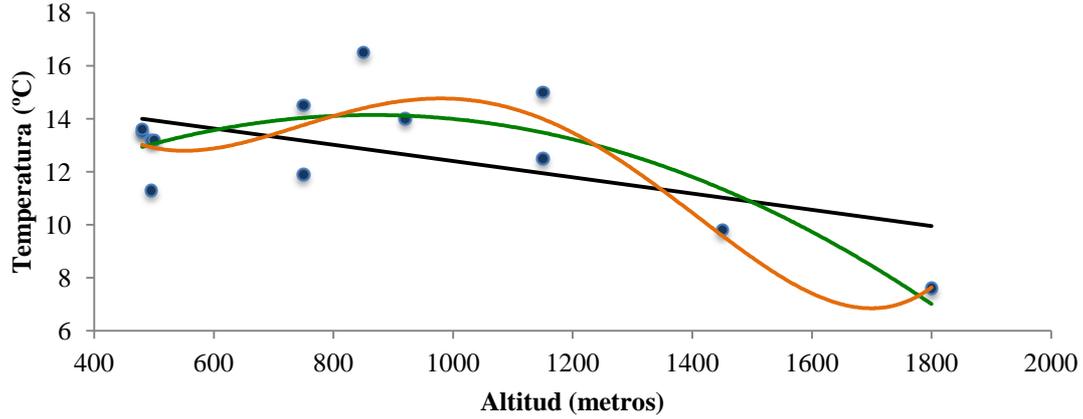


Fig. 2. Diferentes métodos de ajuste de los datos de temperatura máxima para un día concreto a los valores de altitud. Desde regresión lineal (negro) ( $r^2 = 0.31252$ ), hasta modelos de regresión con polinomios de orden 4 (naranja) ( $r^2 = 0.75481$ ), pasando por una regresión con orden de polinomio 2 (verde) ( $r^2 = 0.6823$ ).

Para adecuar los datos predichos a la serie candidata se estandarizan y se promedian para obtener unos predichos finales (2) en función de la  $r^2$  obtenida para cada modelo.

$$PFinal_i = \frac{(PParcial_{i alt} r^2_{i alt}) + (PParcial_{i lon} r^2_{i lon}) + (PParcial_{i lat} r^2_{i lat})}{r^2_{i alt} + r^2_{i lon} + r^2_{i lat}} \quad (2)$$

Donde  $PFinal_i$  es el valor Predicho Final para un día;  $PParcial_{i alt}$  es el Predicho Parcial de la Altitud para ese día;  $r^2_{i alt}$  es el valor de  $r^2$  para el modelo de predicción de la altitud de ese día; ;  $PParcial_{i lon}$  es el Predicho Parcial de la Longitud;  $r^2_{i lon}$  es el valor de  $r^2$  para el modelo de predicción de la longitud;  $PParcial_{i lat}$  es el Predicho Parcial de la Latitud; y  $r^2_{i lat}$  es el valor de  $r^2$  para el modelo de predicción de la latitud.

El cálculo final de los valores Z (3) se obtiene del cociente entre la serie de diferencias calculada entre el valor predicho final y su correspondiente valor observado ( $Dif_i$ ), y la desviación estándar de esa misma serie de diferencias

$$Z_i = \frac{Dif_i}{\sigma_{Dif}} \quad (3)$$

Esta serie de valores Z representa una serie de anomalías que se interpreta como el número de desviaciones estándar que la serie original se aleja de la serie de referencia estandarizada a partir de los datos de todos los observatorios vecinos, e individualizada para cada uno de los días de la serie candidata.

Cuando se ha realizado el primer cálculo de valores Z, se eliminan, de los valores originales, aquellas Z cuyo valor es superior a 3,5 (en valor absoluto). Estos valores indican los días en los que el valor original está 3,5 desviaciones estándar por encima o por debajo respecto al predicho a través de la modelización de sus vecinos, por eso se eliminan de la base de datos original, sobre la que se vuelve a repetir la iteración hasta que ya no existan. En este trabajo se ha eliminado un 5% de datos sobre el total de observaciones que se han considerado anómalos en función de estos criterios.

### 2.3 Relleno de lagunas

Las series originales de datos no son continuas, de hecho tienen huecos que responden a días en los que el observatorio no registró nada, o que han sido eliminados por considerarse anomalías ajenas a la respuesta digital de los instrumentos de medida.

Si estos huecos han sido superiores a 30 días, la serie se fragmenta en ese punto y pasa a considerarse como otra nueva. La razón de esta fragmentación es que, al tratar los datos de una misma serie como periodos continuos independientes, se elimina una posible contaminación de las medias y desviaciones estándar en el caso de que ambos periodos fuesen inhomogéneos (es decir, que tuviesen una señal climática diferente que respondiese a efectos ajenos a la propia evolución del clima).

El resultado de la fragmentación provoca que las 66 series originales de temperatura se conviertan en 360 en el caso de las máximas, y 363 en el caso de las mínimas. Tras el relleno de lagunas de cada una de ellas la serie final es un promedio ponderado por el número de datos originales de cada segmento, manteniendo los originales que no han sido eliminados en el proceso de detección de anomalías.

El proceso de relleno se compone de 4 etapas bien diferenciadas y todas ellas necesarias para obtener una serie final de valores robusta estadísticamente:

i) Estandarización de vecinos: Se realiza a partir de los datos de los vecinos depurados mediante la eliminación de las anomalías calculadas previamente.

ii) Relleno a periodo común: Se seleccionan como vecinos las 10 estaciones más cercanas a la candidata que, para el periodo con dato en ésta, compartan al menos 30 días observados. Esto asegura un relleno con homogeneidad temporal de al menos un mes para cada dato diario rellenado.

iii) Siguiendo iteración, utilizar los datos generados en la anterior para continuar con el relleno: después del primer relleno se genera una nueva matriz de datos que incorporarán los datos originales depurados, y los predichos por un primer relleno. En sucesivas iteraciones, esta matriz se utilizará como series de vecinos, y volverán a rellenar todos los huecos de la serie candidata original. Este proceso se repite tantas veces como sea necesario hasta que estén rellenas todas las series en su periodo completo.

iv) Relleno final: El último relleno se realiza sobre la matriz de datos en la que ya todas las estaciones están rellenas completamente, desde el primer día hasta el último. A partir de aquí solamente es necesario hacer una modelización de todos los datos de los vecinos para cada candidata en los días en los que no había observación originalmente, esto evitará variabilidades que no respondan a la tendencia original de la serie, pues el valor rellenado para cada día será un promedio de las series estandarizadas construidas con los vecinos más cercanos a ellas. El resultado final es un conjunto de series completas desde el inicio hasta el final sin un solo hueco, que mantiene la variabilidad de las series originales, matizada por las situaciones locales tanto espacial como temporalmente.

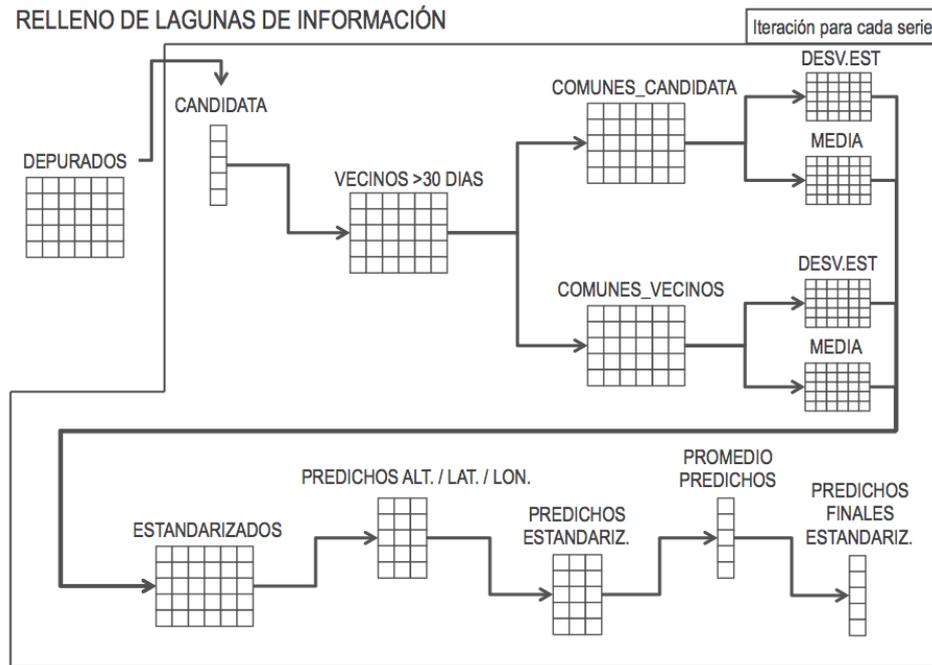


Fig. 4. Proceso de cálculo de los predichos para relleno.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El ajuste de los valores predichos a los observados cuando se trabaja sobre el dato diario (del que se han modelizado todos los predichos) es algo inferior a la situación que representan las medias mensuales. Esta diferencia viene dada por el aumento de la variabilidad del clima con el aumento de la escala temporal. De esta manera, comparando por pares todos los observados iniciales con sus respectivos predichos, se obtiene un valor de  $r^2$  medio de 0.9529 para las máximas, y de 0.9137 para las mínimas, un ajuste bastante bueno teniendo en cuenta que se trata de dato diario.

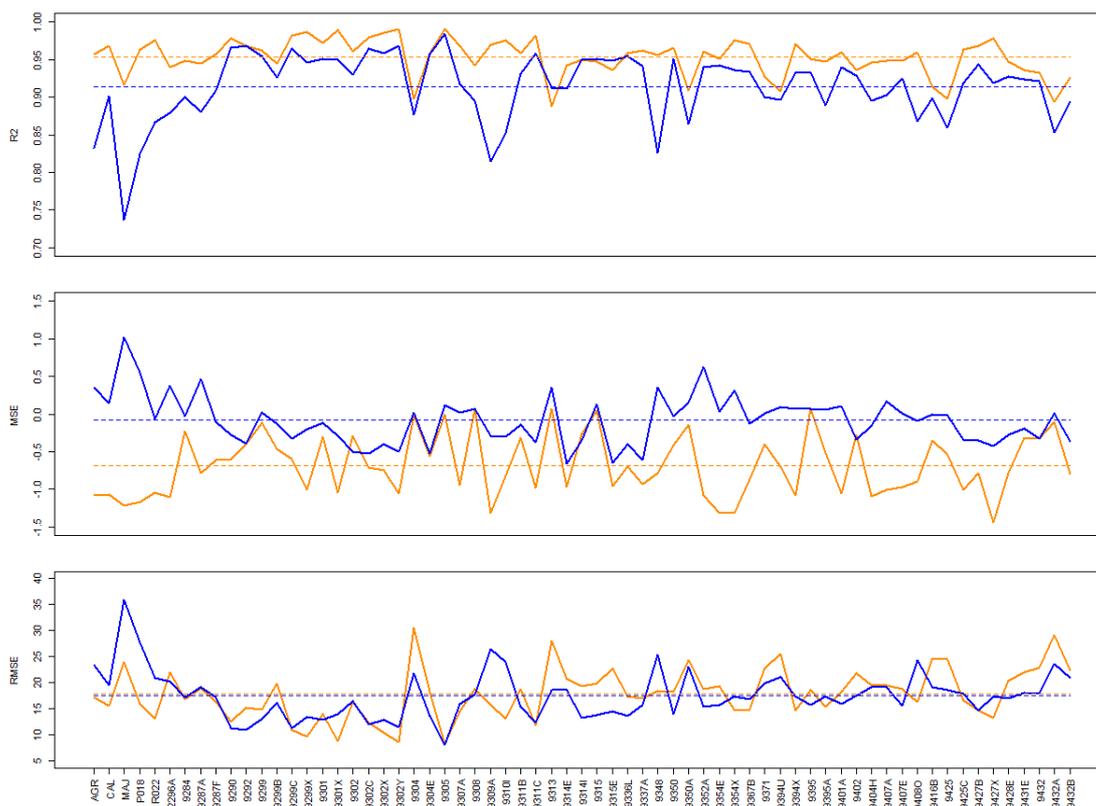


Fig. 6. Comparativa Observados-Predichos en dato diario para todas las estaciones de temperatura máxima (naranja) y mínima (azul). a) Valores de  $r^2$  en correlación de Pearson; b) Valores de Error Medio Absoluto; c) Valores de Error Cuadrático Medio

Los resultados de la modelización muestran unos resultados realmente buenos para las temperaturas máximas, y buenos para las mínimas, especialmente en Majada Baja (1.798 m.s.n.m.) (Figs. 7c.1 y 7c.2), donde el ajuste entre observados y predichos tiene un coeficiente de 0.74, esta zona es proclive a sufrir fenómenos de inversión térmica que no son bien detectados por el modelo. En la estación de Agramonte (1.090 m.s.n.m.) (Figs. 7a.1 y 7a.2), la situación es diferente pero el modelo funciona mejor con valores de  $r^2$  de 0.83 para las mínimas y 0.95 para las máximas.

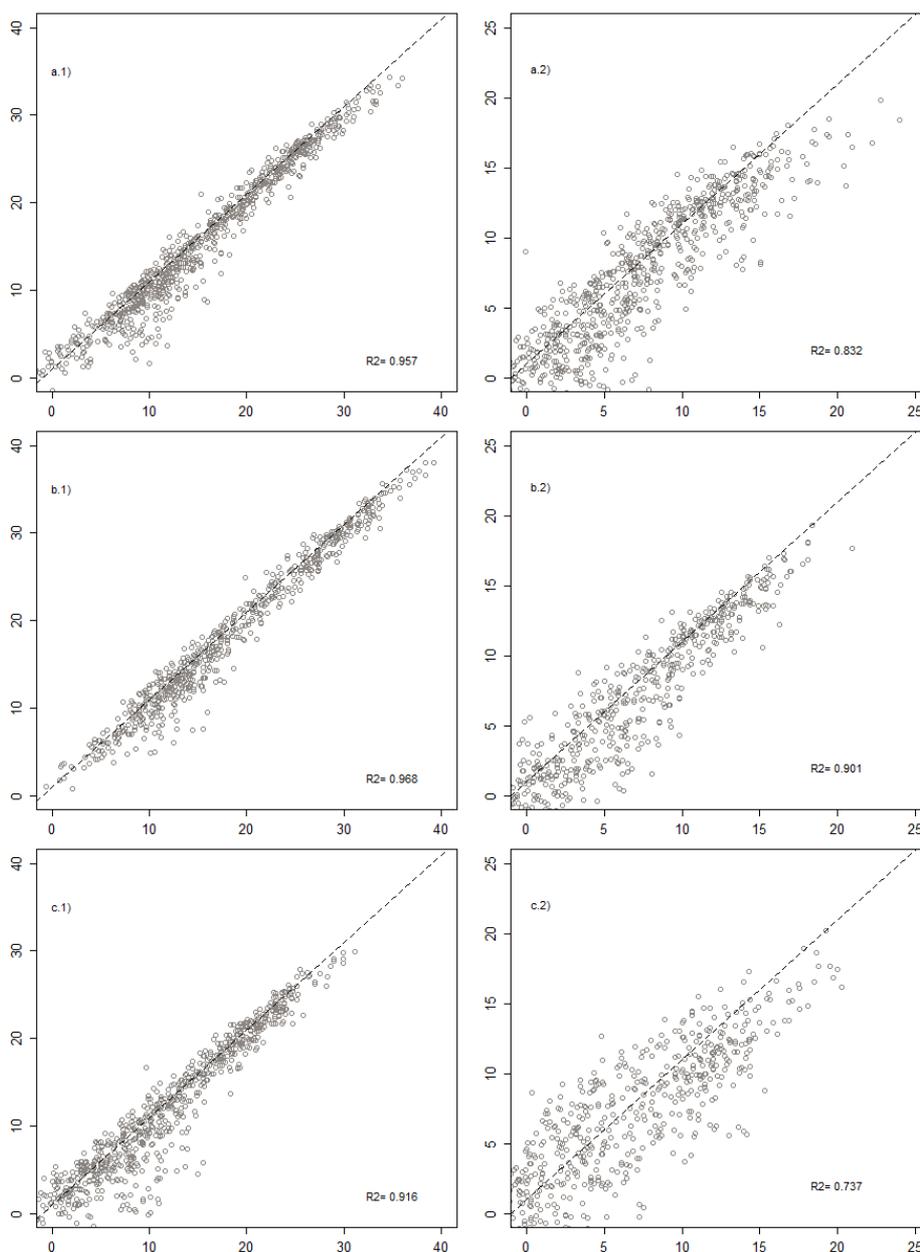


Fig. 7. Comparativa Observados-Predichos en dato diario para las estaciones de temperatura máxima y mínima. a) Agramonte; b) Calcena; c) Majada Baja. Col. izquierda: Temp. máxima; Col. Derecha: Temp. mínima

En general las temperaturas mínimas tienen más problemas para ser modelizadas correctamente que las máximas. En la Fig. 8 se muestra la relación entre el ajuste por correlación entre predichos y observados y la altitud. La causa es que los modelos de orden polinomial muy alto extrapolan los resultados al estar la observación fuera de rango.

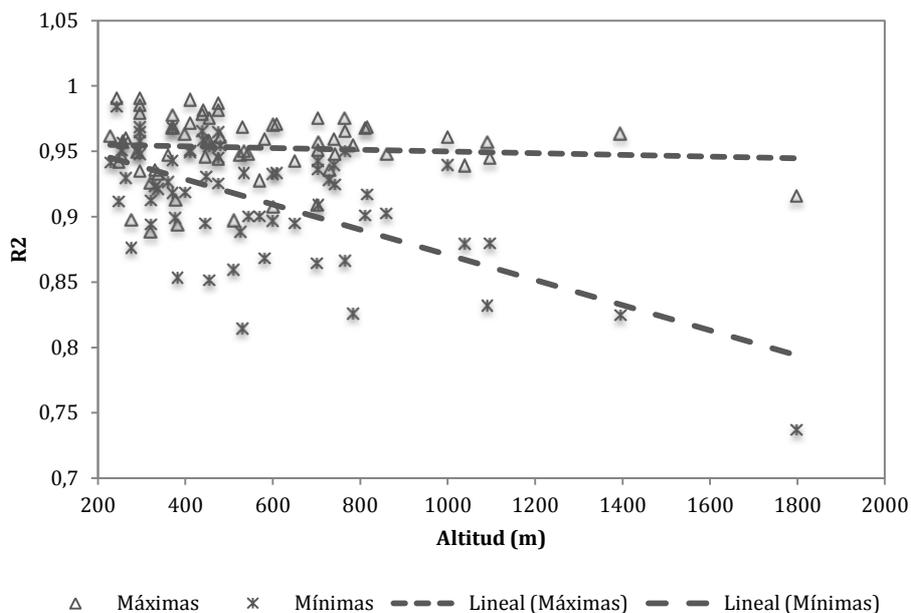


Fig. 8. Comparativa entre la correlación Observados-Predichos y la altitud de las estaciones

Se ha testado la homogeneidad de las tres estaciones del interior del Parque (Agramonte, Calcena, y Majada Baja) a través del agregado mensual del promedio de todas sus segmentaciones rellenas. Mediante el software HOMER (Mestre *et al.* 2013) se han buscado puntos de ruptura (*breakpoints*) en los que haya habido un cambio en la variabilidad de la serie que no responda a factores climáticos. Para determinar un *breakpoint* como válido, se consideraron como ciertos aquellos concentrados alrededor de un mismo año y en un mínimo de tres series vecinas pertenecientes a la misma subred (en este caso el conjunto de estaciones en un radio de 20 kilómetros alrededor del parque) (Kuglitsch *et al.*, 2009), y todo ello contrastado con el metadato disponible, si lo hubiera. No se han detectado puntos de ruptura claros, por lo que no ha procedido la corrección de ninguna de las tres series.

#### 4. CONCLUSIONES

En comparación a otros trabajos de escala diaria, Herrera (2011) acepta como validación un valor de R de 0.67 ( $R^2=0.45$ ) para dato diario en su base de datos de temperatura Spain02, Cano (2004) no ofrece ningún valor de correlación o de error medio para todo el periodo estudiado, y El-Kenawy (2013) solamente da valor de R para dos estaciones, 0.92 y 0.93 ( $R^2=0.85$  y 0.86 respectivamente).

En el presente estudio se han encontrado coeficientes de determinación más bajos en estaciones a mayor altura (Majada Baja, 1.800 m.s.n.m.). El ajuste de los datos en estas estaciones es menor, ya que el polinomio utilizado para interpolar el valor final está construido en muchas ocasiones con pocos datos (cada día cambia el número de vecinos) y todos ellos a menor altitud de estas estaciones candidatas a gran altitud, con lo que el valor predicho que se obtiene es una extrapolación que no encaja perfectamente en la serie original.

Para evitar valores predichos en altura que no se ajusten correctamente a modelos de orden de polinomio altos, se ha asignado en todos los días el modelo de orden 1

(regresión lineal) a partir de la altitud de la estación más elevada, de esta manera predice de manera menos irreal el valor final en altura para aquellas ubicaciones susceptibles de sufrir *overfitting* en su predicción (aquellas que están fuera del rango de los input).

Por otra parte, la estandarización de fragmentos que no contienen un año completo de observaciones, corre el riesgo de estar sesgada por los propios datos, ya que al estandarizar, por ejemplo, solamente con datos de verano o de invierno, modifica la variabilidad de la serie de referencia que rellena. Una posible corrección, a falta de realizar pruebas concluyentes, puede ser la de calcular una serie inicial de referencia a través de la modelización de los datos brutos, y extraerles su ciclo anual (media de cada día para todos los años), que después se añadiría a la serie de anomalías calculadas.

Las series resultantes del relleno tienen todos los días del periodo con un dato modelizado que mantiene la variabilidad y la media de la serie original, aunque se da en algún caso, especialmente en las temperaturas mínimas y en estaciones a mayor altura, que el ajuste no es tan perfecto como en las temperaturas máximas, hecho que puede deberse a una estandarización sobre periodos cortos, inferiores a un año, que no reflejan la variabilidad climática total que representa ese punto en el espacio. Este procedimiento será corregido en versiones posteriores del método, sin embargo, las tres estaciones objeto del trabajo, que disponían originalmente de tan solo tres años de observaciones (2010-2012) han sido rellenas hasta 1950 con ajustes de  $r^2$  superiores en muchos casos a 0.90, lo que indica que este método puede mejorar en algunos aspectos pero que es válido para la reconstrucción de valores diarios.

## 5. REFERENCIAS

- AGUILAR, E., LÓPEZ, J.M., BRUNET, M., SALADIÉ, O., SIGRÓ, X, LÓPEZ, D. (1999) Control de calidad y proceso de homogeneización de series térmicas catalanas. En: RASO, J.M. Y MARTÍN-VIDE, J. (Eds): *La climatología española en los albores del siglo XXI*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), Serie A, nº 1 pp. 15-23.
- BRUNETTI, M., MAUGERI, M., MONTI, F., NANNI, T. (2006). “Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series”. *International Journal of Climatology*, 26, pp. 345–381.
- CANO, R., GUTIERREZ, J.M. (2004). Relleno de lagunas y homogeneización de series de precipitación en redes densas a escala diaria. En: DIEGO, C., GARCÍA CODRÓN, J.C., RASILLA, D., FERNÁNDEZ DE ARRÓYABE, P., GARMENDIA, C. (Eds.): *El Clima entre el mar y la montaña*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), Serie A, nº 4. Santander. Pp. 431–440.
- EL-KENAWY, A. (2012): *Spatio-temporal variability of surface air temperature in Northeastern Spain*. Tesis doctoral.
- EL-KENAWY, A., LÓPEZ-MORENO, J.I., STEPANEK, P., VICENTE-SERRANO, S. (2013): “An assessment of the role of homogenization protocol in the performance of daily temperature series and trends: application to northeastern Spain”. *International Journal of Climatology*. 33, pp. 87–108
- ESTEBAN, P., NINYEROLA, M., PROHOM, M. (2009): “Spatial modelling of air temperature and precipitation for Andorra (Pyrenees) from daily circulation patterns”. *Theoretical Applied Climatology* 96, pp. 43–56

- FENG, S., HU, Q., QIAN, W. (2004): "Quality control of daily meteorological data in China, 1951-2000: A new dataset". *International Journal of Climatology*, 24(7), pp. 853-870
- GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C., BRUNETTI, M., DE LUIS, M. (2011), "A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945-November 2005)", *International Journal of Climatology*, vol. 31, no. 5, pp. 715-731.
- HERRERA, S. (2011): *Desarrollo, validación y aplicaciones de Spain02: Una rejilla de alta resolución de observaciones interpoladas para precipitación y temperatura en España*. Tesis doctoral. <http://www.meteo.unican.es/en/tesis/herrera>
- HERRERA, S., GUTIÉRREZ, J.M., ANCELL, R., PONS, M.R., FRÍAS, M.D., FERNÁNDEZ, J. (2012): "Development and Analysis of a 50 year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02)". *International Journal of Climatology* 32, pp. 74–85.
- KUGLITSCH, F.G., AUCHMANN, R., BLEISCH, R., BRÖNNIMANN, S., MARTIUS, O., STEWART, M. (2012): "Break detection of annual Swiss temperature series", *Journal of Geophysical Research*, 117, D13105.
- MARTÍNEZ DEL-CASTILLO, E., SERRANO-NOTIVOLI, R., NOVAK, K., LONGARES-ALADRÉN, L.A., ARRECHEA, E., DE-LUIS, M., SAZ-SÁNCHEZ, M.A. (2012): Cuantificación de los gradientes climáticos altitudinales en la vertiente Sur del Macizo del Moncayo a partir de una nueva red de estaciones automáticas en altura. En: RODRÍGUEZ PUEBLA, C., CEBALLOS, A., GONZÁLEZ, N., MORÁN TEJEDA, E., HERNÁNDEZ, A. (Eds): *Cambio Climático. Extremos e Impactos*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), Serie A, nº 8. Salamanca.
- MESTRE, O., DOMONKOS, P., PICARD, F., AUER, I., ROBIN, S., LEBARBIER, E., BÖHM, R., AGUILAR, E., GUIJARRO, J.A., VERTACHNIK, G., KLANCAR, M., DUBUISSON, B., STEPANEK, P. (2013). HOMER : "HOMogenisation softwarE in R- methods and applications". *Időjárás*, 117, pp. 47–67.
- MITCHELL, T., JONES, P. (2005): "An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids". *International Journal of Climatology* 25, pp. 693–712.
- WILLMOTT, C.J., MATSUURA, K. (2006), "On the use of dimensioned measures of error to evaluate the performance of spatial interpolators", *International Journal of Geographical Information Science*, 20, pp. 89–102.

# HOMOGENEIZACIÓN Y TENDENCIAS DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN ESPAÑA Y PORTUGAL, 1961-2011

César AZORÍN-MOLINA<sup>1</sup>, Sergio M. VICENTE-SERRANO<sup>1</sup>, Tim R. McVICAR<sup>2</sup>, Sonia JEREZ<sup>3</sup>, Arturo SÁNCHEZ-LORENZO<sup>4</sup>, Juan Ignacio LÓPEZ-MORENO<sup>1</sup>, Jesús REVUELTO<sup>1</sup>, Ricardo M. TRIGO<sup>5</sup>, Joan A. LÓPEZ-BUSTINS<sup>6</sup>, Fátima ESPÍRITO-SANTO<sup>7</sup>

1. Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Zaragoza

2. CSIRO Land and Water, Canberra, ACT, Australia

3. Departamento de Física, Universidad de Murcia

4. Grup de Física Ambiental, Departament de Física, Universitat de Girona

5. Instituto Dom Luiz, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

6. Grup de Climatologia, Facultat de Geografia i Història, Universitat de Barcelona

7. Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Lisboa, Portugal

cazorin@ipe.csic.es

## RESUMEN

En este estudio se analizan las tendencias de la velocidad del viento registradas en 67 estaciones de España y Portugal durante el período 1961-2011, y el subperíodo 1979-2008. Las series originales de velocidad del viento fueron sometidas a un control de calidad, reconstrucción y homogeneización aplicando el *Standard Normal Homogeneity Test* a partir de series de referencia simuladas con el modelo MM5. Los resultados muestran una ligera tendencia de descenso de la velocidad del viento, para ambos períodos 1961-2011 ( $-0.016 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ) y 1979-2008 ( $-0.010 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ). Estacionalmente, se detectan diferencias entre invierno y primavera, que muestran tendencias de descenso, y el verano y otoño, con tendencias de ascenso de la velocidad del viento. A pesar de que el descenso de la velocidad del viento afecta a un 77.8% de los observatorios en invierno y a un 66.7% en primavera, sólo aproximadamente el 40% de estas tendencias son estadísticamente significativas ( $p < 0.10$ ). Por el contrario, el aumento de la velocidad del viento se observa en un 51.9% de los observatorios en verano y un 57.4% en otoño, resultando igualmente un 40% de estas tendencias estadísticamente significativas ( $p < 0.10$ ). La homogeneización de las series de viento y la evaluación de las tendencias a largo plazo es fundamental para muchos campos, como la energía eólica, la agricultura, y la hidrología, entre otras.

**Palabras clave:** Homogeneización, Velocidad del Viento, Tendencias, España y Portugal.

## ABSTRACT

In this study we analyzed near-surface wind speed trends recorded at 67 land-based stations across Spain and Portugal for 1961-2011, also focussing on the 1979-2008 sub-period. Wind speed series were subjected to a quality control, reconstruction and homogenization using a novel procedure that incorporated MM5-simulated series as reference. The resultant series show a slight downward trend for both 1961-2011 ( $-0.016 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ) and 1979-2008 ( $-0.010 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ). However, differences between seasons declining values in winter and spring, and

increasing trends in summer and autumn were observed. Even though wind stilling affected 77.8% of the stations in winter and 66.7% in spring, only roughly 40% of the declining trends were statistically significant at the  $p < 0.10$  level. On the contrary, increasing trends appeared in 51.9% of the stations in summer and 57.4% in autumn, with also around 40% of the positive trends being statistically significant at the  $p < 0.10$  level. An accurate homogenization and assessment of long-term trends of wind speed is crucial for many fields such as wind energy, agriculture, hydrology, among others.

**Key words:** Homogenization, Wind Speed, Trends, Spain and Portugal.

## 1. INTRODUCCIÓN

Recientemente, muchos estudios climáticos han detectado un descenso significativo de la velocidad del viento en superficie, conocido con el término anglosajón de «global stilling» (Roderick *et al.*, 2007). Este fenómeno ha sido observado en los Estados Unidos (Klink, 1999; Pryor *et al.*, 2009), China (Xu *et al.*, 2006), Australia (McVicar *et al.*, 2008), Holanda (Smits *et al.*, 2005), República Checa (Brázdil *et al.*, 2009), entre otras muchas regiones. McVicar *et al.* (2012) confirmaron que el «global stilling» es un fenómeno extendido en la mayor parte del planeta, con una tendencia de descenso del viento de  $-0.014 \text{ m s}^{-1} \text{ a}^{-1}$  (metros/segundo/año) en promedio, es decir, del orden de  $-0.700 \text{ m s}^{-1}$  (metros/segundo) en los últimos 50 años. Las causas de este descenso en la velocidad del viento siguen sin ser resueltas, aunque en los últimos años se han apuntado múltiples hipótesis científicas: (i) debilitamiento de la circulación atmosférica causada por la expansión de la célula de Hadley (Lu *et al.*, 2007), (ii) incremento de la rugosidad del terreno asociada a una mayor masa forestal, crecimiento urbano y otros cambios en los usos del suelo (Vautard *et al.*, 2010), (iii) problemas de instrumentación (Wan *et al.*, 2010), (iv) aumento de la estabilidad causada por un incremento de la contaminación atmosférica (Xu *et al.*, 2006), y (v) efectos astronómicos vinculados a cambios decadales en la longitud del día (Mazzarella, 2007).

El objetivo de este trabajo es analizar las tendencias de la velocidad del viento en España y Portugal durante las últimas décadas (1961-2011) a fin de evaluar si el «global stilling» está afectando a esta región de latitudes medias. Los objetivos particulares de este artículo son los siguientes: (i) obtener series de velocidad del viento de alta calidad mediante un exhaustivo proceso de control de calidad, reconstrucción y homogeneización; y (ii) evaluar la variabilidad espacio-temporal de las tendencias de la velocidad del viento.

## 2. DATOS

### 2.1. Datos observados de velocidad del viento

Las series medias mensuales de velocidad del viento (en  $\text{m s}^{-1}$ ) se obtuvieron como promedio de los datos observados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) a las 00, 07, 13 y 18 UTC en el caso de España, y de los datos del recorrido del viento facilitados por el *Instituto Português do Mar e da Atmosfera* (IPMA) de 09 a 09 UTC en el caso de Portugal. A partir de la base original de datos de velocidad del viento, se seleccionaron: (i) las series más largas con datos abarcando el período 1961-2011 y sin más de 5 años de lagunas, (ii) las series con datos abarcando el subperíodo 1979-2008 (para poder ser comparados con los resultados de Vautard *et al.*, 2010) y sin más de 3 años de lagunas, y (iii) las series con menos

de 30 años de datos debido a la relocalización del observatorio meteorológico. Teniendo en cuenta estos criterios, 76 series de velocidad del viento (68 en España y 8 en Portugal) fueron sometidas al proceso de homogeneización que se describe en la sección 3.

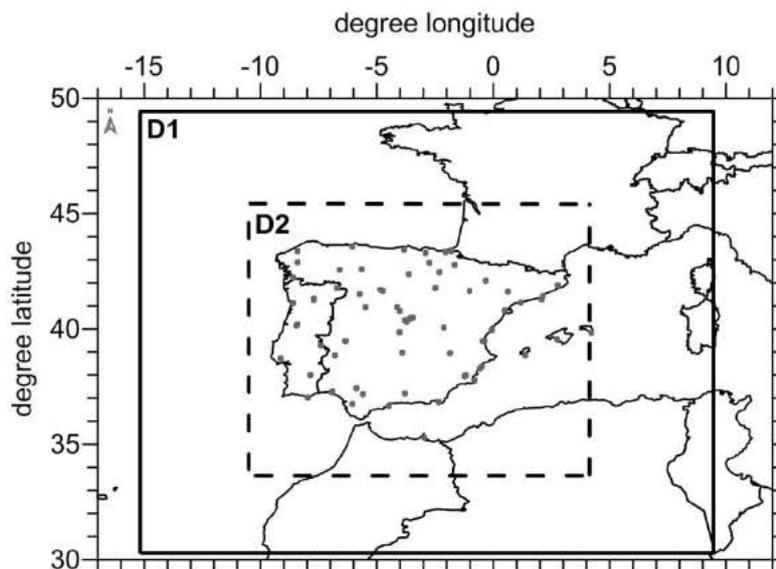


Fig. 1: Mapa del área de estudio con la localización (puntos grises) de las 67 estaciones meteorológicas con datos homogeneizados de velocidad del viento, y configuración de los dominios del modelo MM5 (D1 30-km, línea continua; D2 10-km, línea discontinua).

## 2.2. Datos modelizados de velocidad del viento

Un aspecto novedoso de este estudio es la aplicación de un modelo climático regional, el *Pennsylvania State University / National Center for Atmospheric Research mesoscale model MM5* (Grell *et al.*, 1994), para simular el campo de velocidad del viento. La capacidad del modelo MM5 para reproducir las tendencias de velocidad del viento a largo plazo, las circulaciones de mesoescala y los diferentes regímenes de viento ha sido demostrado por varios estudios (Lorente-Plazas *et al.*, 2012; Jerez *et al.*, 2013). Por lo tanto, en este trabajo se utilizó la velocidad del viento simulada con MM5 como serie de referencia para identificar y ajustar las discontinuidades (*breaks points*) detectadas en las 76 series originales de la red de observación. En la Figura 1 se presentan los dominios utilizados en el modelo MM5.

## 3. HOMOGENEIZACIÓN DE LAS SERIES DE VELOCIDAD DEL VIENTO

Las series de velocidad del viento están sujetas a discontinuidades resultantes de: (i) cambios en el observatorio meteorológico; (ii) en la altura del anemómetro; (iii) mal funcionamiento del anemómetro; (iv) cambios en el tipo de anemómetro; (v) cambios en los intervalos de muestreo; y (vi) cambios artificiales/naturales en el entorno de la estación meteorológica (Pryor *et al.*, 2009). Debido a la escasez de metadatos, el proceso de homogeneización de las 76 series de velocidad del viento abarcó las siguientes fases: (i) control de calidad; (ii) reconstrucción; y (iii) homogeneización de las series.

### 3.1. Control de calidad

Las series de velocidad del viento se registraron en estaciones meteorológicas de primer orden, y la mayoría de estas estaciones se ubican en aeropuertos, lo que a priori asegura la calidad de las series en cuanto a inspección diaria y escasos cambios artificiales / naturales alrededor de la estación. Los datos brutos de velocidad del viento pasaron en primer lugar los correspondientes controles de calidad por la AEMET y el IPMA, y posteriormente en este trabajo aplicamos un control de calidad (Aguilar *et al.*, 2003) para eliminar errores debido al archivo, transcripción y digitalización de los datos (El Kenawy *et al.*, 2013). Este proceso consistió en descartar los valores sospechosos de la velocidad del viento (*outliers*), es decir,  $\leq 0.1 \text{ m s}^{-1}$  o  $\geq 10.0 \text{ m s}^{-1}$ , ya que se verificó que los promedios mensuales no pueden exceder ambos límites en ninguno de los observatorios meteorológicos analizados.

### 3.2. Reconstrucción

Este proceso consistió en la unión de series de velocidad del viento para aquellos observatorios que fueron reubicados. Esto ocurrió en 5 estaciones españolas, y en 2 estaciones portuguesas (véase el ejemplo de la estación de Coimbra Aeródromo en la Figura 2). En todos estos casos se tomó nota de la fecha de unión de las series a fin de comprobar su posible inhomogeneidad durante el proceso de homogeneización que describimos a continuación.

### 3.3. Homogeneización

Para probar la homogeneidad de las 76 series mensuales de velocidad del viento se aplicó el *Standard Normal Homogeneity Test* (SNHT) (Alexandersson, 1986) mediante el software AnClim (<http://www.climahom.eu/software-solution/anclim>); desarrollado por Stepanek (2004). El SNHT es probablemente la prueba más utilizada para la detección de inhomogeneidades en series climáticas. En este proceso utilizamos como series de referencia los datos simulados con MM5, ya que el uso del viento geostrófico (Wan *et al.*, 2010) o del viento del observatorio más próximo (Wang, 2008) no son buenas series de referencia en zonas de topografía compleja como la Península Ibérica, donde el viento es el resultado de la conjunción de varias fuerzas y la dependencia espacial entre observatorios se puede degradar notablemente en distancias cortas. En este sentido, el coeficiente de correlación de Pearson muestra una relación positiva más fuerte con las series MM5 en comparación a las series más cercanas, siendo generalmente superior a 0.6 en la mayoría de observatorios.

La Figura 2 ejemplifica la detección de una discontinuidad en la serie mensual de velocidad del viento de Coimbra (Portugal) por medio del test SNHT. La estación de Coimbra Geofísico (141 metros sobre el nivel del mar) funcionó entre enero de 1961 y abril de 1996 y luego se trasladó a Coimbra Aeródromo (170 metros sobre el nivel del mar). Además, la altura del anemómetro pasó de 5.1 a 4.0 metros y el anemógrafo 1482 (tipo Woelfe) Lambrecht fue sustituido por el anemómetro Casella W1208 / 2. Todos estos cambios artificiales fueron responsables de la discontinuidad estadísticamente significativa (5%) detectada en casi todos los meses entre 1993 y 1999, según revela el valor de  $T$ . La pendiente de la regresión lineal de la serie de velocidad del viento en Coimbra disminuyó de  $-0.140 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  de la serie original a  $-0.024 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  de la serie homogeneizada, lo cual confirma la importancia del proceso de homogeneización.

Tras aplicar este proceso de homogeneización y también aplicar un relleno de lagunas (no más de 5 años) utilizando las series mensuales del MM5, un total de 54 estaciones (46 en España y 8 en Portugal) y 67 estaciones (59 en España y 8 en Portugal) fueron utilizadas para

el análisis de la variabilidad espacio-temporal de la velocidad del viento para los períodos 1961-2011 y 1979-2008, respectivamente. Por tanto, de las 76 series de viento iniciales, 9 de ellas fueron descartadas debido a la gran cantidad de inhomogeneidades y lagunas detectadas en los datos.

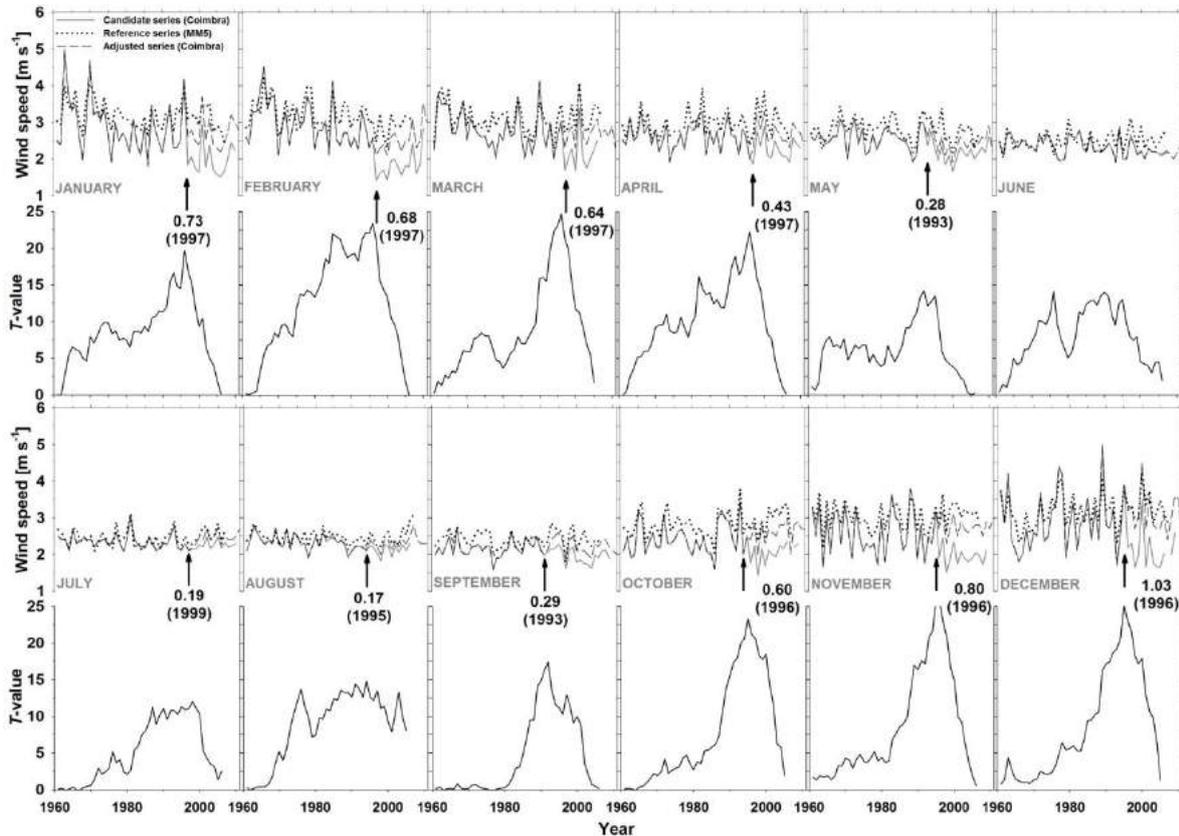


Fig. 2: Serie original (candidata; línea gris continua), serie MM5 (referencia; línea negra punteada) y serie homogeneizada (línea negra discontinua) de velocidad del viento en la estación de Coimbra, y los correspondientes  $T$ -values tras aplicar el SNHT. Los cambios añadidos y años de cada discontinuidad se representan con una flecha, excepto en junio que no mostró ningún *breakpoint*.

#### 4. ANÁLISIS DE TENDENCIAS

En primer lugar, calculamos las series de anomalías (como desviaciones respecto a la media del período 1981-2010) de velocidad del viento a nivel de estación así como para el conjunto de España y Portugal. Seguidamente aplicamos un análisis de regresión lineal entre la serie temporal (variable independiente) y la serie de anomalías de velocidad del viento (variable dependiente) a fin de calcular el signo y magnitud de la tendencia de la velocidad del viento. La pendiente del modelo de regresión representa la magnitud de la tendencia de la velocidad del viento; en  $\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$ . La significación estadística de las tendencias lineales anuales, estacionales y mensuales se calculó utilizando el coeficiente de correlación no paramétrico de Mann-Kendall tau-b (Kendall y Gibbons, 1990), que mide el grado en que una tendencia está aumentando o disminuyendo, aplicando previamente la función de autocorrelación (von Storch, 1995) puesto que las autocorrelaciones significativas incrementan la probabilidad de

que el tau-b detecte tendencias significativas; sin encontrar una autocorrelación más allá del lag-0 al nivel de significación  $p < 0.05$ . En este trabajo se presentan las tendencias de la velocidad del viento considerando tres umbrales de significación estadística (McVicar *et al.*, 2010): (i) significativas a  $p < 0.05$ ; (ii) significativas a  $p < 0.10$ ; y (iii) no significativas a  $p < 0.10$ .

## 5. RESULTADOS

### 5.1. Tendencias anuales y estacionales de la velocidad del viento

La tabla 1a resume las tendencias de la velocidad del viento para el período 1961-2011 y el subperíodo 1979-2008; mientras en la tabla 1b se detallan las tendencias de la velocidad del viento de las series MM5 para su comparación. Anualmente, se detecta una tendencia negativa de la velocidad del viento de  $-0.016 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  para el período 1961-2011 ( $-0.010 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  para 1979-2008; ninguna significativa a  $p < 0.10$ ). En cambio, estacionalmente se observan dos patrones contrastados, con descensos en la velocidad del viento en invierno (DEF;  $-0.054 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ; no significativo a  $p < 0.10$ ; y  $-0.125 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  significativo a  $p < 0.10$  para el subperíodo 1979-2008) y primavera (MAM;  $-0.022 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ; y  $-0.031 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  para el subperíodo 1979-2008, no significativo a  $p < 0.10$  en ambos casos), y por el contrario leves ascensos en verano (JJA;  $0.009 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ; y  $0.037 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  para el subperíodo 1979-2008) y otoño (SON;  $0.006 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ; y  $0.053 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  para el subperíodo 1979-2008), sólo significativos a  $p < 0.10$  en verano para el subperíodo 1979-2008.

(a)	Todos los observatorios		España		Portugal	
	1961-2011	1979-2008	1961-2011	1979-2008	1961-2011	1979-2008
Anual	-0.016	-0.010	-0.014	-0.006	<b>(-0.032)</b>	<b>(-0.038)</b>
Invierno	-0.054	<b>-0.125</b>	-0.047	-0.115	<b>(-0.096)</b>	<b>(-0.193)</b>
Primavera	-0.022	-0.031	-0.018	-0.028	<b>(-0.044)</b>	-0.058
Verano	0.009	<b>0.037</b>	0.010	<b>0.041</b>	0.000	0.008
Otoño	0.006	0.053	0.003	0.052	0.021	<b>0.061</b>
(b)	Todos los observatorios		España		Portugal	
	1961-2011	1979-2008	1961-2011	1979-2008	1961-2011	1979-2008
Anual	-0.004	0.003	-0.002	0.003	-0.015	0.005
Invierno	<b>-0.054</b>	-0.088	-0.053	-0.089	<b>-0.059</b>	-0.079
Primavera	-0.007	-0.037	-0.004	-0.034	-0.025	-0.058
Verano	<b>0.025</b>	<b>0.050</b>	<b>0.027</b>	<b>(0.050)</b>	0.015	<b>(0.049)</b>
Otoño	0.024	<b>0.076</b>	0.025	0.073	0.016	<b>(0.094)</b>

Tabla 1: TENDENCIAS ANUALES Y ESTACIONALES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO PARA TODOS LOS OBSERVATORIOS, ESPAÑA Y PORTUGAL DURANTE EL PERÍODO 1961-2011 Y 1979-2008 PARA (a) SERIES OBSERVADAS, Y (b) SERIES MODELIZADAS CON MM5. LOS VALORES SE EXPRESAN EN  $\text{m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ . SE RESALTAN LAS TENDENCIAS ESTADÍSTICAMENTE SIGNIFICATIVAS AL NIVEL  $p < 0.10$  (NEGRITA) y  $p < 0.05$  (NEGRITA Y PARÉNTESIS)

En la Figura 3 se observa una correlación estadísticamente significativa ( $p < 0.05$ ) entre las series de anomalías anuales y estacionales de España (46 observatorios) y Portugal (8 observatorios); 0.64 anual (Figura 3a), 0.81 en invierno (Figura 3b), 0.71 en primavera (Figura 3c), 0.49 en verano (Figura 3d) y 0.70 en otoño (Figura 3e), lo cual confirma la calidad de los datos y del proceso de homogeneización al tratarse de datos proporcionados por diferentes servicios meteorológicos. En general, la velocidad del viento descendió  $-0.014 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  ( $-0.006 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  para 1979-2008) y  $-0.032 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  ( $-0.038 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$  para 1979-2008) para España y Portugal, respectivamente. Por tanto, esta disminución de la velocidad del viento fue tres veces mayor en Portugal, resultando además estadísticamente significativa a  $p < 0.05$  en ambos períodos. El filtro gaussiano de paso bajo (15-años) revela que la velocidad del viento descendió gradualmente hasta el año 2000 en ambos países, siendo esta tendencia más marcada en la década de 1990, mientras que la velocidad se ha incrementado muy ligeramente durante la última década. Por último, también se detectan diferencias estacionales en los cambios de velocidad del viento en ambos países, observándose los descensos más significativos en invierno, particularmente en Portugal, siendo de menor magnitud y significación estadística en primavera; mientras que se detectaron leves ascensos en las tendencias de velocidad del viento, pero de menor significación estadística en verano y otoño.

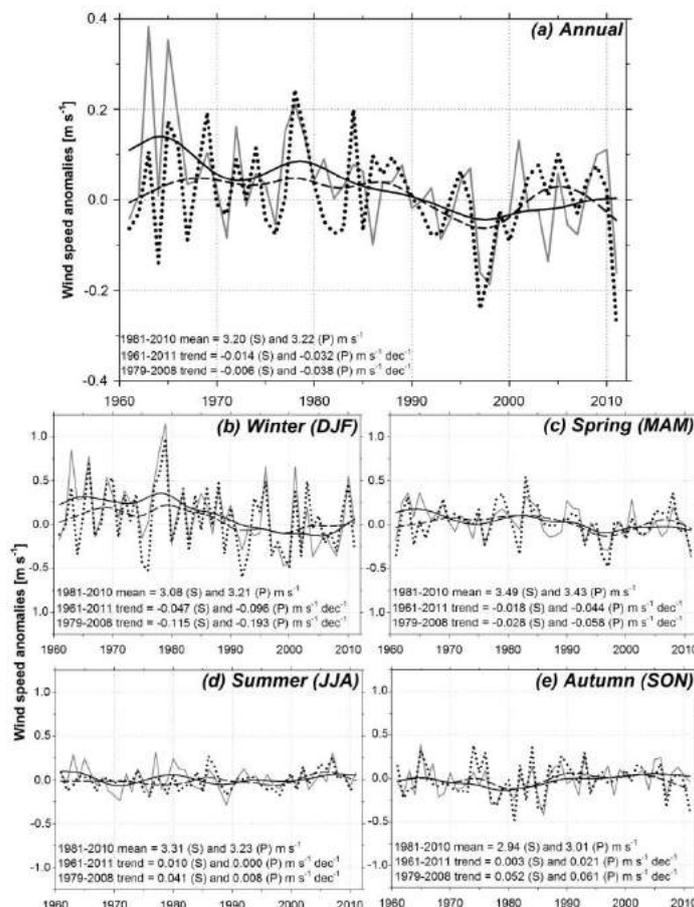


Fig. 3: Anomalías anuales y estacionales de la velocidad del viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) de las series de España (línea de puntos negros) y Portugal (línea gris) a lo largo del período 1961-2011. El filtro gaussiano de paso bajo (15-años) se dibuja en trazo discontinuo para España y continuo para Portugal.

## 5.2. Distribución espacial de las tendencias de viento

La Figura 4 muestra la distribución espacial del signo, magnitud de cambio y significación estadística de las tendencias de velocidad del viento para 1961-2011 (54 observatorios), que además se resumen en la tabla 2. En general, la heterogeneidad es un rasgo característico ya que las tendencias positivas y negativas aparecen entre observatorios próximos. Anualmente, la velocidad del viento disminuyó en un 63.0% de las estaciones, siendo esta disminución estadísticamente significativa en el 38.2% ( $p < 0.05$ ) y el 44.1% ( $p < 0.10$ ). Estacionalmente, se observa una clara disminución de la velocidad del viento en invierno (Fig. 4b) afectando a un 77.8% de las estaciones (31.0% y 38.1% de sus series son significativas al  $p < 0.05$  y  $p < 0.10$ , respectivamente); y la primavera (Fig. 4c) con un 66.7% de las estaciones (27.8% y 38.9% de sus series son significativas al  $p < 0.05$  y  $p < 0.10$ , respectivamente). En cambio, el fenómeno «stilling» es menor en verano (Fig. 4d) y otoño (Fig. 4e), con sólo un 48.1% y 42.6%, respectivamente. Como se ha señalado, en estas dos últimas estaciones del año el dominio correspondió al signo débilmente positivo en las tendencias de la velocidad del viento, con el 51.9% de éstas en verano (46.4% de éstas son estadísticamente significativas en ambos niveles de significación), y el 57.4% de éstas en otoño (16.1% y 25.8% de éstas son estadísticamente significativas al  $p < 0.05$  y  $p < 0.10$ , respectivamente).

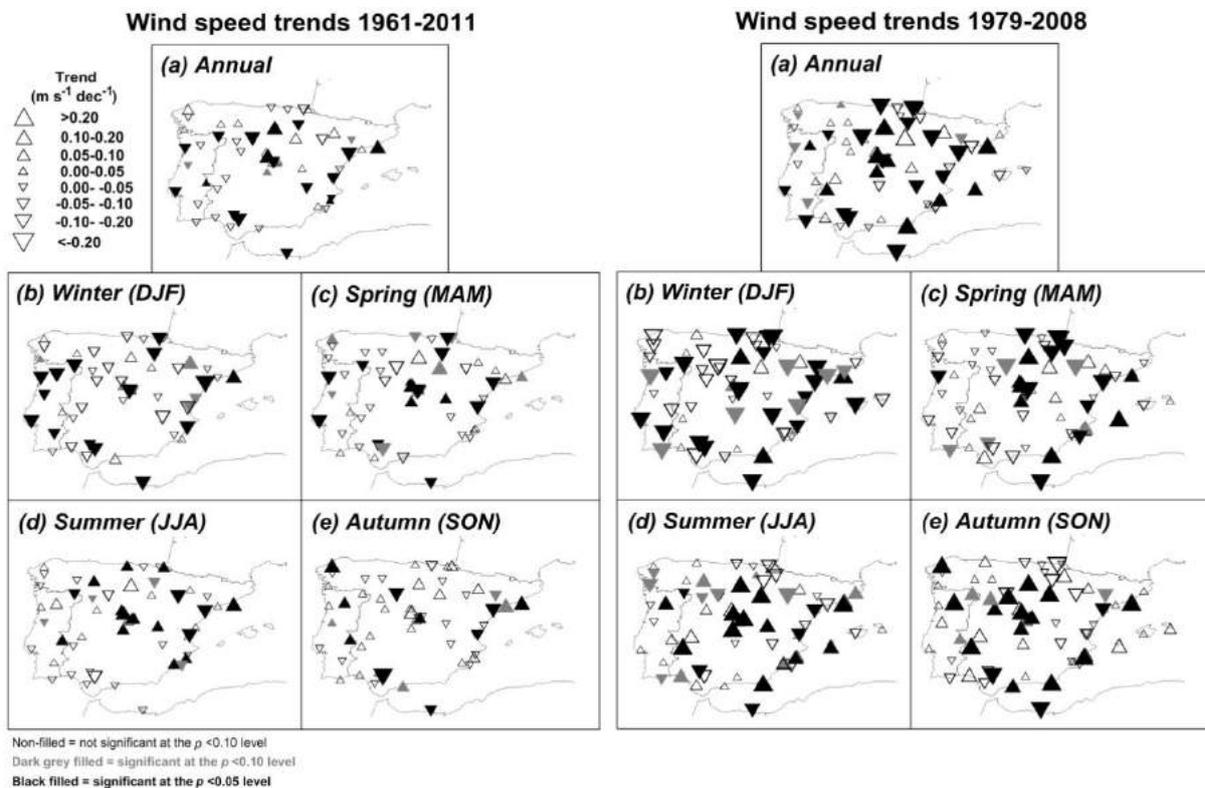


Fig. 4 (izquierda): Distribución espacial del signo, magnitud de la tendencia (en  $\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$ ) y significación estadística (triángulos rellenos en negro indican significación al  $p < 0.05$ ; en gris indican significación al  $p < 0.10$ ; y sin relleno implica que no hay significación al  $p < 0.10$ ) de las tendencias de velocidad del viento para 54 estaciones (1961-2011). Fig. 5 (derecha): Ídem que la anterior, para 67 estaciones (1979-2008).

En el caso del subperíodo 1979-2008 (67 observatorios), la magnitud de estos cambios es mayor tal como se resume en la figura 5 y la tabla 2. En cambio, el porcentaje de estaciones mostrando un descenso de la velocidad del viento fue menor (55.2%; Fig. 5a), pero de mayor significación estadística ya que el 43.2% y 54.1% de estos observatorios ofrecieron en sus series descensos estadísticamente significativos al  $p < 0.05$  y  $p < 0.10$ , respectivamente. Estacionalmente, el fenómeno «stilling» se observó en un mayor porcentaje de estaciones (82.1%) en invierno (Fig. 5b), mientras en primavera se mantuvo o descendió ligeramente al 62.7% (Fig. 5c), al 41.8% en verano (Fig. 5d) y 37.3% en otoño (Fig. 5e). Por tanto, durante estas dos últimas estaciones del año también se observó un aumento de la velocidad del viento para este subperíodo, con un 58.2% (verano) y 62.7% (otoño).

1961-2011								
	-	- $p < 0.05$	- $p < 0.10$	- $p > 0.10$	+	+ $p < 0.05$	+ $p < 0.10$	+ $p > 0.10$
Anual	63.0	38.2	44.1	55.9	37.0	25.0	35.0	65.0
Invierno	77.8	31.0	38.1	61.9	22.2	8.3	33.3	66.7
Primavera	66.7	27.8	38.9	61.1	33.3	22.2	38.9	61.1
Verano	48.1	15.4	30.8	69.2	51.9	46.4	46.4	53.6
Otoño	42.6	21.7	26.1	73.9	57.4	16.1	25.8	74.2
1979-2008								
Anual	55.2	43.2	54.1	45.9	44.8	33.3	40.0	60.0
Invierno	82.1	32.7	45.5	54.5	17.9	25.0	33.3	66.7
Primavera	62.7	26.2	35.7	64.3	37.3	32.0	36.0	64.0
Verano	41.8	17.9	39.3	60.7	58.2	33.3	46.2	53.8
Otoño	37.3	12.0	16.0	84.0	62.7	33.3	40.5	59.5

Tabla 2: FRECUENCIA RELATIVA (%) DE OBSERVATORIOS CON TENDENCIAS NEGATIVAS Y POSITIVAS Y ESTADÍSTICAMENTE SIGNIFICATIVAS (AL NIVEL  $p < 0.05$  Y  $p < 0.10$ ) Y NO SIGNIFICATIVAS (AL NIVEL  $p > 0.10$ ) ANUAL Y ESTACIONALMENTE PARA EL PERÍODO 1961-2011(54 OBSERVATORIOS) Y 1979-2008 (67 OBSERVATORIOS). LOS % ESTÁN CALCULADOS CON RESPECTO AL NÚMERO TOTAL DE ESTACIONES QUE PRESENTAN TENDENCIAS NEGATIVAS Y POSITIVAS.

## 6. CONCLUSIONES

Este estudio evalúa por primera vez las tendencias de velocidad del viento en territorio español y portugués, y revela nuevas evidencias sobre el «global stilling» en una región situada en la transición entre el cinturón de altas presiones subtropicales y los vientos del oeste de latitudes medias. En este trabajo se ha evidenciado un ligero descenso de la velocidad del viento a escala anual, y diferentes patrones estacionales, con disminuciones en la velocidad del viento en invierno y primavera, y por el contrario, leves ascensos en verano y otoño. El descenso en la velocidad del viento afectó a gran parte de los observatorios en invierno y en menor medida en primavera, siendo estadísticamente significativo al nivel  $p < 0.10$  en aproximadamente el 40% de los observatorios en ambas estaciones del año. Por el contrario, el incremento de la velocidad del viento detectado en verano y otoño afectó a poco más del 50% de los observatorios, siendo también cerca del 40% de estas tendencias positivas y estadísticamente significativas al nivel  $p < 0.10$ . La causas de este descenso de la velocidad del viento son inciertas (Vautard *et al.*, 2010; McVicar *et al.*, 2012) y pocos estudios han

investigado la contribución de los cambios en la circulación atmosférica a gran escala (Bichet *et al.*, 2012). En este sentido, Azorin-Molina *et al.* (2014) atribuyeron las tendencias presentadas en este trabajo a la variabilidad decadal de algunos índices de circulación atmosférica, y al papel que ejerce el crecimiento urbano en algunos observatorios analizados.

## 7. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por (i) el contrato de C. A-M (JCI-2011-10263) y de A. S-L (2011 aC-B 00078); (ii) los proyectos CGL2011-27574-C02-02, CGL2011-27536/HID, CGL2011-29263-C02-01 y PSE.120000.2007.14, financiados por la CICYT, y el FEDER; el proyecto ACQWA (FP7-ENV-2008-1-212250), financiado por la CE; el proyecto CTP1/12 financiado por la CTP; y ENAC (PTDC/AAC-CLI/103567/2008), financiado por la Fundación Portuguesa de Ciencias; y (iii) el Grupo de Climatología (2014 SGR 300, Generalitat de Catalunya). Los autores desean agradecer a la AEMET y el IPMA por la cesión de datos de viento, y en particular a José Antonio Guijarro (AEMET-Baleares) y Juan-José Vizcaíno (AEMET-Valencia) por sus comentarios e información; a Ptr Stepanek por la utilización del software AnClim; y al Departamento de Física de la Universidad de Murcia, por la cesión de las series de velocidad del viento simuladas con MM5, en particular a Raquel Lorente-Plazas y Juan Pedro Montávez por la ayuda prestada.

## 8. REFERENCIAS

- Aguilar, E., Auer, I., Brunet, M., Peterson, T.C., y Wieringa, J. (2003) *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization*. World Meteorological Organization.
- Alexandersson, H. (1986) "A homogeneity test to precipitation data". *International Journal of Climatology*, **6** (6), pp. 661-675.
- Azorin-Molina, C., Vicente-Serrano, S.M., McVicar, T.R., Jerez, S., Sanchez-Lorenzo, A., López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Trigo, R. M., Lopez-Bustins, J.A., y Espírito-Santo, F. (2014). "Homogenization and assessment of observed near-surface wind speed trends over Spain and Portugal, 1961-2011." *Journal of Climate*, **27** (10), pp. 3692-3712.
- Bichet, A., Wild, M., Folini, D., y Schär, C. (2012) "Causes for decadal variations of wind speed over land: Sensitivity studies with a global climate model". *Geophysical Research Letters*, **39**, L11701, doi:10.1029/2012GL051685.
- Brázdil, R., Chromá, K., Dobrovolný, P., y Tolasz, R. (2009). "Climate fluctuations in the Czech Republic during the period 1961-2005". *International Journal of Climatology*, **29** (2), pp. 223-242.
- El Kenawy, A., López-Moreno, J.I., Stepanek, P., y Vicente-Serrano, S.M. (2013). "An assessment of the role of homogenization protocol in the performance of daily temperature series and trends: application to northeastern Spain". *International Journal of Climatology*, **33** (1), pp. 87-108
- Grell, G.A., Dudhia, J., y Stauffer, D.R. (1994) *A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*. NCAR Tech. Note 398+STR, Natl. Cent. For Atmos. Res, Boulder, Colorado.
- Jerez, S., Trigo, R.M., Vicente-Serrano, S.M., Pozo-Vázquez, D., Lorente-Plazas, R., Lorenzo-Lacruz, J., Santos-Alamillos, F., y Montávez, J.P. (2013). "The impact of the North Atlantic Oscillation on the renewable energy resources in southwestern Europe. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52**(10), pp. 2204-2225.
- Kendall, M.G., y Gibbons, J.D. (1990). *Rank Correlation Methods*. Oxford University Press.

- Klink, K. (1999). "Trends in mean monthly maximum and minimum surface wind speeds in the coterminous United States, 1961 to 1990". *Climate Research*, **13** (3), pp. 193-205.
- Lorente-Plazas, R., Montávez, J.P., Jerez, S., Gómez Navarro, J.J., Jiménez Guerrero, P., Jiménez, P.A., García-Valero, J.A., Gomáriz-Castillo, F., y Alonso-Sarría, F. (2012). "EOLMAP: A web tool to assess the wind resource over Spain". En: Proceedings International conference on renewable energies and power quality (ICREPQ' 12), Santiago de Compostela, Spain, European Association for the Development of Renewable Energies, Environment and Power Quality (EA4EPQ), pp. 95-105.
- Lu, J., Vecchi, G.A., y Reichler, T. (2007). "Expansion of the Hadley cell under global warming". *Geophysical Research Letters*, **34** (6), L06805, doi:10.1029/2006GL028443.
- Mazzarella, A. (2007) "The 60-year solar modulation of global air temperature: the Earth's rotation and atmospheric circulation connection". *Theoretical and Applied Climatology*, **88** (3-4), pp. 193-199.
- McVicar, T.R., Van Niel, T.G., Li, L.T., Roderick, M.L., Rayner, D.P., Ricciardulli, L., y Donohue, R.J. (2008) "Wind speed climatology and trends for Australia, 1975-2006: Capturing the stilling phenomenon and comparison with near-surface reanalysis output." *Geophysical Research Letters*, **35** (20), L20403, doi:10.1029/2008GL035627.
- McVicar, T.R., Van Niel, T.G., Roderick, M.L., Li, L.T., Mo, X.G., Zimmermann, N.E., y Schmatz, D.R. (2010) "Observational evidence from two mountainous regions that near-surface wind speeds are declining more rapidly at higher elevations than lower elevations: 1960-2006". *Geophysical Research Letters*, **37** (6), L06402, doi:10.1029/2009GL042255.
- McVicar, T.R., Roderick, M.L., Donohue, R.J., Li, L.T., Van Niel, T.G., Thomas, A., Grieser, J., Jhajharia, D., Himri, Y., Mahowald, N.M., Mescherskaya, A.V., Kruger, A.C., Rehman, S., y Dinpashoh, Y. (2012). Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation". *Journal of Hydrology*, **416-417**, pp.182-205.
- Pryor, S.C., Barthelmie, R.J., Young, D.T., Takle, E.S., Arritt, R.W., Flory, D., Gutowski Jr., W.J., Nunes, A., y Roads, J. (2009). "Wind speed trends over the contiguous United States". *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **114**(D14), D14105, doi:10.1029/2008JD011416.
- Roderick, M.L., Rotstain, L.D., Farquhar, G.D., y Hobbins, M.T. (2007). On the attribution of changing pan evaporation. *Geophysical Research Letters*, **34** (17), L17403, doi:10.1029/2007GL031166.
- Smits, A., Klein-Tank, A.M.G., y Können, G.P. (2005). "Trends in storminess over the Netherlands, 1962-2002". *International Journal of Climatology*, **25** (10), 1331-1344.
- Stepanek, P. (2004) "AnClim- software for time series analysis (for windows)". Department of Geography, Faculty of Natural Sciences. Masaryk University: Brno, 1.47 MB.
- Vautard, R., Cattiaux, J., Yiou, P., Thépaut, J.-N., y Ciais, P. (2010) "Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness". *Nature Geoscience*, **3** (11), pp. 756-761.
- von Storch, H. (1995). *Misuses of statistical analysis in climate research*. En: von Storch, H., y Navarra, A. (Eds.). *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*, Springer, pp. 11-26.
- Wan, H., Xiaolan, L.W., y Swail, V.R. (2010). "Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds". *Journal of Climate*, **23** (5), pp. 1209-1225.
- Wang, X.L. (2008). "Accounting for autocorrelation in detecting mean shifts in climate data series using the penalized maximal *t* or *F* test". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47** (9), pp. 2423-2444.
- Xu, M., Chang, C.P., Fu, C., Qi, Y., Robock, A., Robinson, D., y Zhang, H. (2006). "Steady decline of East Asian Monsoon winds, 1969-2000: evidence from direct ground

C AZORÍN-MOLINA, S M. VICENTE-SERRANO, T R. McVICAR, S JEREZ, A SÁNCHEZ-LORENZO,  
J I LÓPEZ-MORENO, J REVUELTO, R M. TRIGO, J A. LÓPEZ-BUSTINS, F ESPÍRITO-SANTO

measurements of wind speed". *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **111 (D24)**,  
D24111, doi:10.1029/2006JD007337.

# RECONSTRUCCIÓN Y ANÁLISIS DE LA SERIE DE RADIACIÓN SOLAR DE GIRONA (1990-2013)

Javier MUÑOZ<sup>1</sup>, Josep CALBÓ<sup>1</sup>, Josep-Abel GONZÁLEZ<sup>1</sup>,  
Arturo SANCHEZ-LORENZO<sup>1</sup>, Alejandro SANCHEZ-ROMERO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Grupo de Física Ambiental, Universitat de Girona*

javi\_jmm@hotmail.com, josep.calbo@udg.edu, jose.gonzalez@udg.edu, arturo.sanchez@udg.edu,  
alejandro.sanchez@udg.edu

## RESUMEN

En la Universitat de Girona se iniciaron las medidas de radiación solar a finales de los años 80 del siglo pasado. Se disponía en aquel momento de dos piranómetros Kipp & Zonen CM11 propiedad del Institut Català d'Energia, uno de ellos provisto de banda parasol para la medida de la componente difusa. La estación se ha ido mejorando, de manera que en la actualidad se dispone de otros dos piranómetros, ambos ventilados y uno de ellos dispuesto sobre un seguidor solar y provisto de una esfera sombreadora. Además, también se realiza la medida de la irradiancia directa, mediante un pirheliómetro Kipp & Zonen CH1. Todos los instrumentos se calibran periódicamente. La estación es sometida a una inspección diaria, y los datos se guardan a resolución minutal, de acuerdo todo ello con las indicaciones de la Baseline Surface Radiation Network (BSRN). El presente trabajo explica el proceso de reconstrucción de toda la serie, obteniendo a partir de los datos originales los valores horarios, diarios y mensuales. Se aplican las oportunas correcciones a la componente difusa cuando ha sido medida con banda parasol, así como controles de calidad y consistencia entre las distintas componentes de la radiación solar. Se analiza después la evolución de la radiación solar global en Girona desde principios de los 90 a la actualidad, enmarcando los resultados en el incremento de radiación solar observado en España durante este periodo. Se ha encontrado que en los últimos 20 años (1994-2013), la radiación solar global media anual ha aumentado a un ritmo de  $3.6 \text{ Wm}^{-2}$  por década; buena parte de este aumento se debe a lo que ocurre en verano, con una tendencia de  $9.1 \text{ Wm}^{-2}$  por década. Estos valores son consistentes con lo que se ha observado en el entorno regional (Península Ibérica y sur de Francia).

**Palabras clave:** Radiación solar, Radiación global, directa, difusa, Series temporales, Tendencias.

## ABSTRACT

At the Universitat de Girona, solar radiation measurements started by the late 1980s. Initially, two Kipp & Zonen CM11 pyranometers owned by the Institut Català d'Energia were installed, one of them equipped with a shadow band for the measurement of the diffuse component. The station has been improved, so currently there are two other pyranometers, both ventilated and one of them arranged on a sun tracker with a shadow sphere. Moreover, direct radiation measurements are also carried out, by using a Kipp & Zonen CH1 pirheliometer. All instruments are periodically calibrated. The station is subject to daily inspection, and the data is saved at 1-minute resolution, all in accordance with the directions of the Baseline Surface Radiation Network (BSRN). This paper explains the process of reconstruction of an entire series of hourly, daily, and monthly data, obtained from the original data. Appropriate

corrections to the diffuse component have been applied when measured with shadow band; quality controls and consistency tests between the various components of solar radiation have been performed as well. The evolution of the global solar radiation in Girona is then analysed from the early 1990s up to today, in the framework of the observed increase of solar radiation in Spain during this period. It is found that in the last 20 years (1994-2013), the annual average global solar radiation has increased at a rate of  $3.6 \text{ Wm}^{-2}$  per decade; much of this increase is due to what happens in summer, with a trend of  $9.1 \text{ Wm}^{-2}$  per decade. These values are consistent with what has been observed in the regional environment (Iberian Peninsula and southern France).

**Key words:** Solar Radiation, Global, Diffuse, Direct Radiation, Time Series, Trends.

## 1. INTRODUCCIÓN

La radiación solar incidente en la cima de la atmosfera se extiende desde el ultravioleta hasta el infrarrojo cercano ( $0.2\text{-}4 \mu\text{m}$ ). Es afectada por los gases, partículas, y nubes, de manera que una fracción es absorbida, mientras que otra parte del haz de luz es dispersado. En consecuencia, la radiación solar llega a la superficie de la tierra con una componente directa (la que proviene de la dirección donde se encuentra el sol) y una componente difusa (la que proviene del resto de la bóveda celeste como resultado de los procesos de dispersión). La combinación de ambas componentes se denomina radiación global. En general, la radiación solar es un fenómeno de gran importancia para la meteorología y la climatología, así como para otros muchos aspectos de la vida diaria, como los ecosistemas naturales, la agricultura, la producción de energía eléctrica, o el turismo, ya que se trata de la única fuente relevante de energía para la Tierra. En particular en relación con el cambio climático reciente, el estudio de la radiación solar ha redoblado su interés, ya que se trata de la componente clave del balance energético planetario que los forzamientos radiativos de carácter antropogénico pueden estar modificando.

A pesar la importancia de este fenómeno, las medidas de la radiación solar son más bien escasas desde un punto de vista histórico. De hecho, a escala global hay escasísimas series de radiación solar desde antes del año geofísico internacional (1957-58), y muchas de ellas empiezan bastante más tarde (Wild, 2009). En España, un trabajo reciente (Sanchez-Lorenzo et al., 2013a) sólo ha podido contar con unas pocas series continuas desde mediados de los años 1980. Existen algunas medidas anteriores, pero discontinuas o de calidad no contrastada (Antón et al., 2014). La escasez de datos de radiación solar se ha compensado en parte por la existencia de muchas series largas de insolación (horas de sol al día), que han permitido estudiar su evolución decadal, en algunos casos desde finales del siglo XIX, en varias zonas del planeta (Stanhill y Cohen, 2005; Sanchez-Lorenzo y Wild, 2012). Insolación y radiación global (y directa) están altamente correlacionadas, pero aun así es preferible analizar directamente datos de radiación si se desea determinar con mayor fiabilidad su evolución pasada.

En lo que se refiere a estudios del comportamiento de la radiación solar en áreas cercanas a la estación analizada, se tiene que destacar ante todo que la evolución temporal de la radiación, en las últimas décadas, viene marcada por el fenómeno conocido como *dimming/brightening*. Se trata de un decrecimiento de la radiación solar detectado en amplias zonas del mundo, entre los años 1950-1985 aproximadamente (Stanhill and Cohen, 2001), seguido de un aumento de la misma variable desde 1985 hasta nuestros días (Wild et al., 2005). En Europa

se ha descrito también este fenómeno (Sanchez-Lorenzo et al., 2013b), así como en la Península Ibérica, a partir de datos de insolación (Sanchez-Lorenzo et al., 2007). Recientemente, Sanchez-Lorenzo et al. (2013a) han analizado datos de radiación solar en 13 estaciones de España, para el período 1980-2010, y han detectado una tendencia significativa de  $3.9 \text{ Wm}^{-2}$  por década para la media de todas las estaciones. Hay que destacar que entre éstas no había ninguna estación en Cataluña, ni tampoco en otras zonas del este peninsular (ni Aragón ni Comunidad Valenciana).

El presente trabajo tiene como objetivo final el estudio del comportamiento de la radiación solar en Girona, durante las últimas tres décadas aproximadamente. Como primer paso, se deberá reconstruir una serie de datos de radiación global y difusa, lo más larga y completa posible, y con calidad comprobada. Después se analizará dicha serie para evaluar la variabilidad temporal de la radiación y, más concretamente, las posibles tendencias en escala anual o estacional.

## 2. INSTRUMENTACIÓN Y DATOS ORIGINALES

En la Escuela Politécnica Superior de la Universitat de Girona (UdG), y formando parte de los equipos del Grupo de Física Ambiental (GFA), existe desde mediados de los años 1980 una estación meteorológica y radiométrica. La ubicación actual es en la azotea de uno de los edificios ( $41^{\circ}58'N$ ,  $2^{\circ}50'E$ , 110 m sobre el nivel del mar), que tiene un buen horizonte (solo en los sectores S y SE hay obstáculos por encima de  $5^{\circ}$ , pero que nunca alcanzan los  $10^{\circ}$ ). La estación se ha trasladado una vez hasta su localización actual, pero fue un movimiento de menos de 100 m de distancia. La estación inició sus observaciones con los típicos sensores meteorológicos y con dos piranómetros termoeléctricos (uno de ellos provisto de banda sombreadora) para la medida de la irradiancia global y difusa en banda ancha respectivamente, que eran propiedad del Institut Català d'Energia (ICAEN). Más tarde se incorporaron otros dos piranómetros, también termoeléctricos, ya propiedad del grupo, y sucesivamente, la estación se fue ampliando: piranómetros fotovoltaicos, sensor de radiación fotosintéticamente activa (PAR), sensor de radiación eritemática (UV), pirgeómetro (para medir radiación infrarroja atmosférica), cámara de observación del cielo, seguidor solar y pirheliómetro, heliógrafo Campbell-Stokes, cielómetro, radiómetro multifiltro con banda rotatoria.

Los instrumentos utilizados para la medida de radiación solar en banda ancha han sido, a lo largo de todo el período analizado, modelos de tipo termoeléctrico de la marca Kipp & Zonen. Los piranómetros son del modelo CM11, considerado un estándar secundario (ISO 9060). A lo largo de los años, alguno de los piranómetros ha sido substituido por otro ejemplar idéntico. Inicialmente, la configuración de los instrumentos ICAEN y los instrumentos UdG era casi exactamente la misma: el sombreado de los dos piranómetros destinados a medir la radiación difusa se hacía mediante sendas bandas parasol. En un caso era una banda similar (pero de dimensiones inferiores) al modelo Kipp & Zonen CM11/121 y la segunda era una banda casi exactamente igual al modelo Eppley Shadowband. También en ambos casos, la señal eléctrica generada por los sensores se recogía en *dataloggers* Campbell CR10 (aunque en los primeros años de la estación ICAEN, ésta estaba dotada de un *datalogger hp*). El valor se medía cada segundo y se promediaba y guardaba cada cinco minutos. La estación ICAEN se ha mantenido casi sin variación desde los años 1990, con el único cambio de la banda sombreadora por otra Kipp & Zonen CM11/121. La estación UdG, en cambio, se ha ido mejorando. Actualmente, y desde 2004, los piranómetros están instalados sobre ventiladores

para evitar el depósito de suciedad, y sobre todo, de rocío. El piranómetro de difusa, también desde 2004, se instaló sobre el seguidor solar y cuenta con una esfera sombreadora. Por último, en el año 2005 se instaló también un pirheliómetro Kipp & Zonen CH1, con lo que se dispone también de la medida de irradiancia directa. Todas estas últimas medidas se registran con un *datalogger* Campbell CR1000, cada segundo, y se promedian y guardan cada minuto. La estación se supervisa diariamente. Con todo ello, la estación UdG se aproxima a los estándares de la Baseline Surface Radiation Network (BSRN).

Todos los instrumentos se han ido calibrando periódicamente, tal y como se resume en la Tabla 1. Nótese que por lo general las constantes de calibración han cambiado relativamente poco, lo que es una primera garantía de la estabilidad de los instrumentos y la calidad de los datos.

Fecha inicio/ calibración	Instrumentos ICAEN		Instrumentos UdG		
	Irradiancia global	Irradiancia difusa	Irradiancia global	Irradiancia difusa	Irradiancia directa
01/01/1986	KZ CM11	KZ CM11 + banda ~KZ (V = 0.210)			
01/01/1993			KZ CM11	KZ CM11 + banda Eppley (V = 0.230)	
01/01/1994			4.67	4.7	
22/01/1994	4.61	4.78			
23/06/1995			4.67	4.72	
13/01/1999			4.60	4.65	
16/12/2000	5.02	4.55			
25/09/2001	4.98	4.52			
25/09/2001		banda KZ (V = 0.185)			
06/05/2004				Esfera en seguidor solar KZ	
01/01/2005					KZ CH1
14/06/2005			4.62	4.64	9.95
13/07/2007	(nuevo inst.) 4.86	(nuevo inst.) 5.00			
21/06/2007			4.65	4.67	9.89
27/07/2009			4.65	4.67	9.95
05/10/2012			4.62	4.65	10.00

Tabla 1: SECUENCIA TEMPORAL DE LOS INSTRUMENTOS DE MEDIDA DE RADIACIÓN SOLAR EN GIRONA, CON LAS CONSTANTES DE CALIBRACIÓN CORRESPONDIENTES, EN  $\text{mV}/(\text{W m}^{-2})$ . “V” INDICA LA RAZÓN ANCHO/RADIO DE LA BANDA SOMBREADORA.

### 3. CONTROLES DE CALIDAD Y TRATAMIENTO DE LOS DATOS

#### 3.1. Corrección de la irradiancia difusa

Las medidas de irradiancia difusa realizadas mediante el uso de una banda sombreadora deben corregirse, ya que la banda no oculta sólo el disco solar sino que también oculta una parte del cielo de donde proviene radiación difusa. Los fabricantes de bandas ya proporcionan información sobre cómo realizar la corrección, pero también existe amplia literatura científica sobre la mejor manera de hacerla (Sánchez et al., 2012). Lo más sencillo es asumir una irradiancia isótropa, con lo que la corrección a aplicar depende sólo de la geometría de la banda y del día del año, que determinan conjuntamente el ángulo sólido subtendido por la banda desde el sensor (Drummond, 1956). Otros autores (Lebaron et al., 1990; Batlles et al., 1995) modifican esta corrección intentando parametrizar el efecto de un cielo no isótropo.

En el presente trabajo se ha aplicado solamente la corrección isótropa, que se expresa:

$$C = \frac{1}{1-X}; \text{ donde } X = \frac{2}{\pi} V [\cos \delta]^n \{ \Psi_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \Psi_0 \}$$

donde  $V$  es la razón ancho/radio de la banda,  $\delta$  la declinación,  $\varphi$  la latitud del lugar, y  $\Psi_0$  el ángulo horario a la salida/puesta del sol. El exponente  $n$  depende del perfil de la banda, y es igual a 1 para las bandas Kipp & Zonen e igual a 3 para bandas planas como la Eppley. Los valores de  $V$  para las tres bandas utilizadas se dan en la Tabla 1. Lógicamente, no se ha corregido la medida de la irradiancia difusa realizada mediante esfera sombreadora.

#### 3.2. Intercomparación entre instrumentos

Puesto que para cada variable (irradiancia global y difusa) se dispone de dos instrumentos que están midiendo simultáneamente, es relativamente sencillo proceder a la intercomparación de las medidas. Para ello, en primer lugar se ha pasado de la alta resolución original de los datos a valores de irradiación horaria. Ello disminuye notablemente el efecto del posible desajuste del reloj que pueda sufrir alguno de los *dataloggers*. En segundo lugar, se han corregido los valores de la irradiación difusa tal y como se explica en el apartado anterior. A continuación, se han representado, año a año, los valores de un instrumento (ICAEN) respecto a los del otro (UdG), y se ha determinado la recta de ajuste (forzando a que pase por el origen de coordenadas). En este último paso, se han filtrado los valores claramente defectuosos (básicamente, cuando alguno de los instrumentos estuvo desconectado, o, sobre todo, cuando la banda o esfera sombreadora se desajustó por algún motivo).

La figura 1 muestra un ejemplo del resultado de este proceso para el año 2002. Resumiendo para todos los años analizados, los coeficientes de determinación siempre son superiores a 0.99; la razón entre los valores de irradiación global (pendiente de la recta ajustada) está entre 0.984 (en 1999) y 1.002 (2012); la razón entre los de difusa presenta valores entre 0.992 y 1.015 en el período 1995-2003 (cuando se usaba banda sombreadora en ambos instrumentos) y entre 0.933 y 0.972 a partir de 2004 (cuando la medida de la difusa por el instrumento UdG se realiza ya con esfera sombreadora). Estos resultados indican que los piranómetros estuvieron bien calibrados durante todo el período. En particular para la medida de radiación global, las diferencias medias han sido siempre menores al 1.6%. En cuanto a la radiación difusa, las diferencias encontradas, en particular en el segundo período, indican que será necesario profundizar más en la corrección de la medida efectuada con banda; además, debido a que la medida de difusa depende del buen posicionamiento de la banda o la esfera sombreadora, requiere un control de calidad más detallado, cosa que se ha dejado para investigaciones futuras.

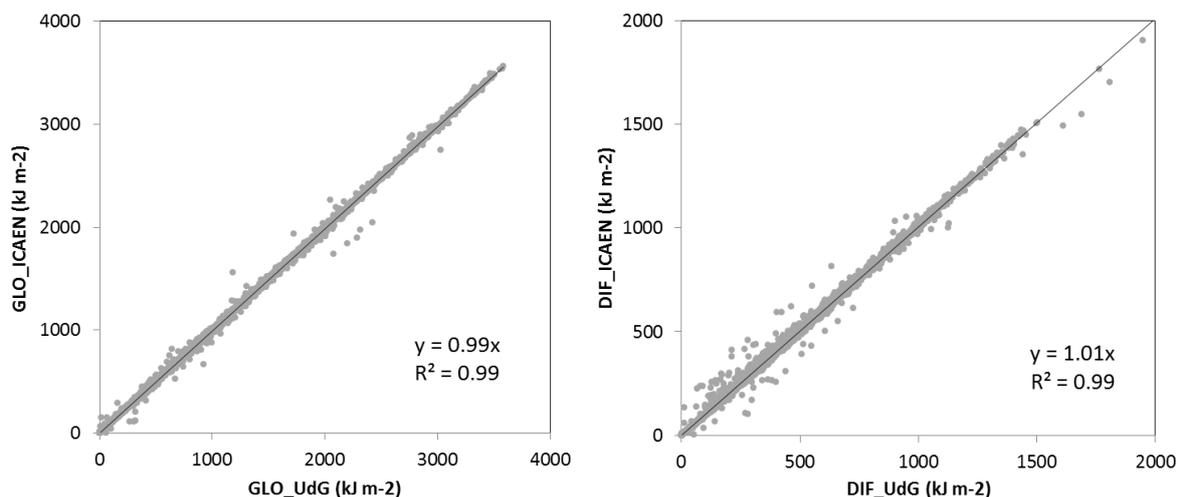


Fig. 1: Ejemplo de la relación entre las medidas de irradiación horaria global (izquierda) y difusa (derecha) tomadas con los instrumentos del ICAEN y de la UdG, para el año 2002. Se muestran las respectivas rectas ajustadas y los coeficientes de determinación.

### 3.3. Consistencia entre componentes global, directa y difusa

De acuerdo con las indicaciones de las redes de referencia en medidas radiativas (BSRN, ARM) la mejor medida de radiación solar global es la que se obtiene combinando la irradiancia directa normal (proyectada sobre la horizontal) con la irradiancia difusa medida con esfera sombreadora (Ohmura et al. 1998). En la estación de Girona, estas últimas variables sólo se miden desde el 2005, con lo que para el estudio de la serie completa desde el inicio de las medidas se ha optado por utilizar la irradiancia global medida directamente con el piranómetro sin sombrear. No obstante, se presenta aquí un primer análisis de las diferencias entre los dos métodos de medida de la irradiancia global. En concreto, se han analizado los datos del año 2013, a resolución minutil, y filtrando sólo para ángulos cenitales mayores que  $80^\circ$ . La representación gráfica de los valores se muestra en la Figura 2, donde es evidente el gran acuerdo que hay entre ambos métodos para medir la irradiancia global, aunque también se observa que esporádicamente existen desacuerdos, probablemente debidos a un mal posicionamiento del seguidor solar, lo que afecta a las medidas de irradiancia directa y difusa. No obstante, el 93% de los casos muestran una diferencia relativa inferior al 5%. Tanto de la pendiente de la recta ajustada, como del análisis de las diferencias entre ambos datos se concluye que la medida de irradiancia global con piranómetro sobreestima en un 2% aproximadamente la medida obtenida con pirheliómetro y piranómetro sombreado. En un trabajo reciente, Wang et al. (2013) encuentran diferencias medias menores, pero en este caso analizando los valores medios mensuales de unas 50 estaciones repartidas por el planeta y con registros entre 1995 y el 2011.

### 3.4. Agregación de datos a baja resolución temporal. Relleno de series

Finalmente, antes de analizar la evolución temporal de la radiación global en Girona, se ha procedido a la construcción de una serie a resolución mensual (pasando también por la resolución diaria), que se extiende de enero de 1994 a diciembre de 2013. Este es el período para el cual se dispone de datos medidos por el piranómetro de la UdG. Los datos anteriores a 1994, medidos sólo por el piranómetro ICAEN, se añadirán a la serie en el futuro, ya que habrá que aplicar un control de calidad algo más exhaustivo. De los 240 meses del período, en 55 meses (23%) no se tiene el dato del instrumento UdG. Mayoritariamente, son pérdidas de datos debido a los períodos de calibración, pero también se han descartado todos los meses

para los cuales, por cualquier motivo, se hayan perdido más del 2% (es decir, menos de un día) de los datos originales posibles (de 5 minutos o 1 minuto). La mayoría de los huecos dejados por los datos UdG pueden rellenarse directamente con el dato mensual obtenido de las medidas ICAEN. Para ello, este último valor se corrige con una constante igual a la inversa de la razón entre las medidas de ambos instrumentos correspondiente al año en cuestión (ver apartado 3.2). En unos pocos casos tampoco están disponibles todos los datos para el instrumento ICAEN; entonces se ha optado por calcular el valor mensual con los días disponibles y corregirlo en función de la relación entre días disponibles y días perdidos (es decir, asumiendo que los días perdidos habrían medido una radiación igual a la media del resto de días del mismo mes). Este último paso se ha hecho sólo si el número de días perdidos era inferior al 30%. Con todo este procedimiento, se ha obtenido la serie completa, con la sola excepción del mes de Agosto de 2006, para el cual fue imposible recuperar suficientes datos que garantizaran un valor mensual de calidad.

A la serie mensual completa de radiación global se le ha aplicado el Standard Normal Homogeneity Test (SNHT, Alenxandersson y Moberg, 1997) para evaluar su homogeneidad temporal. En concreto, la serie se ha evaluado respecto a una serie de referencia construida a partir de 16 series de radiación global disponibles para España y el sureste de Francia (Sanchez-Lorenzo et al., 2013a; Sanchez-Lorenzo et al., 2013b; Nabat et al., 2014). Esta serie de referencia está calculada ponderando cada serie inicial en función de su correlación con la de Girona. El SNHT confirma que ninguno de los meses (ni las series estacionales ni la anual) en Girona presentan diferencias significativas al 95% respecto a la serie de referencia. En resumen, todo lleva a pensar que la serie obtenida es de alta calidad y puede ser usada para derivar valores medios climáticos y para analizar la variabilidad temporal de la radiación solar global en Girona.

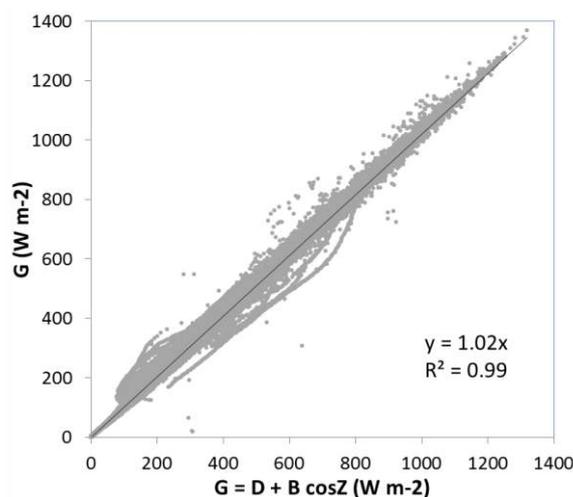


Fig. 2: Comparación entre la medida directa de la irradiancia global ( $G$ ) y la medida mediante la composición de la difusa tomada con esfera sombreadora ( $D$ ) y la directa normal ( $B$ ) proyectada según el ángulo cenital ( $Z$ ). Datos minutales del año 2013, para  $Z < 80^\circ$ .

#### 4. EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA RADIACIÓN SOLAR EN GIRONA

La Figura 3 muestra la evolución temporal de la irradiancia mensual para los 20 años analizados, es decir la serie reconstruida según lo explicado anteriormente. Es evidente el

gran ciclo anual que existe, con un máximo muy claro en verano (habitualmente en el mes de julio, aunque algún año se produce en junio o incluso en agosto) y un mínimo marcado en invierno (habitualmente en diciembre, pero algún año en enero). El valor medio de irradiación diaria para toda la serie es de  $14.8 \text{ MJ m}^{-2}/\text{día}$ , que es ligeramente superior a lo que encontraron Santabàrbara et al. (1996) con tan solo 8 años de datos (1986-1993) para el mismo lugar ( $14.1 \text{ MJ m}^{-2}/\text{día}$ ). La irradiación media diaria del mes de diciembre es tan solo de  $6.1 \text{ MJ m}^{-2}/\text{día}$  y la del mes de julio alcanza los  $23.5 \text{ MJ m}^{-2}/\text{día}$  ( $23.4 \text{ MJ m}^{-2}/\text{día}$  en junio). Todos estos valores son también ligeramente superiores a los que aparecen en ICAEN (2001), calculados con datos de 1986 a 1997 ( $14.3$ ,  $5.9$ ,  $22.6 \text{ MJ m}^{-2}/\text{día}$  respectivamente).

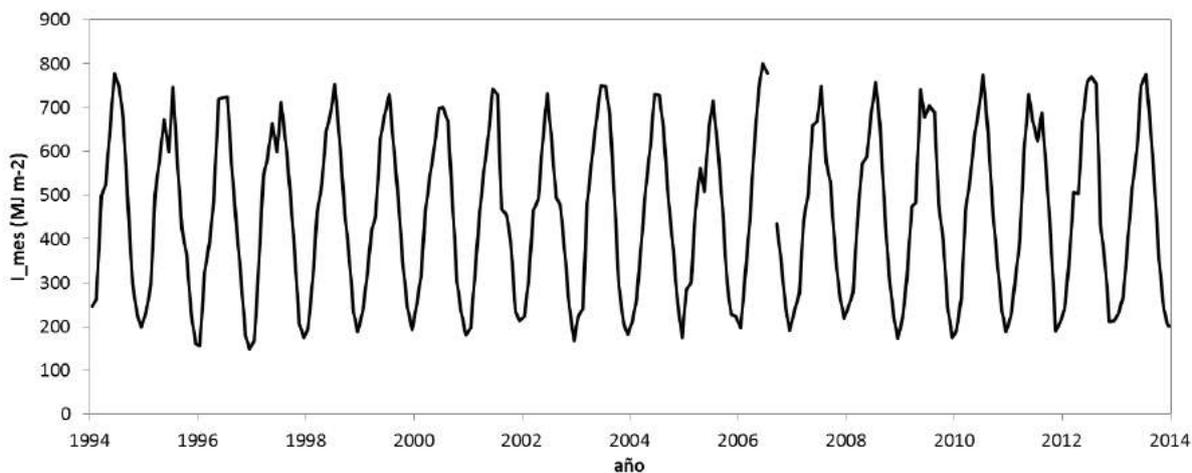


Fig. 3: Evolución de la irradiación global solar mensual en Girona durante los 20 años analizados.

Para determinar la existencia de tendencias en estos datos, primero se han convertido los valores de las irradiaciones mensuales ( $\text{MJ m}^{-2}/\text{mes}$ ) en irradiancias medias ( $\text{W m}^{-2}$ ), haciéndolos así más comparables entre ellos y con otros trabajos publicados (dado que hay meses con más días que otros meses, el factor de conversión no es el mismo para todos ellos). Segundo, estas irradiancias medias se han desestacionalizado, calculando las anomalías mensuales (resultado de restar la media de cada mes para todo el período a cada uno de los valores mensuales). A continuación se han calculado las series de anomalías para cada estación del año (agregando los datos de los tres meses correspondientes) y para el año completo. Finalmente se ha determinado la tendencia lineal y su significación estadística. Los resultados se muestran en la Tabla 2. La tendencia más destacable es la de la media anual, de  $3.6 \text{ W m}^{-2}/\text{década}$ , significativa al 95%, así como la del verano ( $9.1 \text{ W m}^{-2}/\text{década}$ , significativa al 90%), valores que confirman el importante *brightening* existente en la región, que ya ha sido descrito por otros autores. Así, estos valores están en consonancia con valores publicados correspondientes al entorno (Tabla 2). Por ejemplo, según Sanchez-Lorenzo et al. (2013), con datos de 13 estaciones españolas para el período 1985-2010 se obtiene una tendencia para la media anual de  $3.9 \text{ W m}^{-2}/\text{década}$ , valor que se convierte en  $4.8 \text{ W m}^{-2}/\text{década}$  si se calcula para el período 1994-2012. Igualmente, con los datos publicados por Nabat et al. (2014), para tres estaciones del sureste de Francia, se han calculado las tendencias para el período 1994-2012 y los valores muestran un gran acuerdo, con tendencia positiva en todas las estaciones y el máximo en verano.

	<i>Período</i>	<i>Serie</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primav.</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>	<i>Anual</i>
Presente trabajo	1994-2013	Girona	2.7	-2.5	<i>9.1</i>	4.8	<b>3.6</b>
Sanchez-Lorenzo et al. (2013a, actualizado)	1994-2012	13 en España	2.2	1.1	<b>8.9</b>	<b>6.7</b>	<b>4.8</b>
Nabat et al. (2014)	1994-2012	3 en Sureste Francia	5.0	1.0	5.2	3.8	<b>3.7</b>

Tabla 2: TENDENCIAS LINEALES PARA LAS SERIES DE ANOMALÍAS DE LA IRRADIANCIA MEDIA ESTACIONAL Y ANUAL. LAS UNIDADES SON  $W m^{-2}/década$ . LETRA NEGRITA INDICA TENDENCIA SIGNIFICATIVA AL 95%; LETRA CURSIVA INDICA TENDENCIA SIGNIFICATIVA AL 90%.

## 5. CONCLUSIONES

A partir de datos de dos piranómetros para la medida de radiación solar global se ha reconstruido una serie de 20 años (1994-2013) de valores mensuales para la localidad de Girona. Esta serie puede considerarse de alta calidad, ya que los instrumentos han estado correctamente instalados y mantenidos durante el período, y han sido calibrados periódicamente. Además, la intercomparación entre los datos de ambos instrumentos da un acuerdo excelente. Por último, el test de homogeneidad relativa SNHT, aplicado usando como referencia otras estaciones radiométricas del entorno, confirma la homogeneidad temporal de los registros durante el periodo de estudio, aspecto fundamental a la hora de evaluar las tendencias de las series climáticas.

El análisis de dicha serie confirma valores medios de irradiación diaria de  $14.8 MJ m^{-2}$ , con una importante variación estacional ( $6.1 MJ m^{-2}/día$  en diciembre y  $23.5 MJ m^{-2}/día$  en julio). Más interesante es la tendencia al aumento de la radiación global detectada con estos datos: la irradiancia media anual ha aumentado de manera significativa a un ritmo de  $3.6 W m^{-2}/década$  (en total para los 20 años significa más de  $7 W m^{-2}$ , es decir más del 4% sobre el valor medio de la irradiancia). Este aumento se debe especialmente al ocurrido en verano ( $9.1 W m^{-2}$  por década). Las tendencias detectadas muestran un gran acuerdo con valores ya encontrados anteriormente tanto en España como en el sureste de Francia.

En futuros trabajos se pretende extender la serie hacia el pasado (hasta el año 1986, cuando se iniciaron las medidas). Además, se analizará con mayor detalle la relación entre la irradiancia medida con un único piranómetro y la que se obtiene de combinar las componentes difusa y directa medidas independientemente. También se pretende completar una serie de datos de radiación difusa, variable que tiene gran interés dado que es indicadora, por ejemplo, de variaciones en la carga de aerosol atmosférico.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio Economía y Competitividad, a través del proyecto NUCLERSOL (CGL2010-18546). El cuarto autor está financiado por una beca postdoctoral Beatriu de Pinós de la Generalitat de Catalunya (2011 BP-B 00078). El quinto autor disfruta de una beca predoctoral del Ministerio de Educación y Cultura (FPU AP2010-

0917). Los datos de la estación ICAEN han sido suministrados por el Dr. José M. Baldasano (Barcelona Supercomputing Center), responsable del mantenimiento de la base de datos de dicha institución.

## 7. REFERENCIAS

- Alexandersson, H. y Moberg, A. (1997). “Homogenization of Swedish temperature data. Part I: homogeneity test for linear trends”. *Int. J. Climatol.*, 13, 191-201.
- Antón, M., Vaquero, J.M. y Aparicio, A.J.P. (2014). “The controversial early brightening in the first half of 20th century: A contribution from pyr heliometer measurements in Madrid (Spain)”. *Glob. Planet. Change*, 115, 71–75.
- Batlles, F.J., Olmo, F.J. y Alados-Arboledas, L. (1995). “On shadowband correction methods for diffuse irradiance measurements”. *Sol. Energy*, 54(2), 105-114.
- Drummond, A.J. (1956). “On the measurement of sky radiation”. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, 7, 413-436.
- ICAEN (2001). “Atlas de radiació solar a Catalunya, edició 2000”. Generalitat de Catalunya, Barcelona.
- Le Baron, B.A., Michalsky, J.J. y Perez, R. (1990). “A simple procedure for correcting shadowband data for all sky conditions”. *Sol. Energy*, 44(5), 249-256.
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Sanchez-Lorenzo, A. y Wild, M. (2014). “Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980”. *Geophys. Res. Lett.*, in press, doi: 10.1002/2014GL060798.
- Ohmura, A., and Coauthors (1998). “Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 2115–2136.
- Sánchez, G., Serrano, A., Cancillo, M.L., García, J.A. (2012). “Comparison of shadow-ring correction models for diffuse solar irradiance”. *J. Geophys. Res.*, 117, D09206.
- Sanchez-Lorenzo, A., Brunetti, M., Calbó, J., Martin-Vide, J. (2007). “Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from a homogenized data set”. *J. Geophys. Res.*, 112, D20115.
- Sanchez-Lorenzo, A., Wild, M. (2012). “Decadal variations in estimated surface solar radiation over Switzerland since the late 19th century”. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 8635–8644.
- Sanchez-Lorenzo A., Calbó, J. y Wild, M. (2013a). “Global and diffuse solar radiation in Spain: Building a homogeneous dataset and assessing their trends”. *Glob. Planet. Change*, 100, 343–352.
- Sanchez-Lorenzo, A.; Wild, M. and Trentmann (2013b). “Validation and stability assessment of the monthly mean CM SAF surface solar radiation data set over Europe against a homogenized surface dataset (1983-2005)”. *Rem. Sens. Environ.*, 134, 355–366.
- Santabàrbara, J.M., Calbó, J., Baldasano, J.M., Esteve, J. y Mitjà A. (1996). “Month-to-month variation of solar global radiation in Catalonia (Spain)”. *Int. J. Climatol.*, 16, 711-721.
- Stanhill, G., Cohen, S. (2001). “Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation”. *Agric. Forest Meteorol.* 107, 255–278.
- Stanhill, G., Cohen, S. (2005). “Solar radiation changes in the United States during the twentieth century: evidence from sunshine duration measurements. *J. Climate*, 18, 1503-1512.
- Wang, K., Dickinson, R. E., Ma, Q., Augustine, J. A. and Wild, M. (2013). “Measurement Methods Affect the Observed Global Dimming and Brightening”. *J. Climate*, 26, 4112-4120.
- Wild, M., Gilgen, H., Roesch, A., Ohmura, A., Long, C.N., Dutton, E.G., Forgan, B., Kallis, A., Russak, V., Tsvetkov, A. (2005). “From dimming to brightening: decadal changes in surface solar radiation”. *Science*, 308, 847–850.
- Wild, M., 2009. Global dimming and brightening: a review. *J. Geophys. Res.*, 114, D00D16.

**LA INFORMACION CLIMATICA A ESCALA GLOBAL: DEL DATO A LA  
DIFUSION DEL CONOCIMIENTO.  
WWW.GLOBALCLIMATEMONITOR.ORG**

Juan Mariano CAMARILLO NARANJO, José Ignacio ALVAREZ FRANCO, Natalia  
LIMONES RODRÍGUEZ, M<sup>a</sup> Fernanda PITA LÓPEZ, José OJEDA ZÚJAR  
*Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Sevilla,  
España.*

jmcamarillo@us.es, jalvarez2@us.es, natalialr@us.es, mfpita@us.es, zujar@us.es

## **RESUMEN**

Esta comunicación presenta el comienzo de una investigación que va encaminada a construir un modelo de datos y una herramienta de geo-visualización que permita el acceso a datos climáticos globales: el visor *Global Climate Monitor*. Ligada a todo ello, se construirá y pondrá en servicio en la misma aplicación una completa batería de indicadores climático-ambientales de fácil comprensión que permita transmitir el comportamiento del clima a escala global a cualquier potencial usuario, dentro o fuera de la comunidad científica.

Los datos que se ofrecen actualmente en el visor se corresponden con la versión CRU TS3.21 de la base de datos de la *Climate Research Unit (U. of East Anglia)*, producto que ofrece datos a una resolución espacial de medio grado en latitud y longitud y que abarcan desde Enero de 1901 a Diciembre de 2012 a escala mensual.

**Palabras clave:** geovisualización, indicadores climáticos, bases de datos climáticas globales, Software libre.

## **ABSTRACT**

This paper summarizes the beginning of an investigation that is aimed to build a data model and a geo-visualization tool that allows access to global climate data: the Global Climate Monitor Web Viewer. Linked to it, a complete set of climate-environmental indicators capable of displaying climate patterns on a global scale understandable to any potential user (inside or outside the scientific community) will be built and put into service in the same online application.

The data which is currently displayed corresponds to the CRU TS3.21 version of the Climate Research Unit (University of East Anglia) database, a product that provides data at a spatial resolution of half a degree in latitude and longitude, spanning from January 1901 to December 2012 on a monthly basis.

**Key words:** geo-visualization, climatic indicators, global climatic databases, open source software

## **1. INTRODUCCIÓN**

La investigación climática tradicionalmente ha estado necesitada de la configuración de bases de datos robustas y homogéneas que permitieran analizar la distribución espacio-temporal del comportamiento de las variables climáticas. Estas series de datos han sido recogidas a partir

de las distintas redes de información meteorológica asociadas a los centros de producción de datos meteorológicos nacionales. Se trataba de series de datos con una cobertura espacial irregular producto de la propia distribución de las redes de observatorios meteorológicos; su extensión temporal era también irregular y predominantemente corta –salvo en aquellos países de más amplia tradición en la observación meteorológica-, los controles de calidad no eran exhaustivos y adolecían de una cobertura global planetaria.

La investigación climatológica actual, especialmente en la última década, ha asistido a la eclosión de la producción de grandes bases de datos climáticas globales realizadas por diferentes organismos internacionales, cuyo denominador común es la disponibilidad y accesibilidad bajo el paraguas de las licencias ‘open data’. Se trata de series de datos en muchas ocasiones con una distribución espacial regular en modelos de rejilla –*gridded*-, de extensión temporal larga y homogénea, con procedimientos de homogeneización robustos y que abarcan una cobertura global planetaria.

Muchas y muy variadas fuentes de información están en la base de las series de datos globales que finalmente son accesibles en los portales web de referencia en la materia. Esta variabilidad hace referencia tanto a la naturaleza de la información climatológica de base, observada *versus* modelada, así como a la dimensión temporal de los datos que se ofrecen, históricos *versus* futuros.

Una gran variedad de ejemplos pueden encontrarse hoy disponibles en la red a tan solo un ‘click’ de distancia, algo impensable para la comunidad científica en general y climatológica en particular hace solamente unos años.

Algunos de los ejemplos más relevantes a partir de criterios diversos como el grado de uso por parte de la comunidad científica internacional de las series de datos ofrecidas, el reconocido prestigio del organismo que las produce o su utilización por parte de terceros organismos vinculados por ejemplo a los estudios de cambio climático, podrían ser incluidos en la siguiente lista:

- Series de datos históricos producidos por la ***Climate Research Unit (CRU) de la Universidad de East Anglia***, Reino Unido. Estas series globales construidas a partir de observaciones terrestres en estaciones meteorológicas desde comienzos del siglo XX hasta la actualidad constituyen quizás una de las bases de datos más utilizadas, comprobada y aplicada en la actualidad. La versión CRU TS3.21 es la versión más reciente y cubre hasta el mes de Diciembre de 2012. Se presenta como un ‘grid dataset’ con una resolución espacial de 0’5°\*0’5°. La rejilla se basa en interpolaciones espaciales sobre series estables y homogeneizadas de anomalías construidas a partir de la colección de datos observados en estaciones meteorológicas terrestres. [http://www.cru.uea.ac.uk/Global\\_Historical\\_Climatology\\_Network\\_Monthly](http://www.cru.uea.ac.uk/Global_Historical_Climatology_Network_Monthly) –*GHCN-M*- desarrollada por el *National Climatic Data Center- NCDC- (National Oceanic and Atmospheric Agency –NOAA-)*, EEUU. Se trata de series de datos mensuales de temperatura procedentes de 7280 estaciones del mundo, con importantes y exhaustivos controles de calidad establecidos sobre los datos, desde detección de *outliers* hasta establecimiento de filtros de inconsistencia espacial, etc... disponibles desde 1880 hasta el mes actual. <http://www.ncdc.noaa.gov/ghcnm/v3.php>
- *Climate Prediction Center –CPC- (National Oceanic and Atmospheric Agency –NOAA-)*. EEUU. Versión *grid* de la base de datos climática anterior basada en métodos como la aproximación de la interpolación de la anomalía con reajustes espacio temporales

derivados de datos de reanálisis para el ajuste topográfico. Su extensión comprende desde el año 1948 hasta la actualidad. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>

- *Global Precipitation Climatology Centre –GPCC-, Deutscher Wetterdienst.* Alemania. Este Servicio ofrece una amplia panoplia de productos y series de datos de precipitación globales muy completos entre los que cabe destacar los productos en rejilla basados en métodos de interpolación mejorados del método de interpolación empírica de SPHEREMAP (Willmott et al., 1985) sobre las anomalías en series de estaciones terrestres del conjunto del planeta. Especialmente destacable es el producto *First Guess Product*, que usa alrededor de 6000 estaciones mundiales y que tiene la particularidad de actualizar la serie mensual del mes anterior los días 8 de cada mes, permitiendo de esta forma acceso a un producto básico para procesos de monitorización de la precipitación global en *nearreal-time*. <http://www.dwd.de/>

Existen tres aspectos importantes que debemos analizar en relación con la naturaleza de estas series de datos: por un lado, la disponibilidad, calidad y tipo de acceso a los datos, por otro las posibilidades de geo-visualización que ofrecen y por último la disponibilidad de indicadores climáticos derivados de las variables climatológicas primarias.

En relación al primer aspecto cabe destacar la amplia disponibilidad de estas series globales de datos. En la mayoría de los casos se distribuyen bajo licencias abiertas de bases de datos – *open database license*-, lo cual permite un uso abierto y sin restricciones con fines y propósitos no comerciales como la educación o la investigación. Ello ha producido una disponibilidad de datos globales que han favorecido su uso cada vez más extensivo en el ámbito científico, con numerosas referencias de investigaciones basadas en éstas (Folland *et al.*, 2001; Jones and Moberg, 2003; New, Hulme and Jones, 2000). No obstante, las dificultades de los formatos técnicos en los que se distribuye –*netcdf* o archivos de texto plano de decenas de millones de datos normalmente- ha circunscrito su utilización a un número reducido de personas casi exclusivamente ligadas a ámbitos científicos. Consideramos que el conocimiento del clima puede, sin embargo, interesar a un número mucho más amplio de personas y de usuarios, especialmente en contextos de conocimiento abierto –*open knowledge*- y de desarrollo de políticas y de espacios de decisión participativos en los que el acceso a la información se torna en uno de los aspectos fundamentales.

Precisamente, la geo-visualización de los datos puede constituirse como herramienta eficaz de acceso público a la información en general y climática en particular. Desde este punto de vista sin embargo, son menos los ejemplos de geo-visualizadores completos que permitan un acceso fácil y cómodo a un número mayor de potenciales usuarios de la información climática. En este sentido, existen algunos geo-visualizadores muy especializados en el acceso y descarga de datos (NCDC-NOAA, <https://gis.ncdc.noaa.gov/map/viewer/#app=cdo>) o bien, en la mayoría de los casos, se trata de geo-visualizadores muy generales que muestran la climatología de 30 años –normales- ó de 10 años, renunciando a las altas capacidades espacio-temporales que todas estas series de datos en rejilla presentan (IPCC, <http://www.ipcc-data.org/maps/>). Complementariamente los geo-visualizadores de información climatológica presentes hoy en la red suelen ser muy básicos, con poca interacción entre el cliente –usuario- y el servidor de datos o, en muchos casos, sin integración con servicios de geolocalización distribuidos como *googlemaps* o *openstreetmaps*.

En tercer lugar, un aspecto crucial en el valor añadido que puede ser alcanzado a partir de las variables climáticas primarias es, obviamente, la producción de indicadores climáticos –

anomalías, tendencias, índices de sequía, valores de extremos- que pueden ser derivados a partir de las primeras. En este sentido podemos encontrarnos en la actualidad con proyectos y páginas web de indicadores climáticos globales pero cuya cartografía se limita a imágenes estáticas sin ningún entorno de geo-visualización o bien, por el contrario, buenos sistemas de geo-visualización pero aplicados específicamente a algún indicador muy concreto. En este último caso cabe destacar el visor del Global Drought Monitor, con una muy buena herramienta de geo-visualización del índice de sequía global SPEI –*Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index*- (<http://sac.csic.es/spei/map/maps.html>).

Como conclusión podemos indicar que en términos de geo-visualización de datos climáticos globales existe una diversidad importante en términos tanto de los datos e indicadores disponibles como de las herramientas propias de los visores y sus capacidades.

## 2. OBJETIVOS

En consonancia con estas premisas, los objetivos de la investigación podrían resumirse en los siguientes:

- Construir un modelo de datos y una herramienta de geo-visualización que permita el acceso de datos científicos complejos como los que representan los datos climáticos globales a un número más importante de usuarios potenciales que pueden estar interesados en el conocimiento del clima terrestre.
- Desarrollar específicamente una herramienta de geo-visualización web para datos climáticos globales. Construir y servir una batería de indicadores climático-ambientales de fácil comprensión que permita a un número amplio de usuarios profundizar sobre el comportamiento del clima a escala global.
- Construir desde un prisma más amplio como objetivo futuro un monitor global del clima – [www.globalclimatemonitor.org](http://www.globalclimatemonitor.org)-.
- Generar información y conocimiento a partir de los datos climáticos existentes en el contexto actual de las sociedades en red.

Así, todo ello se quiere conseguir a partir del diseño de un visor de datos climáticos globales cuya pretensión es la de convertirse en un instrumento de seguimiento del comportamiento del clima a escala mundial (de ahí su nombre de *Global Climate Monitor, GCM*).

## 3. DATOS Y FUENTES DE INFORMACIÓN

Los datos que en la actualidad se ofrecen en el visor se corresponden con la versión CRU TS3.21 del producto de alta resolución en rejilla que se pueden obtener a través del *British Atmospheric Data Center –BADC-*.

Las características básicas de este producto son las siguientes:

- Resolución espacial: 0.5°\*0.5° latitud/longitud
- Resolución temporal: Enero de 1901 a Diciembre de 2012
- Escala temporal: mensual
- Variables disponibles: precipitación (**pre**), temperatura media (**tmp**), temperatura media de las mínimas (**tmn**), temperatura media de las máximas (**tmx**), evapotranspiración potencial

- (**pet**), amplitud térmica diaria (**dtr**), presión del vapor (**vap**), cobertura nubosa (**cld**), frecuencia de días húmedos (**wet**), frecuencia de días de helada (**frs**)
- Sistema de referencia: WGS84
- Formato de descarga: *netcdf*

En negrita se resaltan las variables que han sido seleccionadas para esta primera versión del *Global Climate Monitor –GCM-* desarrollado. En fases posteriores está previsto incluir algunas otras variables disponibles, especialmente la amplitud térmica diaria, la frecuencia de días húmedos y la frecuencia de días de helada.

Este producto se basa en una presentación en rejilla de las variables anteriormente citadas cuyos valores han sido sometidos por parte del organismo productor (**CRU**) a diversos controles de calidad y procesos de homogeneización (Mitchell and Jones, 2005). Las fuentes primarias de datos se basan en distintas bases de datos climáticas de registros observados entre las que cabe destacar las construidas a escala planetaria por Jones and Moberg (Jones and Moberg, 2003), Peterson (Peterson *et al*, 1998) o New (New *et al*, 2000). Los procesos de homogeneización se basan en la construcción de series de referencia mediante vecinos que sirven para la comparación con las estaciones candidatas a entrar en la base de datos. Se trata del método desarrollado para la *Global Historical Climatology Network –GHCN-* desarrollado por Peterson (Peterson *et al*, 1998).

La construcción de la serie de alta resolución en rejilla *–gridded-* se basa en el método de las anomalías (Jones, 1994; New *et al*, 2000), que genera una malla de anomalías basada en las normales absolutas o relativas (precipitación, evapotranspiración) del periodo base 1961-1990 con el objetivo de generar normales espaciales que presenten una amplia cobertura independientemente del momento temporal de la serie. A partir de esta rejilla se calculan las series de anomalías que permitirán la interpolación espacio-temporal del conjunto de nodos de la malla (Mitchell and Jones, 2005). Posteriormente, estas series de alta resolución han sido revisadas y ampliadas temporalmente hasta llegar a la versión usada en este trabajo, cuyos métodos de revisión y ampliación han sido publicados en por Harris *et al*, 2013.

Es importante destacar que se trata de una de las bases de datos climáticos globales utilizada por el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático *–IPCC-* en su quinto informe en el capítulo dedicado a la revisión de la evolución de las temperaturas planetarias de los últimos cien años. Es además la que se ofrece en el apartado de datos de la página web de dicho organismo y sobre la que se centra la geo-visualización global de las normales climatológicas que puede encontrarse en su centro de datos *–<http://www.ipcc-data.org/>-*.

Como ya ha sido mencionado, construir una herramienta de geo-visualización del conjunto completo de este producto, así como de indicadores climáticos derivados de dicho conjunto de datos es el objetivo del trabajo que se presenta.

#### 4. DISEÑO DE INDICADORES CLIMÁTICOS

El conocimiento del clima como fenómeno complejo se sustenta, además de en los valores de las variables medidas procedentes de la observación instrumental, en la derivación de índices o indicadores climáticos que respondan a preguntas relacionadas con un espectro más amplio del *conocimiento* del funcionamiento del sistema climático. ¿Cuáles son los valores normales y las anomalías de las temperaturas máximas y mínimas?, ¿y de la precipitación?, ¿cuáles son

y qué dimensión tienen los comportamientos extremos?, ¿qué índice de aridez, o de estacionalidad o de sequía observamos?, etc. Todas ellas son preguntas a las que la ciencia climática ha intentado e intenta dar respuesta en las diferentes escalas espacio-temporales de análisis, que abarcan desde los registros de una única estación meteorológica al comportamiento planetario. Desde esta óptica nos trasladaríamos desde la esfera del dato a la esfera del conocimiento. Y añadiríamos una tercera componente actual que no sería otra que la difusión de ese conocimiento; difusión en entornos de red *-network-*, interconectados y abiertos *-open-* desde una perspectiva integrada de conocimiento abierto y compartido *-open knowledge-* transversal al quehacer científico actual.

Desde esta perspectiva, la propuesta planteada en esta primera fase de desarrollo de un monitor del clima global presenta un total de 30 indicadores climáticos derivados de las cinco variables primarias señaladas en el apartado anterior y que pueden observarse en la Tabla nº 1.

ESCALA TEMPORAL	TEMPERATURA	PRECIPITACION	EVAPOTRANSPIRACION
MENSUAL	TEMPERATURA MEDIA Anomalías de la temperatura media TEMPERATURA MEDIA DE LAS MÍNIMAS Anomalías de la temperatura media de las mínimas TEMPERATURA MEDIA DE LAS MÁXIMAS Anomalías de la temperatura media de las máximas	PRECIPITACIÓN TOTAL  Anomalías de la precipitación  Anomalías de la precipitación en porcentaje	EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL  Anomalías de la evapotranspiración potencial  Anomalías de la evapotranspiración potencial en porcentaje
ANNUAL	Temperatura media Anomalías de la temperatura media Temperatura media de las mínimas Anomalías de la temperatura media de las mínimas Temperatura media de las máximas Anomalías de la temperatura media de las máximas	Precipitación total  Anomalías de la precipitación  Anomalías de la precipitación en porcentaje  Índice de estacionalidad de la precipitación	Evapotranspiración potencial  Anomalías de la evapotranspiración potencial  Anomalías de la evapotranspiración potencial en porcentaje
NORMALES (MENSUALES Y ANUALES)	Temperatura media Temperatura media de las mínimas Temperatura media de las máximas	Precipitación total	Evapotranspiración potencial
TENDENCIAS	Temperatura media Temperatura media de las mínimas Temperatura media de las máximas	Precipitación total	Evapotranspiración potencial

Tabla 1: VARIABLES E INDICADORES CLIMATICOS DEL GCM.

Como puede observarse, cada una de las magnitudes incorporadas al visor presenta diferentes indicadores en diferentes escalas temporales. Estas escalas abarcan la escala mensual original de presentación de las variables en el producto CRU TM3.21 a la escala, la escala anual, la escala de la climatología de 30 años –normales- en sus diferentes periodos desde 1901 hasta la actualidad, así como la derivación de las tendencias globales registradas.

## 5. METODOLOGÍA: FLUJO DE DATOS, MODELO DE DATOS Y ARQUITECTURA DEL SISTEMA

La metodología aplicada para el diseño del sistema que permite la geo-visualización de propuesta se basa en metodologías estructuradas clásicas de diseño de sistemas de información. El resultado final del geo-visor que puede ser consultado en el navegador web está sustentado por un conjunto de componentes interrelacionados entre los que se producen intercambios de información y procesos secuenciales que aseguran la finalidad para la que se diseña: la geo-visualización de datos e indicadores climáticos globales.

Dentro de las metodologías estructuradas clásicas, entre las que cabe citar SSADM (*Structured System Analysis and Design Methods, National Computing Center, UK, 1995*), YSM (*Yourdon Systems Method, Yourdon, 1993*) o Metodología de Kendall & Kendall (2005), existen dos procesos metodológicos críticos e indispensables en la fase de diseño de un sistema de información: el modelado de flujo de datos y el modelado lógico de datos:

- Modelado del flujo de datos (*Data Flow Modelling –DFM-*): Esta herramienta se centra en la identificación, modelado y documentación de los distintos flujos de información que suceden alrededor y dentro del sistema de información. El resultado será la producción de un Diagrama de Flujo de Datos (*Data Flow Diagram –DFD-*) que mostrará la conexión de los distintos procesos y procedimientos que tendrán lugar dentro del sistema de información. Este diagrama mostrará el almacén de los datos, la forma en la que se accede a ellos, la descripción de las entidades o actores externos (en términos de intercambio de datos) que interactúan con el sistema así como los flujos entre todos estos componentes.
- Modelado lógico de los datos (*Logical Data Modelling –LDM-*): dentro de este proceso los requisitos de los datos son investigados, definidos y modelados. El elemento central de esta herramienta es la producción de la estructura lógica de los datos (*Logical Data Structure –LDS-*). Esta LDS es la nomenclatura específica que, dentro de la metodología SSADM, adopta el modelo entidad-relación (E-R) de modelado de bases de datos.

### 5.1 El modelo de flujo de datos

El modelado del flujo de datos se muestra en el diagrama de flujo de datos que representa el flujo de información entre los distintos componentes del sistema, así como los procesos necesarios que deben reproducirse para asegurar que dicho flujo sea correcto (Figura 1.)

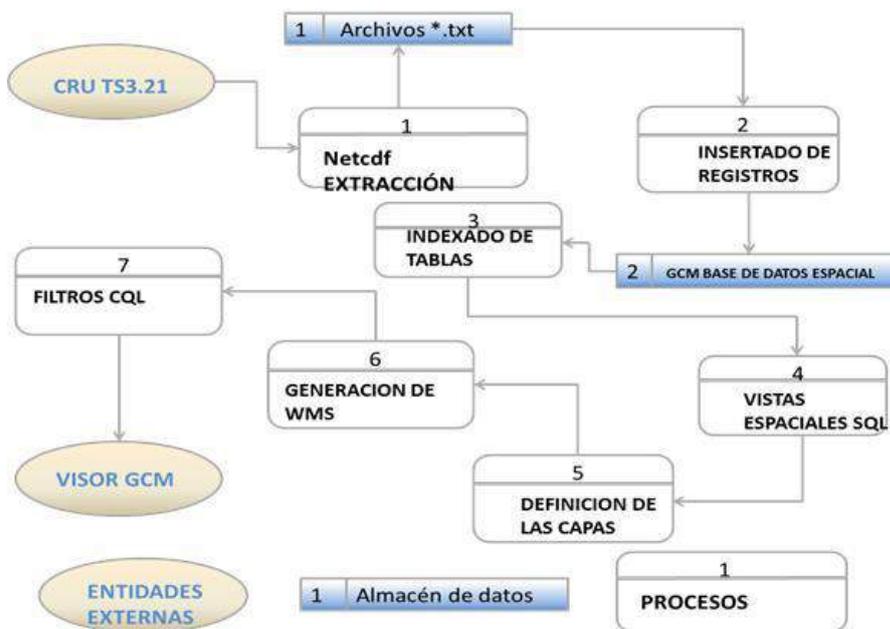


Fig. 1: Diagrama de flujo de datos del sistema.

## 5.2. Modelo lógico de datos

El modelo de datos entidad-relación se configura como un modelo en “araña” en el que la tabla de puntos geográficos –que almacena la geometría de los mismos mediante el campo *geom*- se sitúa en el centro estableciendo relaciones uno a muchos (1-M) con el resto de entidades –tablas- del modelo. Ver figura 2.

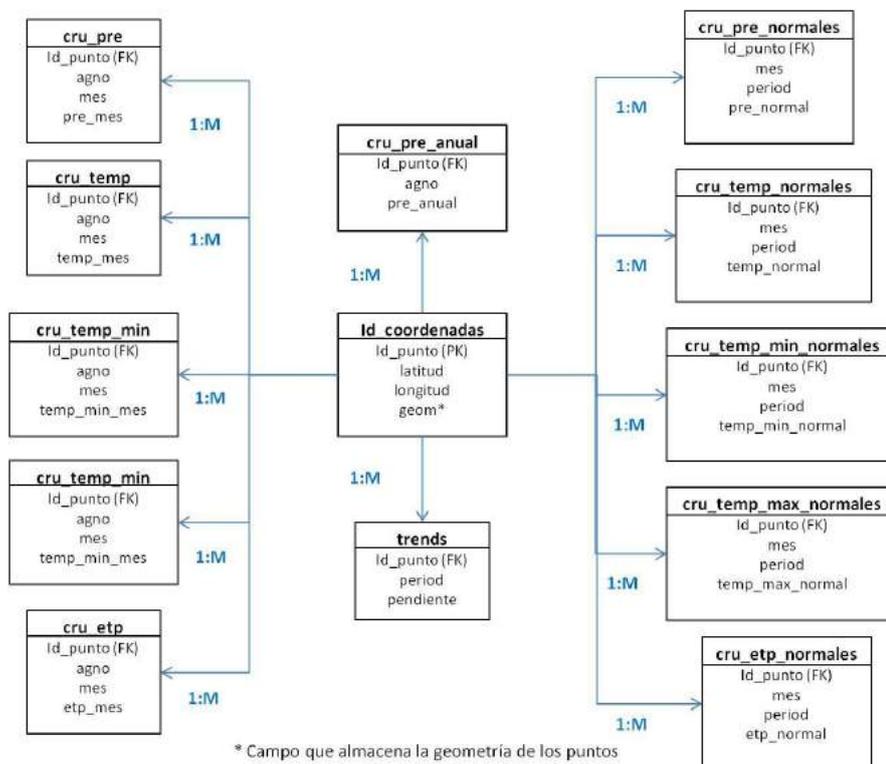


Fig 2: Esquema del modelo de datos entidad-relación del sistema.

Es necesario destacar la naturaleza del proceso de diseño de la estructura de la base de datos, en el que el papel de los expertos en la información climática es esencial para garantizar la coherencia de los datos y de sus índices derivados de tal forma que un buen diseño del modelo de datos de dicho modelo es el elemento central de todo el proceso. Solo a partir de un modelo de datos robusto, en el que atributos y cardinalidades representen la relación implícita existente entre los datos, podemos posteriormente diseñar herramientas de acceso a los datos.

### 5.3. Arquitectura del sistema

La arquitectura del sistema está basada en componentes y software de código abierto –*open source*-. Figura 3.

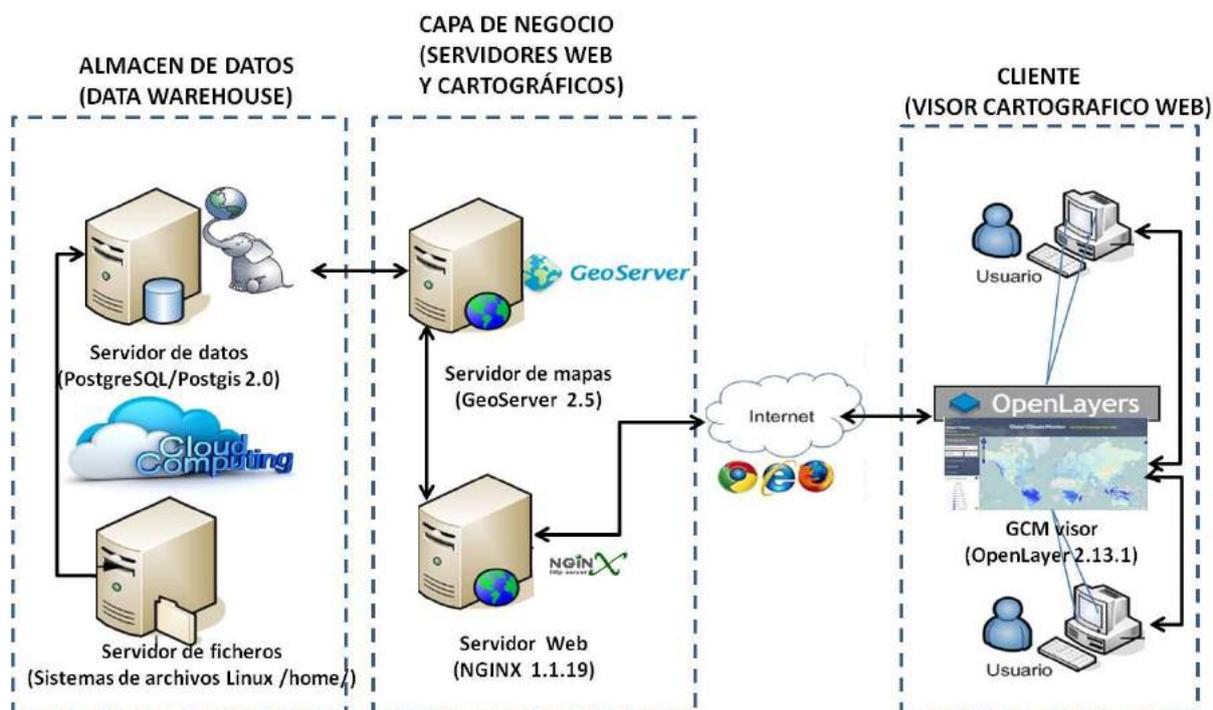


Fig 3: Componentes del sistema.

## 6. RESULTADOS Y EVOLUCIÓN DEL SISTEMA

El resultado de la metodología propuesta y del diseño del geo-visor climático global puede consultarse y está plenamente operativo en la dirección web [www.globalclimatemonitor.org](http://www.globalclimatemonitor.org).

Se trata de un geo-visor que permite al usuario acceder a la batería de variables e indicadores climáticos globales en las distintas escalas temporales de análisis propuestas. Al mismo tiempo permite la integración de dicha visualización con distintos servicios de localización como *openstreetmap*, *google hybrid*, *google terrain* o *google satellite*. Tiene herramientas de navegación *zoom* y *pan* y, como característica de especial importancia, el acceso a la información numérica del valor del indicador climático en cada punto de los aproximadamente 70000 que existen para las zonas emergidas del planeta mediante una herramienta *info* (servicio *getfeatureinfo* del *Web Map Service –WMS-* servido).

El ensamblaje de las distintas tecnologías de código abierto –*open source*– disponibles – servidor de datos espacial, servidor de mapas, servidor de aplicaciones web y visores– permiten en la actualidad acometer este tipo de macro-proyectos científicos. Especialmente destacable es el papel del servidor de datos espacial *PostGis* ([www.postgresql.org](http://www.postgresql.org)), cuyas prestaciones en el manejo de información alfanumérica y espacial y de tablas de casi 100 millones de datos han resultado esenciales para la puesta en marcha del sistema.

Por último indicar las fases más importantes en la evolución inmediata del sistema de información diseñado. Estas fases se sustentan en el diseño de tres grandes bloques de evoluciones:

- La generación de un mayor número de indicadores climáticos disponibles en el visor. En este sentido cabe destacar el cálculo de percentiles sobre las variables primarias más allá de los valores medios como mecanismo de estudio de extremos climáticos por los impactos tan importantes que estos tienen en la sociedad, el cálculo de diferentes índices de sequía y el desarrollo de indicadores para aplicaciones climáticas como el confort térmico u otros relacionados con la salud o la agricultura.
- En relación con los datos primarios, dos son las líneas más importantes que ya se están trabajando: en primer lugar la integración de fuentes de información que garanticen la actualización mensual de la información con el objetivo de convertir el visor en un monitor en tiempo casi real –*near real time*– (*Global Precipitation Centre* y *Climate Prediction Centre*); y en segundo lugar la integración de las proyecciones de escenarios climáticos y la evolución a futuro de las variables climáticas primarias.
- El tercer bloque de evoluciones previstas están en relación con las herramientas de geovisualización y acceso a los datos; entre ellas cabe destacar el diseño de herramientas de descarga de datos mediante selecciones espaciales del usuario en el propio visor, el desarrollo de una herramienta de gráficos que muestre la serie temporal de cada variable sobre cada punto y la división en doble pantalla sincronizada con el objetivo de establecer comparaciones entre variables y fechas.

## 7. CONCLUSIONES

El acceso y manejo de grandes bases de datos de información climática, debido a la complejidad de los formatos en los que se presentan en la actualidad, restringe su uso a un número muy reducido de usuarios incluso dentro de las esferas científicas o técnicas. Sin embargo, la importancia de contar con herramientas de fácil acceso que permitan el conocimiento del funcionamiento complejo del sistema climático aparece como una de las claves actuales. En este sentido podemos afirmar que la geo-visualización de los datos procedentes de estas grandes bases de datos climáticas globales es una herramienta poderosa y útil para conseguir el objetivo de hacer que estos datos puedan llegar a un número cada vez mayor de usuarios. Mucho más es así si los sistemas que puedan diseñarse para ello, como es nuestro caso, apuestan por, además, generar valor añadido a los datos de las variables primarias mediante el diseño y la producción de indicadores derivados que permita establecer un puente desde el dato al conocimiento.

## 8. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en la actividad de los siguientes Proyectos de Investigación: “Desarrollo de un modelo de anticipación a las sequías basado en escenarios dinámicos (GUADALSEQ)”, “*Sustainable Water Action (SWAN). Building research links between EU and USA*” y “Directiva Marco del Agua y riesgos hídricos: gestión y mitigación de sequías”.

Agradecer a los técnicos e investigadores de la empresa Geographica Studio la implicación en este proyecto y las tareas de administración del sistema.

## 9. REFERENCIAS

Folland, C.K. *et al.* (2001). Observed Climate Variability and Change. En: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change ;Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C.A. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK. pp. 99-181.

Harris, I., Jones, P.D., Osborn, T.J. and Lister, D.H. (2014). “Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset”. *Int. J. Climatol.*, 34. p. 623–642.

Jones PD. (1994). “Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and update to 1993”. *Journal of Climate* 7. pp. 1794–1802.

Jones, P.D., and A. Moberg (2003). “Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001”. *Journal of Climate* 16, pp. 206-223.

Mitchell, T. D. and Jones, P. D. (2005). “An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids”. *International Journal of Climatology* 25. Pp. 693–712.

New, M., Hulme, M., Jones, P. D. (2000). “Representing twentieth century space-time climate variability. Part 2: development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate”. *Journal of Climate* 13. pp 2217-2238

Peterson TC *et al.* (1998a). “Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review”. *International Journal of Climatology* 18. pp. 1493–1517.

Peterson TC, Karl TR, Jamason PF, Knight R, Easterling DR. (1998b). “The first difference method: maximizing station density for the calculation of long-term global temperature change”. *Journal of Geophysical Research* 103: 25. pp. 967–25 974.

Peterson TC, Vose R, Schmoyer R, Razuvaev V. (1998c). “Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data”. *International Journal of Climatology* 18. pp. 1169–1179.

Rayner, N.A. *et al* (2006). “Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset”. *Journal of Climate*, 19, pp. 446-469

Willmott, C.J., C.M. Rowe and W.D. Philpot (1985): “Small-scale climate maps: A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring”. *Amer. Cartogr.*, 12, 5-16.

# SEGUIMIENTO DEL BALANCE DE ENERGÍA EN SUPERFICIE A TRAVÉS DE LA FUTURA MISIÓN HYSPIRI

Juan M. SÁNCHEZ TOMÁS<sup>1</sup>, Vicente CASELLES MIRALLES<sup>2</sup>, Vicente GARCÍA SANTOS<sup>2</sup>, Andrew N. FRENCH<sup>3</sup>, Raquel NICLÒS CORTS<sup>2</sup>, Carolina DOÑA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Depto. de Física Aplicada. Universidad de Castilla-La Mancha, Plz. Manuel Meca s/n, 13400 Almadén, Ciudad Real.*

<sup>2</sup>*Depto. Física de la Tierra y Termodinámica. Universidad de Valencia, C/Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, Valencia*

<sup>3</sup>*Arid Land Agricultural Research Center, USDA-ARS, 21881 North Cardon Lane, 85238 Maricopa, Arizona*

**juanmanuel.sanchez@uclm.es, vicente.caselles@uv.es, vicente.garcia-santos@uv.es,  
andrew.french@ars.usda.gov, raquel.niclos@uv.es, carolina.dona@uv.es**

## RESUMEN

La estimación operativa y a escala global del balance de energía en superficie requiere de datos de temperatura desde satélite con alta frecuencia y resolución espacial. Sus 8 bandas en el térmico, los 60 m de tamaño de píxel y los 5 días de revisita, convierten a la misión HypsIRI en el futuro de la teledetección térmica multiespectral. En este trabajo se han simulado productos HypsIRI de flujos energéticos a partir de vuelos MASTER, de muy alta resolución espacial, sobre las reservas experimentales de Jornada y Sevilleta, situadas en el suroeste de EEUU. Para ello se ha utilizado un modelo de balance de energía de dos fuentes, combinado con datos meteorológicos registrados en la zona. Los resultados muestran la estabilidad del modelo aplicado a las imágenes simuladas HypsIRI, y permiten hacer un análisis del efecto de la pérdida de resolución espacial sobre la variabilidad de los flujos energéticos en zonas áridas.

**Palabras clave:** HypsIRI, MASTER, evapotranspiración, temperatura, emisividad, multiespectral.

## ABSTRACT

Frequent and high resolution remote sensing temperature data are needed for global scale, operational estimation of the surface energy balance. Its 8 thermal bands, 60-m pixel size and 5-day revisit time make the HypsIRI mission the future of the multispectral thermal remote sensing. In this work HypsIRI products of surface energy fluxes were simulated from very high spatial resolution MASTER flights, over the Jornada and Sevilleta experimental ranges, southwest USA. A two-source energy balance model, together with meteorological data, were used in this work. Results show the stability of the model when applied to simulated HypsIRI

images, and allow performing an analysis of the effect of the spatial resolution degradation on the surface variability in arid areas in terms of energy fluxes.

**Keywords:** HypsIRI, MASTER, evapotranspiration, temperature, emissivity, multispectral.

## 1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de la última década se ha trabajado intensamente en la estimación de la evapotranspiración de la superficie (LE) mediante técnicas de teledetección. Son numerosos los trabajos y publicaciones en los que se van desarrollando y actualizando modelos, al tiempo que implementando nuevas técnicas, en búsqueda de una mayor precisión y operatividad en la estimación de este parámetro clave, tanto en el balance de agua como en el balance energético de la superficie terrestre.

Los llamados modelos de balance de energía plantean la estimación de LE como un término residual de la propia ecuación de balance de energía. La estimación operativa y a escala global de este balance de energía en superficie requiere de datos de satélite frecuentes, de alta resolución espacial y que cubran las franjas del visible, infrarrojo cercano e infrarrojo térmico, dentro del espectro electromagnético. A principios de 2013, los únicos sensores en órbita que satisfacían estas necesidades, y que por tanto permitirían realizar una estimación de los flujos energéticos y de evapotranspiración en zonas de cierta heterogeneidad, como por ejemplo zonas agrícolas, eran el Landsat 7- Enhanced Thematic Mapper (L7/ETM+) y el Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). Afortunadamente, desde el mes de mayo de 2013 se cuenta también con el nuevo sensor Landsat Data Continuity Mission (LDCM) (tabla 1).

Uno de los parámetros clave para la estimación de LE a través de los modelos de balance de energía, es la temperatura de la superficie (LST). Esta temperatura presenta una gran variabilidad tanto espacial como temporal, y por tanto, un tiempo de revisita de 16 días puede no ser suficiente para ciertas aplicaciones. Además, el tamaño de muchas parcelas de cultivo en zonas agrícolas, donde cuantificar la evapotranspiración es esencial para la gestión de los recursos hídricos, y especialmente en zonas áridas, suele estar por debajo de los 100 m de lado, lo que dificulta su distinción con los sensores actuales. Estas limitaciones condujeron a la idea de diseñar un nuevo sensor que satisficiera las necesidades anteriores.

De esta manera surgió la misión *Hyperespectral Infrared Imager* (HypsIRI) que fue recomendada por el *U.S. National Research Council* en su informe de 2007. En líneas generales, el objetivo de la misión HypsIRI es observar los ecosistemas de todo el planeta y proporcionar información crítica sobre desastres naturales como volcanes, incendios, y sequías. Además, permitirá registrar y estudiar los cambios en la superficie gracias a su capacidad para identificar tipos de vegetación, e incluso su estado de salud.

Para conseguir estos objetivos la misión HypsIRI se compone de dos instrumentos a bordo de un satélite polar: un espectrómetro cuyo intervalo comprende desde el visible hasta el infrarrojo cercano (VSWIR: 380 - 2500 nm), en 224 bandas contiguas de 10 nm de anchura, y un sensor multiespectral (8 bandas) de 3 a 12  $\mu\text{m}$  en el infrarrojo medio y térmico (TIR). Ambos instrumentos poseen una resolución espacial de 60 m en nadir, el FOV es de 25,5°, y el tiempo de revisita varía de los 19 días del VSWIR hasta los 5 días del TIR (Ramsey et al. 2012). Además, se incluye un módulo inteligente que permitirá procesar una serie de datos a bordo del propio satélite y enviarlos a tierra casi en tiempo real.

Más allá de las posibilidades que plantea el sensor hiperespectral VSWIR, en este trabajo

pretendemos resaltar la trascendencia que tendrá el sensor TIR, ya que sus 8 bandas convierten a HypsIRI, hoy en día, en la única posibilidad de dar continuidad a la serie histórica de medidas de temperatura y emisividad de superficie del sensor multiespectral ASTER, mejorando incluso su resolución espectral, espacial y temporal. La tabla 1 muestra una comparación de las principales características del sensor TIR de HypsIRI con el resto de sensores térmicos de alta resolución actualmente en órbita (ASTER, L7/ETM+ y L8/LDCM). En este trabajo se han utilizado vuelos de alta resolución del sensor aerotransportado MODIS/ASTER Airborne Simulator (MASTER) para simular imágenes HypsIRI de flujos energéticos en superficie. El objetivo es mostrar la estabilidad de los modelos aplicados a HypsIRI, así como el potencial de su alta resolución espacial y temporal para resolver la variabilidad en términos de los distintos flujos energéticos en superficie. El estudio se ha centrado en una zona experimental árida del suroeste de EEUU en la que existen registros históricos de parámetros biofísicos y de variables meteorológicas.

Con este trabajo nos sumamos a los esfuerzos de la comunidad científica involucrada en la misión por mostrar las posibilidades y capacidades, y demostrar la necesidad de puesta en órbita, de HypsIRI.

Sensor TIR	L7/ETM+	L8/LDCM	ASTER	HypsIRI
Fecha de lanzamiento	15/04/1999	11/02/2013	18/12/1999	>2020
Resolución espacial (m)	60	100	90	60
Revisita (días)	16	16	16	5
Nº Bandas	1	2	5	8
FOV (km)	185	185	60	600

Tabla 1. COMPARACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS SENSORES TÉRMICOS DE ALTA RESOLUCIÓN ESPACIAL ACTUALMENTE EN ÓRBITA.

## 2. ZONA DE ESTUDIO Y MEDIDAS

Este trabajo se centra en dos reservas ecológicas (Jornada y Sevilleta) en la zona norte del desierto de Chihuahua, dentro del estado de Nuevo México, USA, destinadas a la investigación de los cambios en la superficie y en la dinámica de los ecosistemas. La reserva experimental Jornada (Fig. 1) se encuentra a 25 km al noreste de Las Cruces (32.5 N, -106.8 W, 1200 m altitud), y la reserva experimental Sevilleta se localiza a unos 80 km al sur de Albuquerque (34.3 N, -106.6 W, 1600 m altitud). Ambas son zonas muy áridas, caracterizadas por temperaturas altas, pluviometría escasa, y un alto grado de evaporación. La vegetación predominante son los mezquites (*Prosopis sp*), arbustos y hierbas dispersas (French et al. 2008).

Las reservas de Jornada y Sevilleta han sido sobrevoladas repetidas veces (73) por MASTER desde 1999. Las imágenes MASTER (Hook et al. 2001) poseen 50 bandas espectrales, de 0,4 a 13  $\mu\text{m}$ , entre las que se puede encontrar correspondencia con bandas HypsIRI, y un tamaño de píxel que varía entre 3 y 25 m, en función de la altura del vuelo. Las fechas, lugares y

datos de todos los vuelos están disponibles en el sitio <http://master.jpl.nasa.gov>. Para este trabajo se han utilizado 6 de esos vuelos.

Los perfiles atmosféricos de la zona necesarios para la corrección atmosférica de las escenas se obtuvieron de dos fuentes: los radiosondeos de Santa Teresa y Albuquerque (NOAA/ESRL; [www.esrl.noaa.gov/raobs](http://www.esrl.noaa.gov/raobs)) y el reanálisis a 32 km del centro de reanálisis regional para Norteamérica (NARR) (Mesinger et al. 2006).

Finalmente, los datos de las variables meteorológicas necesarias, temperatura del aire, velocidad de viento, y radiación de onda corta y onda larga, se tomaron de la densa red de estaciones meteorológicas distribuidas por la zona.

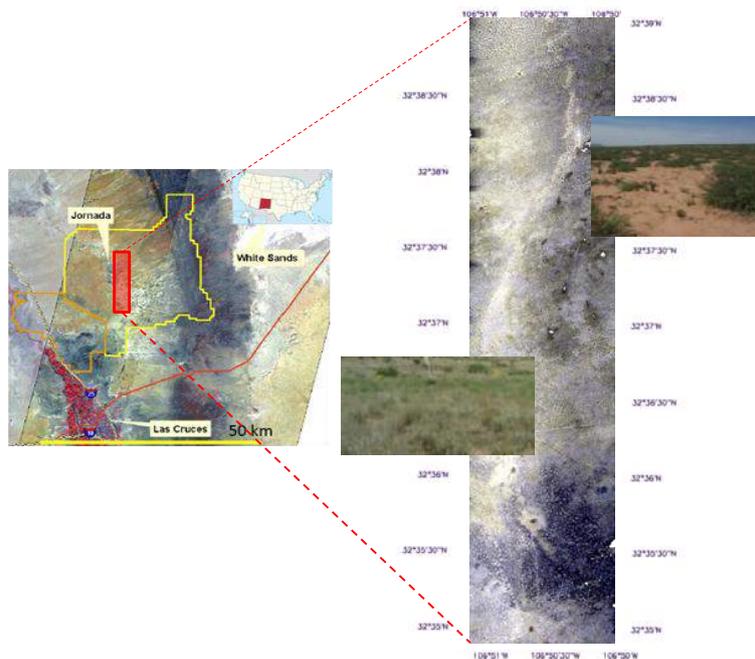


Fig. 1: Localización de la reserva experimental Jornada, y composición en falso color de un vuelo MASTER del día 20/5/2004 (11:36 GMT).

### 3. METODOLOGÍA

En este trabajo se ha seguido el modelo simplificado de balance de energía de dos fuentes (STSEB), propuesto por Sánchez et al. (2008 a y b), para obtener mapas de radiación neta ( $R_n$ ), flujo de calor en el suelo ( $G$ ), flujo de calor sensible ( $H$ ) y evapotranspiración ( $LE$ ) (figura 3).

Con el fin de analizar el efecto del degradado de la resolución espacial del sensor HypsIRI sobre los flujos energéticos estimados en la zona de estudio, los resultados se han obtenido a dos resoluciones espaciales diferentes. En primer lugar, a tamaño de píxel original 3-12 m de MASTER (según altura vuelo) y, posteriormente, también a 60 m (resolución HypsIRI) tras haber degradado a esta resolución los valores de radiancia TOA (*top of atmosphere*). El procesado de las imágenes MASTER podría resumirse en los siguientes pasos:

- 1- Empleando el código de transferencia radiativa 6S (Kotchenova et al. 2006), se realizó la conversión de valores de reflectividad a radiancia TOA en las bandas del VNIR.
- 2- Para la corrección atmosférica de las bandas del TIR se utilizó el modelo de transferencia radiativa MODTRAN (Berk et al. 2006).

- 3- Dado el ancho campo de visión de los vuelos MASTER (FOV=85°) hubo que incluir una parametrización angular de los factores de corrección atmosférica. Esta parametrización se obtuvo previamente a partir de simulaciones con MODTRAN.
- 4- Se georreferenciaron todas las imágenes y se promediaron las radiancias TOA a 60 m de resolución.
- 5- Se vuelven a propagar los datos hacia la superficie y se obtienen de esta forma valores de reflectividad y radiancia en superficie simulados a escala HypsIRI (60 m).

Tras este procesado inicial de los vuelos MASTER se aplicó el modelo de Liang (2000) diseñado para ASTER, adaptado a las bandas MASTER, para calcular el albedo ( $\alpha$ ) de la superficie necesario para el balance de radiación neta. La estimación de la proporción de vegetación se realizó de acuerdo con el modelo descrito en Valor y Caselles (1996). Hay que recordar que HypsIRI contará con las 224 bandas de su sensor VSWIR, lo que permitirá una estimación precisa de parámetros biofísicos y también del albedo de la superficie.

En cuanto al cálculo de las emisividades de canal ( $\epsilon_i$ ) y temperatura de la superficie (LST) con HypsIRI, se están investigando distintos modelos y combinaciones de bandas que permitan la estimación más precisa (Ramsey et al., 2012). Para este trabajo, se aplicó un algoritmo de separación temperatura/emisividad (NEM) a las 5 bandas de MASTER coincidentes con las de ASTER. Finalmente, se aplicó el modelo de Ogawa (2002) diseñado para ASTER, adaptado a las bandas MASTER, para el cálculo de la emisividad en banda ancha ( $\epsilon$ ), también necesaria para el balance de radiación neta.

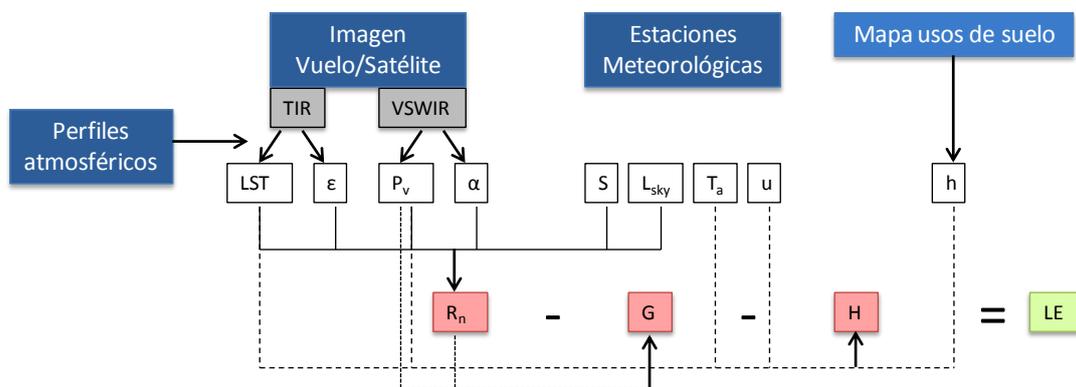


Fig. 2: Esquema del modelo simplificado de dos fuentes STSEB.

Combinando la información de las imágenes con los datos meteorológicos (S: radiación solar, L<sub>sky</sub>: radiación onda larga, T<sub>a</sub>: temperatura del aire, u: velocidad del viento) obtenidos de la red de estaciones propias situadas en las reservas experimentales de Jornada y Sevilleta, y asumiendo una altura de vegetación (h) estándar de unos 0,5 m de altura, se aplicó el STSEB, siguiendo el esquema de la figura 2. Todos los detalles del modelo y de las distintas ecuaciones puede consultarse en Sánchez et al. (2008 a y b).

La validación regional de los productos de flujos energéticos y evapotranspiración obtenidos mediante satélite resulta siempre una tarea complicada por las dificultades asociadas a la falta de representatividad de las medidas locales puntuales realizadas. Con el fin de poder llevar a cabo una validación regional de los productos HypsIRI (60 m) generados en este trabajo, se re-escalaron hasta alcanzar esta resolución espacial los productos MASTER obtenidos a las resoluciones originales (3-12 m), y se tomaron como “patrón” de comparación. Hay que

aclarar que este re-escalado de los productos finales MASTER es diferente al degradado de las radiancias MASTER originales, a partir de las cuales se han obtenido los productos simulados HypsIRI.

#### 4. RESULTADOS

Una vez realizado el pre-procesado de las imágenes MASTER, se aplicaron uno por uno los diferentes pasos descritos en la sección anterior a todas las imágenes disponibles. La figura 3 muestra, a modo de ejemplo, los productos simulados HypsIRI de los cuatro términos de la ecuación de balance de energía en superficie ( $R_n$ , G, H y LE), para el vuelo sobre Jornada del día 20/5/2004 (11:36 GMT). Se presentan conjuntamente los flujos a escala original MASTER (3 m) y las simulaciones HypsIRI (60 m). A simple vista se aprecia un evidente suavizado de los contrastes de colores, si bien se mantienen los patrones generales dentro de cada imagen. Entre todos los flujos, es precisamente la evapotranspiración la que presenta una mayor variación dentro de la imagen, con valores que oscilan entre 0 y  $200 \text{ W m}^{-2}$ , para las zonas de suelo totalmente desnudo y aquellas con proporciones de vegetación próximas al 50%, respectivamente. En cualquier caso son valores muy bajos, en sintonía con la aridez de la región, que a escala diaria no superan los  $60 \text{ W m}^{-2}$  (el equivalente a unos 2 mm/día).

Tal y como se ha descrito en la sección anterior, llevando a cabo una degradación progresiva de los productos MASTER a escala original se puede realizar un análisis del efecto de la pérdida de resolución espacial en las imágenes de satélite. A 60 m de resolución todavía se pueden distinguir las distintas clases de cubierta del suelo en Jornada. En regiones agrícolas en las que el patrón de tamaño de los cultivos sea del orden de 1 ha o superior, el papel de HypsIRI podría resultar esencial para resolver la variabilidad de la superficie en términos de flujos energéticos y evapotranspiración, gracias a su mayor resolución espacial frente a otros sensores como ASTER o el LDCM.

El promediado de los valores de los distintos flujos para toda la escena pone de manifiesto la estabilidad de toda la cadena de procesado aplicada a las imágenes simuladas HypsIRI, ya que los resultados son prácticamente coincidentes con los obtenidos al degradar los productos originales MASTER a la misma resolución espacial de 60 m. Los buenos resultados de esta validación regional de los productos HypsIRI se aprecian en la tabla 2 con los valores promedio de las desviaciones sistemáticas y los errores de estimación para las 6 escenas procesadas. En resumen, los errores de los promediados espaciales de los flujos instantáneos cuando se trabaja a una escala de 60 m se sitúan por debajo de los  $20 \text{ W/m}^2$ . Además, en la práctica totalidad de los casos se obtiene una desviación mayor que el propio valor del promedio.

	Bias ( $\text{W m}^{-2}$ )	RMSE ( $\text{W m}^{-2}$ )
$R_n$	$3 \pm 6$	$6 \pm 3$
G	$7 \pm 10$	$8 \pm 9$
H	$1 \pm 19$	$14 \pm 12$
LE	$-6 \pm 23$	$15 \pm 18$

Tabla 2. VALORES PROMEDIO DE LAS DESVIACIONES SISTEMÁTICAS (BIAS) Y LOS ERRORES DE ESTIMACIÓN (RMSE) DE LAS COMPARACIONES ENTRE LAS 6 IMÁGENES SIMULADAS HYSPIRI Y SUS CORRESPONDIENTES DEGRADADAS MASTER A 60 M.

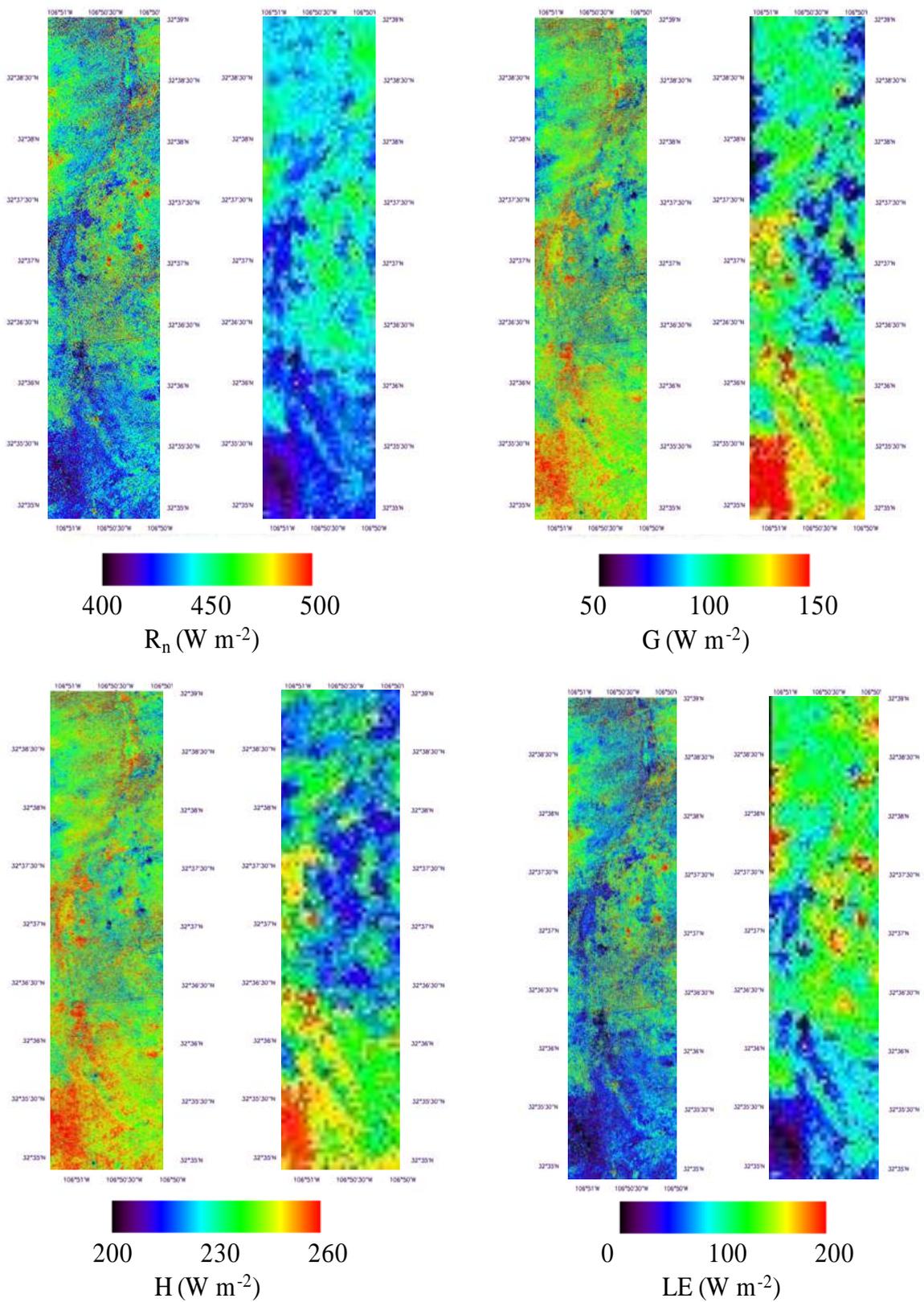


Fig.3: Mapas de flujos energéticos sobre Jornada para el día 20/5/2004 (11:36 GMT). Vuelo MASTER con píxeles de 3 m (izquierda); simulación HypSIPI con píxeles de 60 m (derecha).

## 5. CONCLUSIONES

HyspIRI es en estos momentos la única misión en fase de estudio que contempla poner en órbita un sensor multiespectral en el TIR. Está, por tanto, llamada a ser la sucesora de ASTER en este sentido, reduciendo incluso la resolución espacial a 60 m y el tiempo de revisita a tan solo 5 días. Los modelos de estimación de flujos energéticos en superficie se verían altamente beneficiados de estas mejoras.

En este trabajo se han simulado mapas de flujos energéticos para HyspIRI, a partir de imágenes de 6 vuelos del sensor aerotransportando MASTER, y empleando un modelo de balance de energía de dos fuentes. Aunque los detalles de la distribución de vegetación dispersa, característica de la zona seleccionada, se pierden para resoluciones por encima de 10 m, a escala de 60 m se continúa distinguiendo bastante variabilidad en términos de flujos energéticos, asociada a cambios en la proporción de vegetación o en la temperatura de la superficie, entre otros. Por otro lado, se comprueba la estabilidad del modelo de balance de energía de dos fuentes aplicado a escala HyspIRI, al reproducir resultados de los distintos flujos energéticos, muy similares a los obtenidos degradando los productos MASTER a su misma resolución espacial.

Así pues, entre las muchas y diversas aplicaciones de HyspIRI hay que contar con la posibilidad de obtener mapas de evapotranspiración real cada 5 días, lo que permitiría reducir significativamente los tiempos de respuesta ante la detección de situaciones de estrés hídrico, y también una mejor gestión de los riegos.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento por la financiación recibida a NASA (10-HYSPIRI1 0-13), al Ministerio de Economía y Competitividad (CGL2010-17577/CLI) y a la Generalitat Valenciana (PROMETEO/2009/086).

## 7. REFERENCIAS

- Berk, A. et al. (2006). MODTRAN5: 2006 Update. Proc. SPIE, Vol. 6233, 62331F.
- French, A.N., Schmugge, T.J., Ritchie, J.C., Hsu, A., Jacob, F. y Ogawa, K. (2008). "Detecting land cover change at the Jornada Experimental Range, New Mexico with ASTER emissivities". *Remote Sensing of Environment*, 112, 1730-1748.
- Hook, S.J., Myers, J.J., Thome, K.J., Fitsegald, M. y Kahle, A.B. (2001). "The MODIS/ASTER airborne simulator (MASTER) - a new instrument for earth science studies". *Remote Sensing of Environment*, 76 (2), 93-102.
- Kotchenova, S.Y., Vermote, E.F., Matarrese, R. y Klemm, F.J. (2006). "Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part I: Path radiance". *Applied Optics*, 45(26), 6762-6774.
- Liang, S. (2000). "Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithm". *Remote Sensing of Environment*, 76, 213-238.

Mesinger, F. et al. (2006). “North American regional reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*”, 87, 343-360.

Ogawa, K., Schmugge, T., Jacob, F., y French, A. (2002). “Estimation of broadband land surface emissivity from multi-spectral thermal infrared remote sensing”. *Agronomie*, 22, 19-20.

Ramsey, M.S., Realmuto, V.J., Hulley, G.C., y Hook, S.J. (2012). HypsIRI Thermal Infrared (TIR) band study report. JPL, 12-16.

Sánchez, J.M., Kustas, W.P., Caselles, V., y Anderson, M.C. (2008a). “Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observation”. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1130-1143.

Sánchez, J.M., Scavone, G., Caselles, V., Valor, E., Copertino, V.A. y Telesca, V. (2008b). “Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region”. *Journal of Hydrology*, 351, 58-70.

Valor, E., y Caselles, E. (1996). “Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas”. *Remote Sensing of Environment*, 57, 167-184.



## EVALUATION OF LANDSAT-8 THERMAL BANDS TO MONITOR LAND SURFACE TEMPERATURE

Raquel NICLÒS CORTS<sup>1</sup>, Juan M. SÁNCHEZ TOMÁS<sup>2</sup>, José A. VALIENTE PARDO<sup>3</sup>,  
Maria J. BARBERÀ BISBAL<sup>1</sup>, Diego CASELLES MARTÍ<sup>1</sup>, César COLL COMPANYY<sup>1</sup>,  
Vicente CASELLES MIRALLES<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Depto. Física de la Tierra y Termodinámica. Universidad de Valencia, C/Dr. Moliner 50,  
46100 Burjassot, Valencia*

<sup>2</sup>*Depto. de Física Aplicada. Universidad de Castilla-La Mancha, Plz. Manuel Meca s/n,  
13400 Almadén, Ciudad Real.*

<sup>3</sup>*Instituto Universitario Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo – CEAM-UMH, 14  
Charles Darwin, 46980 Paterna, Valencia*

**Raquel.Niclos@uv.es, Juanmanuel.Sanchez@uclm.es, valiente\_jospar@gva.es,  
m.jesus.barbera@uv.es, Diego.Caselles@uv.es, Cesar.Coll@uv.es,  
Vicente.Caselles@uv.es**

### RESUMEN

El nuevo Thermal Infrared Sensor (TIRS) a bordo del Landsat-8 (L8) dispone de dos bandas térmicas, 10 (11.60-11.19  $\mu\text{m}$ ) y 11 (11.50-12.51  $\mu\text{m}$ ), con una resolución espacial de 100m, con el fin de proporcionar temperaturas de la superficie terrestre (LST) de una manera más precisa que su predecesor Landsat-7 ETM+. El L8 fue lanzado en febrero de 2013, comenzando su adquisición operativa a mediados de abril. Los primeros estudios realizados por el equipo de calibración de L8 mostraron errores sistemáticos significativos para el TIRS, y en febrero de 2014 el archivo de imágenes L8 TIRS fue reprocesado para corregir dichos errores. En este estudio, con el fin de comprobar la calibración del L8 TIRS, realizamos medidas de campo en una zona llana y térmicamente homogénea dedicada al cultivo del arroz. A partir de estas medidas de LST simulamos las radiancias y temperaturas de brillo a nivel del satélite y las comparamos con los datos TIRS. Tal y como apuntaba el equipo de L8, nuestros resultados muestran una sobreestimación para la banda 11. Sin embargo, el recalibrado aplicado por dicho equipo para ambas bandas ha resultado no ser satisfactorio en nuestra zona experimental, ya que proponen sustraer errores sistemáticos mayores a los requeridos.

**Palabras clave:** Landsat-8, Infrarrojo Térmico, Temperatura de la Superficie Terrestre, Calibración.

### ABSTRACT

The new Landsat-8 (L8) Thermal Infrared Sensor (TIRS) has two thermal bands, 10 (11.60-11.19  $\mu\text{m}$ ) and 11 (11.50-12.51  $\mu\text{m}$ ) at 100-m spatial resolution, aimed to provide more accurate Land Surface Temperatures (LST) than Landsat-7 ETM+. L8 was launched on February 2013, and operational acquisitions started in middle April 2013. The first studies by the L8 Calibration Team showed significant TIRS temperature offsets, and in February 2014 the L8 TIRS archive was reprocessed to remove these offsets. In this study, ground LST measurements were performed in a flat and thermally homogeneous area of rice-crop fields for checking the calibration of the L8 TIRS bands. At-sensor radiances and brightness temperatures were simulated from ground-measured LSTs and compared with TIRS values. A significant overestimation was observed for band 11, in agreement with the L8 Calibration

Team results. However, their recalibration was shown unsatisfactory in our test site for both bands, since they proposed subtracting higher offsets than required.

**Keywords:** Landsat-8, Thermal Infrared, Land Surface Temperature, Calibration.

## 1. INTRODUCTION

For the past 40 years Landsat satellites have been providing multispectral global observations of the Earth surface at high spatial resolution. Landsat 7 (launched in 1999) is still operational and continues to provide useful measurements with the Enhanced Thematic Mapper+ (ETM+) instrument. ETM+ includes a band in the thermal infrared (TIR) region (band 6, 10.31-12.36  $\mu\text{m}$ ) with spatial resolution of 60 m. Landsat system has never provided an operational land surface temperature (LST) product because of the limitation of the single thermal band to correct for atmospheric and emissivity effects since atmospheric profiles of temperature and water vapor measured concurrently to the satellite overpass are necessary as inputs of a radiative transfer code, together with surface emissivity data. Also, a failure in the scan line corrector (SLC) occurred in 2003. Even though Landsat 7 ETM+ continues to acquire image data in the “SLC-off” mode with the same high radiometric and geometric quality as data collected prior to the SLC failure, gaps and overlaps between successive scans reduce the coverage of the scene from none at the center of the scan to 14 pixels at the edge of the scan (Markham et al. 2004).

With the intent to overcome some of the previous issues the Landsat Data Continuity Mission (LDCM), renamed Landsat-8 (L8), was launched on February 2013, and operational acquisitions started middle April 2013. The L8 Thermal Infrared Sensor (TIRS) has two thermal bands, 10 (11.60-11.19  $\mu\text{m}$ ) and 11 (11.50-12.51  $\mu\text{m}$ ), aimed to provide more accurate Land Surface Temperatures (LST) than the Landsat-7 ETM+, at 100-m spatial resolution. Thermal data are provided as calibrated at-sensor (top-of-atmosphere) radiances that can be converted to equivalent brightness temperatures.

Since the first Earth observation satellite with thermal infrared bands, the Heat Capacity Mapping Mission (HCMM), calibration errors have been observed after satellite launch (Caselles et al. 1983). The on-board calibration of Landsat series thermal bands has been continuously monitored using lakes as vicarious calibration targets. For instance, according to vicarious calibration over lakes in 1999-2007, the ETM+ thermal band appears to be stable and calibrated within  $\pm 0.6$  K after the correction of an offset error in late 2000 (Barsi, 2007). In an analogous task the first studies showed TIRS temperature offsets for L8, and in November 2013 the L8 calibration team proposed subtracting  $0.29 \pm 0.12 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  ( $\sim 2.1 \pm 0.8$  K) and  $0.5 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  ( $\sim 4.4 \pm 1.8$  K) from radiances measured by band 10 and 11, respectively, with a root mean square variability for the recalibration of  $\pm 0.12 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  ( $\pm 0.8$  K) and  $\pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  ( $\pm 1.8$  K) for bands 10 and 11, respectively ([http://landsat.usgs.gov/calibration\\_notices.php](http://landsat.usgs.gov/calibration_notices.php)). The offsets represent an average error introduced by stray light coming from outside the TIRS field of view for temperatures between 10-30 °C. Due to the larger calibration uncertainty associated with band 11, it was recommended that users refrain from relying on band 11 data in quantitative analysis of the TIRS data, such as the use of split window techniques for atmospheric correction and retrieval of surface temperatures. On February 3, 2014, the entire L8 archive was reprocessed to remove these calibration offsets (TIRS digital numbers being modified).

The aim of this study is to contribute to the TIRS calibration efforts using ground transect measurements of Land Surface Temperature (LST), concurrent to L8 overpasses, performed in a  $\sim 100 \text{ km}^2$ , flat and thermally homogeneous area of rice-crop fields (39.267°N, -0.308°E in

WGS-84, at sea level) close to Valencia-Spain. The Valencia test site has been used in previous studies, with its thermal homogeneity being assessed at different spatial scales for full vegetation cover (Coll et al. 2005, 2007, 2010; Niclòs et al. 2011). For the present work, beyond the fully vegetated surface conditions, flooded soil (water surface) and bare soil covers were considered instead (see Figure 1), to enlarge the LSTs range from around 10 °C to 40 °C, and account for a variety of environmental conditions.

A set of six L8 scenes was used in this work. Atmospheric profiles from the National Center for Environmental Prediction (NCEP) were used as inputs into MODTRAN 5 model (Berk et al. 2006) to estimate the atmospheric parameters required. In situ emissivity measurements were also conducted for the different surface conditions.



Fig. 1: Views of the Valencia Test Site on two different dates: 01/27/2014, flooded soil (left) and 05/03/2014, bare soil (right).

## 2. DATA AND METHODOLOGY

### 2.1 L8 TIRS data

Six daytime Landsat 8 scenes were acquired over the Valencia Test Site between January and June 2014 (see Table 1 and Fig. 2). The location of the Valencia Test Site falls within two different L8 paths (198 and 199) and a single row (33). This allows doubling the L8 captures increasing the revisit time to 7-8 days, although the cloudy events at the test site limited the available data for the study period.

Scenes were downloaded from the United States Geological Survey EROS Data Center ([earthexplorer.usgs.gov](http://earthexplorer.usgs.gov)). Landsat thermal band data are given as 16-bit digital numbers (DN) that are calibrated to at-sensor radiances ( $L_{sen,i}$ ) as:

$$L_{sen,i} = M_{Li} DN_i + A_{Li} \quad (1)$$

where  $M_{Li}$  are band-specific multiplicative rescaling factors, and  $A_{Li}$  are band-specific additive rescaling factors (see Table 2). The brightness temperature,  $T_{bi}$ , is obtained from the at-sensor radiance as:

$$T_{bi} = \frac{k_{2i}}{\ln\left(\frac{k_{1i}}{L_{sen,i}} + 1\right)} \quad (2)$$

where  $k_{1i}$  and  $k_{2i}$  are band-specific thermal conversion constants (Table 2).

The processing level of the scenes was L1T, which provides systematic radiometric and geographic accuracy using ground control points and digital elevation model as well. Data were collected at 100 m spatial resolution but resampled to match the OLI spectral bands using cubic convolution to 30 m. The scenes were geo-referenced with sufficient accuracy to identify correctly the pixels corresponding to the test site. We checked that the area around the test site was cloud-free by visual inspection of the reflective and thermal bands.

Table 1. Date and time of the L8 scenes used in this study.

Case	Date	UTC Time (h:m)	path/row	Surface condition
1	January 27	10:45	199/33	Flooded
2	February 12	10:44	199/33	Wet bare soil
3	March 16	10:44	199/33	Dry bare soil (non-tilled)
4	April 10	10:37	198/33	Dry bare soil (tilled)
5	May 3	10:43	199/33	Dry bare soil (tilled)
6	June 4	10:43	199/33	Flooded

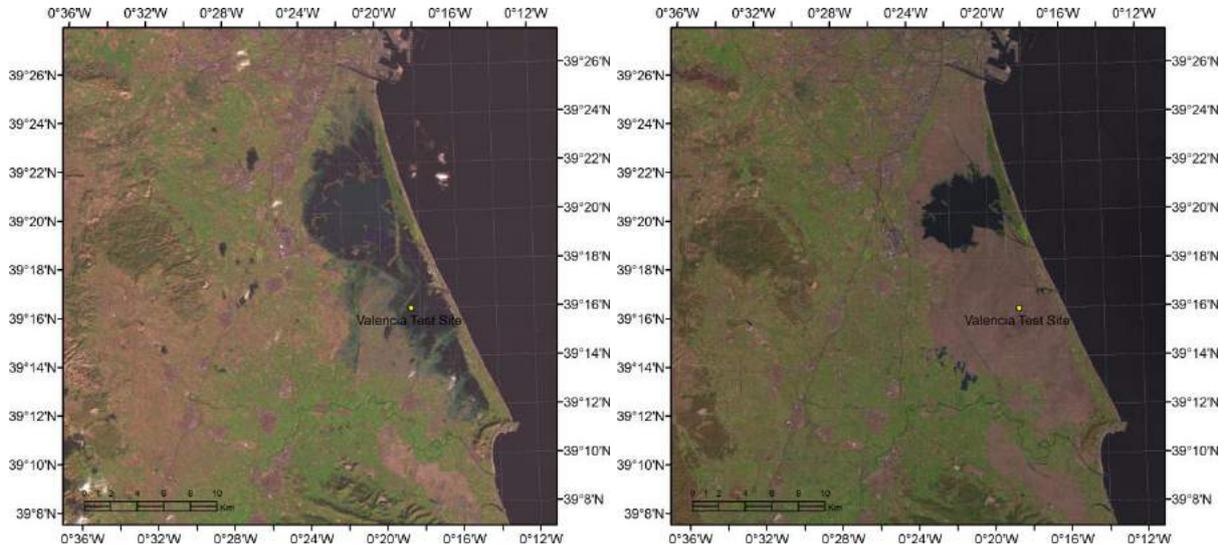


Fig. 2. False color composite (6,5,4) of the L8 images on 01/27/2014 (left) and 05/03/2014 (right). The point shows the exact location of the test site.

Table 2. Band-specific rescaling factors, and thermal conversion constants.

TIRS band $i$	$M_{Li}$	$A_{Li}$	$k_{1i}$	$k_{2i}$
10	0.000334	0.1	774.89	1321.08
11	0.000334	0.1	480.89	1201.14

## 2.2 Ground LST measurements

Four TIR radiometers were used to perform the transects: two CIMEL CE 312-1 with four bands (8–13, 11.5–12.5, 10.5–11.5, and 8.2–9.2  $\mu\text{m}$ ) and two CIMEL CE 312-2 with six bands (8–13, 8.1–8.5, 8.5–8.9, 8.9–9.3, 10.3–11.0, and 11.0–11.7  $\mu\text{m}$ ) ([www.cimel.fr](http://www.cimel.fr)). Before and after each field measurement, the instruments were calibrated against a LANDCAL P80P blackbody source ([www.landinst.com](http://www.landinst.com)). The CE 312 radiometers showed uncertainties within  $\pm 0.2$  K for all bands at 20–30  $^{\circ}\text{C}$ . The radiometers were carried back and forth along transects of 100 m in length, and temperatures measured within 3 min centered at the satellite overpass

time were averaged as a compromise between sufficient sampling and not introducing too much temporal variability.

Downwelling sky radiance was also measured to account for the atmospheric correction of the ground measurements. Emissivity measurements were also performed in field conditions using different techniques depending on the land cover on the L8 acquisition date: the Temperature-Emissivity Separation (TES) method (Sánchez et al., 2011), the Box Method (Rubio et al., 2003), and a portable infrared Designs & Prototypes 102 spectroradiometer (2–16  $\mu\text{m}$ ) (www.dpinstruments.com). The TES method was used especially in the case of bare soil due to the relatively high emissivity spectral variation between 8 to 14  $\mu\text{m}$  and taking the angular variation of the bare soil emissivity into account (García-Santos et al., 2012a). The method was used with the CE 312-2 radiometers at nadir. The D&P spectroradiometer was used to test the performance of the TES derived emissivities. Figure 3 shows an example of the emissivities measured with the D&P spectroradiometer (mean value of 400 scans) and the TES method processed using CE 312-2 measurements for the bare soil of the test site (silty clay loam, see properties for sample D in García-Santos et al. (2012a)) on April 10, 2014. Water surface emissivities considered for flooded surface conditions were obtained from Niclòs et al. (2005; 2009; 2014).

The CE 312-1 (CE 312-2) measurements at the 10.5–11.5  $\mu\text{m}$  (10.3–11.0  $\mu\text{m}$ ) band were finally used to obtain the LST since atmospheric effects and emissivity uncertainties are the lowest for this spectral region. The standard deviation of the ground LSTs in each transect was calculated as a measure of the spatial and temporal LST variability and the quadratic sum of this deviation and the standard deviation of the data measured by the four radiometers was used to show the variability in the test site (from  $\pm 0.3\text{K}$  to  $\pm 1.7\text{K}$ ). Together with the mean ground LST,  $LST_g$ , we estimated the total LST uncertainty, which includes the calibration error of the radiometers, the emissivity correction error, and the LST variability (see section 3).

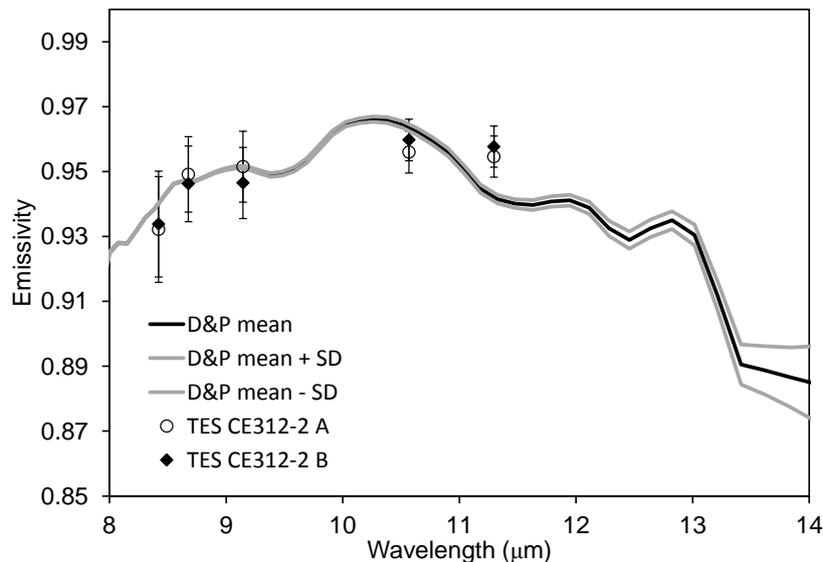


Fig. 3: Comparison between the emissivity data measured for the site bare soil with the D&P spectroradiometer (mean and standard deviation, SD, of 400 scans), and using two CE312-2 radiometers and applying the TES method to their data.

### 2.3 Methodology: Radiative transfer calculations

The MODTRAN-5 radiative transfer model (Berk et al., 2006), together with re-analysis atmospheric profiles from the National Center for Environmental Prediction (NCEP), interpolated to the site location, date and time, were used to calculate the atmospheric transmittance and emitted radiance in the spectral range of the L8 TIR bands.

Atmospheric transmittance ( $\tau_\lambda$ ) and radiance emitted towards the sensor ( $L_\lambda^\uparrow$ ) were obtained at nadir. We also calculated the downwelling atmospheric radiance,  $L_\lambda^\downarrow(\theta)$ , at twelve zenith angles from  $\theta=0^\circ$  to  $89^\circ$ , which were used to obtain the hemisphere-integrated downwelling radiance:

$$L_\lambda^\downarrow = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L_\lambda^\downarrow(\theta) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi \quad (3)$$

where no dependence on the azimuth angle is assumed for clear skies and horizontally homogeneous atmospheres.

The radiance measured by the sensor,  $L_i$ , can be simulated using the atmospheric transmittance and emitted radiances (forward simulation). For a surface at temperature LST and with emissivity  $\varepsilon_\lambda$  we can write:

$$L_i = \int_0^\infty f_i(\lambda) \{ [\varepsilon_\lambda B_\lambda(\text{LST}) + (1-\varepsilon_\lambda)L_\lambda^\downarrow] \tau_\lambda + L_\lambda^\uparrow \} d\lambda \quad (4)$$

where  $B_\lambda$  is the Planck function for blackbody spectral radiance and  $f_i(\lambda)$  is the normalized spectral response function of band  $i$  ( $\int_0^\infty f_i(\lambda) d\lambda = 1$ ). Lambertian reflection is assumed in (4).

An approximate expression can be used if the spectral magnitudes in (4) are converted to band-averaged magnitudes ( $B_i$ ,  $\varepsilon_i$ ,  $\tau_i$ ,  $L_i^\uparrow$ , and  $L_i^\downarrow$ ):

$$L_i = [\varepsilon_i B_i(\text{LST}) + (1-\varepsilon_i)L_i^\downarrow] \tau_i + L_i^\uparrow \quad (5)$$

The brightness temperature,  $T_{bi}$ , corresponding to the simulated at-sensor radiance  $L_i$  was calculated using (2). The  $T_{bi}$  is usually lower than the LST in (5) due to atmospheric and emissivity effects.

Equation (5), with  $\tau_i=1$  and  $L_i^\uparrow=0$ , was used to correct the ground measurements from emissivity and downwelling radiance effects. The surface emissivities required to correct ground data with (5) were measured in field conditions as explained in section 2.2. The hemisphere-integrated downwelling radiance defined by (3) was calculated as the radiance measured by the CE 312 radiometers at zenith multiplied by a factor (of around 1.5) dependent on the spectral band and the atmospheric water vapor content (García-Santos et al. 2012b), which was estimated from the NCEP profiles.

Equation (5) was also used to derive the LST from the satellite-measured at-sensor radiance  $L_i$  (inverse simulation).

## 3. RESULTS AND DISCUSSION

Ground measurements were compared with L8 TIRS data for a vicarious calibration of bands 10 and 11. This comparison was performed in terms of: a) L8 TIRS at-sensor brightness

temperatures,  $T_{bi}$ , and radiances,  $L_i$  (forward simulation), and b) at-surface temperatures, LSTs (inverse simulation). In the first case, L8 TIRS  $L_i$  values were simulated using (5) with LST being the ground-measured temperature. The atmospheric parameters required in (5) were simulated for the TIRS bands using NCEP atmospheric profiles and the MODTRAN 5 model as explained in section 2.3. Emissivity values for the L8 TIRS bands were estimated for each surface condition from the CE 312-1 (CE 312-2) measurements, described in section 2.2, at the 10.5–11.5  $\mu\text{m}$  (10.3–11.0  $\mu\text{m}$ ) and 11.5–12.5  $\mu\text{m}$  (11.0–11.7  $\mu\text{m}$ ) bands, respectively (see latter in Table 5).

Table 3 shows the ground-measured LSTs,  $LST_g$ , and the  $L_i$  and  $T_{bi}$  simulated for L8 TIRS band 10 and 11 from them, together with the L8 TIRS acquired values. With the purpose of calibrating the original data acquired by the L8 TIRS, the TIRS data after February 3, 2013, were obtained adding the recalibration radiance offsets given by the L8 Calibration Team ( $0.29 \pm 0.12 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  and  $0.5 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  for band 10 and 11 respectively), since DNs in TIRS images were modified with the reprocessing applied to the L8 image archive from this date. L8 TIRS data shown in Table 3 were obtained from the mean and standard deviation of the DNs in a 17 x 17 pixel array around the geographic coordinates of the test site. Since TIRS data are resampled from 100m to 30m, a 17 x 17 pixel array was used to cover the extension of 5 x 5 original pixels. Very similar results were obtained for one pixel due to the thermal homogeneity of the experimental site, as the low spatial variation in 17 x 17 pixel shown in terms of  $T_{bi}$  proves ( $< 0.4 \text{ K}$  in all cases). Figure 4 shows  $L_i$  simulated from  $LST_g$  against L8 TIRS  $L_i$  for both thermal bands, together with linear regression equations that can be used as recalibration equations to adjust L8 TIRS  $L_i$ . Table 4 shows the statistical results (mean (bias), standard deviation (SD) and quadratic sum of bias and SD (RMSE)) of the differences between  $L_i$  and  $T_{bi}$  values measured by the L8 TIRS and simulated from  $LST_g$  data, both for 17 x 17 pixels and 1 pixel.

Table 3. Ground-measured LSTs,  $LST_g$ , together with the L8 TIRS values.

Case	Ground data	L8 TIRS data			
	$LST_g$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$L_{10}$ ( $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ )	$T_{b10}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$L_{11}$ ( $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ )	$T_{b11}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )
1	12.7 $\pm$ 0.3	7.68	12.5	7.36	13.2
2	15.3 $\pm$ 0.6	7.75	13.1	7.43	13.8
3	27.6 $\pm$ 1.3	9.17	23.8	8.62	24.2
4	36.8 $\pm$ 1.7	9.99	29.6	9.25	29.4
5	40.1 $\pm$ 1.1	10.88	35.5	9.97	35.1
6	30.6 $\pm$ 0.9	9.67	27.4	8.96	27.0

Table 4. Statistical results of the differences between  $L_i$  and  $T_{bi}$  values measured by the L8 TIRS and simulated from  $LST_g$  (for 17 x 17 pixel array and 1 pixel).

	17 x 17 pixel				1 pixel			
	$L_{10}$ ( $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ )	$T_{b10}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$L_{11}$ ( $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ )	$T_{b11}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$L_{10}$ ( $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ )	$T_{b10}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$L_{11}$ ( $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ )	$T_{b11}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )
bias	0.06	0.5	0.27	2.3	0.06	0.4	0.27	2.3
SD	0.09	0.6	0.08	0.7	0.11	0.8	0.09	0.7
RMSE	0.11	0.8	0.28	2.4	0.13	0.9	0.29	2.4

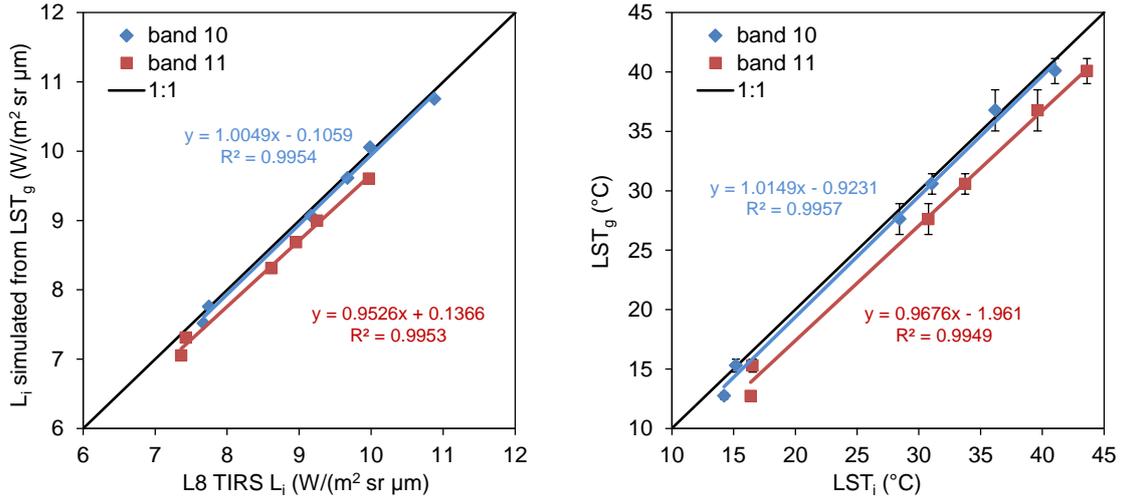


Fig. 4: Radiances simulated from LST<sub>g</sub> against L8 TIRS radiances for band 10 and 11, (left) and ground-measured LST<sub>g</sub> against LST<sub>i</sub> obtained from the L8 TIRS radiances (right), together with linear regression equations.

As shown in Figure 4 and Table 4, L8 TIRS L<sub>10</sub> and T<sub>b10</sub> are just slightly higher than those simulated from LST<sub>g</sub> in the Valencia Test Site, with differences of  $0.06 \pm 0.09 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  in L<sub>10</sub> and  $0.5 \pm 0.6 \text{ K}$  in T<sub>b10</sub>, instead of  $0.29 \pm 0.12 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  and  $\sim 2.1 \pm 0.8 \text{ K}$  estimated with ground data measured in water bodies by the L8 Calibration Team. However, a significant L8 TIRS overestimation is observed for band 11, with differences of  $0.27 \pm 0.08 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  in L<sub>11</sub> and  $2.3 \pm 0.7 \text{ K}$  in T<sub>b11</sub>. The L8 Calibration Team also pointed out the existence of a significant offset in band 11 data, which was even larger than the values obtained in our site ( $0.5 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  and  $\sim 4.4 \pm 1.8 \text{ K}$ ).

The comparison between L8 TIRS data and ground measurements was also performed in terms of at surface temperature LST (inverse simulation). In this case, TIRS radiances were corrected for the emissivity and atmospheric effects, with the parameters simulated with MODTRAN 5 and NCEP profiles, to obtain a LST value from each band, LST<sub>i</sub>, by solving (5) for LST. The obtained LSTs were compared with the ground-measured LSTs, LST<sub>g</sub>. Table 5 shows the LSTs obtained from the TIRS data (see Table 3), together with the emissivity values used in each case, depending on the land cover, for which uncertainties of  $\pm 0.007$  were obtained. L<sub>i</sub> values of 17x 17 pixels are used in this case, with very similar values for one pixel. Figure 4 also shows LST<sub>g</sub> against LST<sub>i</sub> obtained from the L8 TIRS radiances, together with linear regression equations. In general, LST results for both bands overestimate the ground data, which range from  $\sim 10^\circ\text{C}$  to  $\sim 40^\circ\text{C}$ . A mean difference of  $0.5 \pm 0.8 \text{ K}$  (with RMSE of  $\pm 0.9 \text{ K}$ ) was obtained for band 10. Larger overestimations were obtained for band 11, with a mean difference of  $2.9 \pm 0.9 \text{ K}$  (with RMSE of  $\pm 3.1 \text{ K}$ ). In this case, statistical results were exactly equal for 17 x 17 pixels and for one pixel.

#### 4. CONCLUSIONS

At-sensor radiances and brightness temperatures were simulated for the L8 TIRS band 10 and 11 from ground LST measurements taken in the Valencia Test Site with different surface conditions given by the rice-crop phenology. They were compared with the L8 TIRS data acquired over the test site on six dates from January to June 2014. Significant differences

between L8 TIRS data and simulated values from ground LST were obtained, which showed L8 TIRS overestimations for both thermal bands, specially significant for band 11, in agreement with the L8 Calibration Team results. For band 10, a slight radiance overestimation of  $0.06 \pm 0.09 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ , and  $0.5 \pm 0.6 \text{ K}$  in terms of brightness temperatures, was obtained in the Valencia Test Site, instead of the radiance and temperature offsets of  $0.29 \pm 0.12 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  and  $\sim 2.1 \pm 0.8 \text{ K}$ , respectively, estimated in water bodies by the L8 Calibration Team. For band 11, the radiance overestimation was  $0.27 \pm 0.08 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ , and  $2.3 \pm 0.7 \text{ K}$  in brightness temperature, which is lower than the radiance offset given by the L8 Calibration Team ( $0.5 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ;  $\sim 4.4 \pm 1.8 \text{ K}$  in temperature). The same conclusions can be drawn by comparing the data in terms of LSTs. LSTs were obtained from L8 TIRS band 10 and 11 radiances after correcting the atmospheric and emissivity effects. The results were compared with ground-measured LSTs from  $\sim 10^\circ\text{C}$  to  $\sim 40^\circ\text{C}$ . Mean differences between LSTs simulated from L8 TIRS radiances and ground LSTs of  $0.5 \pm 0.8 \text{ K}$  (with RMSE of  $\pm 1.0 \text{ K}$ ) and  $2.9 \pm 0.9 \text{ K}$  (with RMSE of  $\pm 3.1 \text{ K}$ ) were obtained for bands 10 and 11, respectively. Therefore, we confirm that L8 TIRS band 11 data requires a recalibration. However, the recalibration proposed by the L8 Calibration Team for band 10 and 11 was shown unsatisfactory in our test site, since they proposed subtracting higher offsets than required. In fact, after the reprocessing in February 2013, L8 TIRS data underestimate ground-measured temperatures in the Valencia Test Site ( $\sim 2.0 \pm 0.8 \text{ K}$  and  $\sim 2.7 \pm 0.9 \text{ K}$  for bands 10 and 11, respectively, in terms of LST).

Table 5. LSTs obtained from the TIRS radiances in band 10 and 11 after emissivity and atmospheric corrections, together with the emissivities used in each case.

Case	$\epsilon_{10}$	$\epsilon_{11}$	LST <sub>10</sub> (°C)	LST <sub>11</sub> (°C)
1	0.991	0.985	14.2	16.4
2	0.977	0.978	15.2	16.5
3	0.959	0.959	28.4	30.8
4	0.958	0.956	36.2	39.6
5	0.969	0.963	41.0	43.6
6	0.991	0.985	31.1	33.7

## 5. ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by the Spanish Ministerio de Economía y Competitividad (projects CGL2010-16364, CGL2010-17577/CLI, CGL2011-13579-E, CGL2011-30433 and GRACCIE Consolider-Ingenio 2010; and Dr. Niçlòs' "Ramón y Cajal" Research Contract) and Generalitat Valenciana (PROMETEO/2009/006 and PROMETEO/2009/086 projects). The Instituto Universitario CEAM-UMH is partly supported by the Generalitat Valenciana. The authors thank the assistance of the students involved in the experimental campaign.

## 6. REFERENCES

- Barsi, J. A., B. L. Markham, D. L. Helder, and G. Chander. (2007). "Radiometric calibration status of Landsat-7 and Landsat-5," *Sensor, Systems and Next-Generation Satellites*. Proceedings of SPIE, vol. 6744, pp. 67441F.
- Berk, A., G.P. Anderson, P.K. Acharya, L.S. Bernstein, L. Muratov, J. Lee, M. Fox, S.M. Adler-Golden, J.H. Chetwynd, M.L. Hoke, R.B. Lockwood, J.A. Gardner, T.W. Cooley, C.C.

- Borel, P.E. Lewis and E.P. Shettle. (2006). "MODTRAN5: 2006 Update," Proc. SPIE, Vol. 6233, 62331F.
- Caselles, V., Gandia, V., and Meliá, J. (1983). "Significance of apparent temperature measurements carried out by the HCMM satellite over areas of vegetation". *Agricultural Meteorology*, 30, 77-82.
- Coll, C., V. Caselles, J. M. Galve, E. Valor, R. Niclòs, J. M. Sánchez, and R. Rivas. (2005). "Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data". *Remote Sensing of Environment*, 97, 288-300.
- Coll, C., V. Caselles, E. Valor, R. Niclòs, J.M. Sánchez, J.M. Galve, and M. Mira. (2007). "Temperature and emissivity separation from ASTER data for low spectral contrast surfaces". *Remote Sensing of Environment*, 110, 162-175.
- Coll, C., J.M. Galve, J.M. Sánchez, and V. Caselles. (2010). "Validation of Landsat 7/ETM+ thermal band calibration and atmospheric correction with ground-based measurements". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.*, vol. 48, no. 1, pp. 547-555, Jan 2010.
- García-Santos, V., E. Valor, V. Caselles, M.A. Burgos, and C. Coll. (2012a). "On the angular variation of thermal infrared emissivity of inorganic soils". *Journal of Geophysical Research*, 117, D19116, doi:10.1029/2012JD017931.
- García-Santos, V., J.M. Galve, E. Valor, V. Caselles, and C. Coll (2012b). "Estimation of atmospheric water vapour content from direct measurements of radiance in the thermal infrared region." *Remote Sensing Letters*, 3(1).
- Markham, B.L., J. C. Storey, D. L. Williams, and J. R. Irons. (2004). "Landsat sensor performance: History and current status". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 2691-2694.
- Niclòs, R., E. Valor, V. Caselles, C. Coll, and J. M. Sánchez (2005). "In situ angular measurements of thermal infrared sea surface emissivity—Validation of models". *Remote Sensing of Environment*, 94, 83–93.
- Niclòs, R., V. Caselles, E. Valor, C. Coll, and J. M. Sanchez. (2009). "A simple equation for determining the sea surface emissivity in the 3–15  $\mu\text{m}$  region". *International Journal of Remote Sensing*, 30, 1603–1619.
- Niclòs, R., J.M. Galve, J.A. Valiente, M.J. Estrela, and C. Coll (2011). "Accuracy assessment of land surface temperature retrievals from MSG2-SEVIRI data". *Remote Sensing of Environment*, 115, 2126-2140.
- Niclòs R., Doña, C., Valor, E. and Bisquert, M. (2014). "Thermal-Infrared Spectral and Angular Characterization of Crude Oil and Seawater Emissivities for Oil Slick Identification". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(9).
- Rubio, E., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., and Sospedra, F. (2003). "Thermal-infrared emissivities of natural surfaces: Improvements on the experimental set-up and new measurements". *International Journal of Remote Sensing*, 24(24), 5379–5390.
- Sánchez, J.M., A.N. French, M. Mira, D.J. Hunsaker, K.R. Thorp, E. Valor, and V. Caselles. (2011). "Thermal infrared emissivity dependence on soil moisture in field conditions". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.*, 49, pp. 4652-4659.

# CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA DE LA NUBOSIDAD A PARTIR DE DATOS AVHRR EN LA PENÍNSULA IBÉRICA Y BALEARES DURANTE EL SEMESTRE CÁLIDO MAYO-OCTUBRE (1997-2011)

César AZORÍN-MOLINA<sup>1</sup>, Sergio M. VICENTE-SERRANO<sup>1</sup>, Deliang CHEN<sup>2</sup>,  
Bernadette H. CONNELL<sup>3</sup>, María-Ángeles DOMÍNGUEZ-DURÁN<sup>4</sup>, Jesús  
REVUELTO<sup>1</sup>, Juan-Ignacio LÓPEZ-MORENO<sup>1</sup>

1. Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Zaragoza

2. Regional Climate Group, Department of Earth Sciences, University of Gothenburg

3. Cooperative Institute for Research in the Atmosphere, Colorado State University

4. National Institute of Aerospace Technology, Canaries Space Centre

cazorin@ipe.csic.es

## RESUMEN

En este estudio se presenta la primera distribución espacial de la nubosidad en función de varios tipos sinópticos para el conjunto de la Península Ibérica y las Islas Baleares durante el período cálido del año (mayo-octubre). Las máscaras de nubes diarias se obtuvieron mediante la aplicación de un algoritmo diurno y multispectral de detección de nubes sobre tierra para una serie temporal de 15 años (1997-2011) de datos del sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer HRPT*. En este trabajo se procesaron un total de 2094 pases de tarde (entre las 1230 y 1720 UTC) correspondientes a los satélites NOAA-14, NOAA-16 y NOAA-18. El objetivo principal es analizar el impacto de la circulación atmosférica sobre la distribución espacial de los patrones de nubosidad utilizando la técnica de compuestos basada en la estratificación de las máscaras de nubes diarias en función de la clasificación sinóptica automática de Jenkinson y Collison. Los mapas de frecuencia de nubes de alta resolución espacial (1.1-km) permitieron identificar 6 regiones de interés (ROIs) caracterizadas por concentrar una elevada actividad nubosa (*hot spots*). La distribución espacial de la nubosidad en función de cada tipo de circulación atmosférica, permitió identificar los patrones sinópticos que desarrollan mayor nubosidad en cada una de las 6 ROIS. Los compuestos de nubosidad que aquí se presentan podrían tener diversas aplicaciones, entre otras, con fines predictivos a corto plazo mediante la identificación de aquellas áreas que concentran una mayor frecuencia de nubes por cada tipo sinóptico.

**Palabras clave:** NOAA-AVHRR, Climatología de la Nubosidad, Tipos Sinópticos, Península Ibérica e Islas Baleares.

## ABSTRACT

In this study we retrieved the first spatial distribution of mid-afternoon clouds under various synoptic regimes across the Iberian Peninsula and the Balearic Islands for the warm/convective-season, from May through October. Accurate daily cloud masks were derived by applying a daytime over land multispectral convective cloud detection algorithm spanning 15-years (1997-2011) of Advanced Very High Resolution

Radiometer (AVHRR) HRPT data. We processed a total of 2094 afternoon overpasses (between 1230 and 1720 UTC) corresponding to the NOAA-14, NOAA-16 and NOAA-18 spacecrafts. The main goal is to analyze the impact of atmospheric circulation on the spatial distribution of cloud patterns by stratifying daily cloud masks as a function of the automated circulation-typing scheme of Jenkinson and Collinson. The AVHRR warm-season cloud climatology with high spatial resolution (1.1-km) identified six representative areas (regions of interest; ROIs) with intensified cloud activity (hot spots). The results also revealed the typical spatial distribution of clouds for each synoptic regime across the whole region. The regional cloud climatology presented here could be useful, for instance, to improve convective short-term forecasting by identifying active cloud areas for each atmospheric type.

**Key words:** NOAA AVHRR, Warm-Season Cloud Climatologies, Synoptic Regimes, Iberian Peninsula and Balearic Islands.

## 1. INTRODUCCIÓN

A pesar de los beneficios (p.ej., entrada de agua al sistema; Millan *et al.*, 2005) y riesgos (p.ej., inundaciones y pérdida de vidas humanas; Romero *et al.*, 2001) asociados al desarrollo de nubes y, en particular, de tipo convectivo de media tarde, el impacto de los regímenes sinópticos sobre la distribución espacial de las nubes a partir de datos satelitales no ha sido investigado en la bibliografía científica para el caso de la Península Ibérica (PI) y las Islas Baleares (IB). Estudios previos se han centrado en la identificación de las zonas más frecuentes de desarrollo de nubosidad convectiva, sin precisar bajo qué tipos de circulación atmosférica éstas se desarrollan. Por ejemplo, Ramis y Alonso (1988) presentaron el desarrollo de un frente de brisa marina en la isla de Mallorca. Pascual (1999) utilizó imágenes infrarrojas para el desarrollo de climatologías de la nubosidad convectiva en el nordeste de la PI. Pascual *et al.* (2004) examinaron datos del sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a bordo de los satélites NOAA-16 y NOAA-17 para inferir la existencia de líneas de convergencia de la brisa marina en los sectores costeros montañosos del nordeste de la PI. Recientemente, Azorin-Molina *et al.* (2009) utilizaron datos del sensor AVHRR para conocer la distribución espacial de los frentes de brisa marina en el este de la PI y BI, proporcionando también resultados sobre el impacto de la circulación de viento en niveles bajos (850 hPa) en el desarrollo del frente de la brisa marina. Por último, cabe señalar que la mayoría de estudios sobre climatologías sinóptica de la nubosidad han sido llevados a cabo por el *Regional and Mesoscale Meteorology Branch* (RAMMB; [http://rammb.cira.colostate.edu/research/satellite\\_climatologies/](http://rammb.cira.colostate.edu/research/satellite_climatologies/)), principalmente para los Estados Unidos, América Central y la región del Caribe.

El objetivo principal de este estudio radica en cuantificar por primera vez y de forma objetiva el impacto de la circulación atmosférica a gran escala sobre la distribución espacial de las nubes a partir del sensor AVHRR de alta resolución (1.1-km), y conocer las áreas que desarrollan una mayor frecuencia de nubes en función de cada tipo sinóptico. Este trabajo se organiza en los siguientes apartados: la sección 2 describe los datos AVHRR; la sección 3 muestra brevemente el algoritmo de detección de nubes, y la clasificación sinóptica de Jenkinson y Collinson; la sección 4 presenta los compuestos de frecuencia de nubes en función de los 26 tipos sinópticos; y por último la sección 5 expone unas breves conclusiones.

## 2. DATOS AVHRR

En este trabajo se han utilizado datos vespertinos del sensor AVHRR (formato L1B ESA SHARP) a bordo de los satélites de órbita polar NOAA-14 (de 1310 a 1720 UTC), NOAA-16 (de 1244 a 1501 UTC) y NOAA-18 (de 1230 a 1437 UTC). Los datos fueron proporcionados por la estación de Maspalomas (Programa CREPAD, Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, <http://crepadweb.cec.inta.es/es/index.html>) para el semestre mayo-octubre del período de 15-años 1997-2011. La resolución espacial de 1.1 km en el nadir del sensor AVHRR es importante en la detección de nubes convectivas desde los estadios iniciales de las nubes *Cumulus* (Cu) a los de disipación de las nubes *Cumulonimbus* (Cb), y los pases de tarde de los satélites (la hora más frecuente de adquisición de imágenes es entre las 1300 y 1400 UTC) es ideal para capturar el ciclo más activo de desarrollo de nubosidad.

La rutina de postproceso de los datos AVHRR (Baena-Calatrava, 2002) abarca la calibración radiométrica de los 5 canales de este sensor, el cálculo de los ángulos cenitales del satélite y del Sol, así como la correspondiente corrección geométrica (*European-1979-UTM-zone 30°N*), mejorada por una segunda corrección geométrica a partir de 97 puntos de control sobre un área comprendida entre 32°20'N y 46°46'N, y 13°15W y 6°47'E. En total se procesaron 2094 escenas del sensor AVHRR (75.9% del total para el período 1997-2011; Tabla 1).

Satélite	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Total
NOAA-14	82	85	100	101	87	86	541
NOAA-16	89	94	118	116	90	101	608
NOAA-18	155	144	155	138	176	177	945
Total	326	323	373	355	353	364	2094

Tabla 1: NÚMERO MENSUAL DE IMÁGENES AVHRR DEL NOAA-14, NOAA-16 Y NOAA-18 UTILIZADAS PARA EL PERIODO DE ESTUDIO MAY.-OCT. 1997-2011.

## 3. MÉTODOS

### 3.1. Algoritmo de detección de nubes y cálculo de compuestos de nubosidad

El algoritmo consta de cuatro tests espectrales que se aplican de forma secuencial y permiten clasificar cada píxel en cuatro categorías (nuboso, despejado, nieve-hielo y sin nieve-hielo), y se define para la detección de nubes durante el semestre cálido mayo-octubre en la PI y las IB. Una descripción detallada de los tests y funcionamiento del algoritmo puede ser revisada en Azorin-Molina *et al.* (2013).

Los compuestos de nubosidad se basan en la frecuencia de nubes (en %) respecto al número de escenas disponibles [ $f_i = (n_i / N) * 100$ ]; donde  $n_i$  es el número de píxeles

nubosos, y N el número total de píxeles y/o imágenes. Los mapas de frecuencia de nubes de alta resolución espacial han permitido identificar zonas de mayor actividad nubosa (ROIs). Sobre estos ROIs se han calculado estadísticos de la frecuencia de nubosidad para una matriz de 50x50 píxeles (Azorin-Molina *et al.*, 2009). Cabe matizar que los compuestos de nubosidad no sólo representan nubes convectivas, sino que también el resto de géneros nubosos y situaciones atmosféricas (p.ej., paso de sistemas frontales) durante el semestre cálido mayo-octubre.

### **3.2. Clasificación sinóptica objetiva de Jenkinson y Collison**

Al objeto de analizar el impacto de la circulación atmosférica sobre la distribución espacial de los patrones de nubosidad, las 2094 máscaras de nubes fueron estratificadas en función de los tipos sinópticos que contempla la clasificación objetiva de Jenkinson y Collison (1977). Esta clasificación ha sido utilizada de forma satisfactoria en otros estudios climáticos en la PI y las IB (Martin-Vide, 2001), y por tanto una descripción detallada de los 16 puntos de grid de presión atmosférica y las 7 ecuaciones (calculan el viento geostrofico y las condiciones de vorticidad para determinar el tipo de tiempo sobre el retículo definido) utilizadas por este método sinóptico objetivo puede encontrarse en Azorin-Molina *et al.* (2011). Como resumen, el catálogo sinóptico original de Jenkinson y Collison identifica 27 tipos agrupados en cuatro categorías: (i) tipos sinópticos direccionales (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW); (ii) tipos anticiclónicos (A) y ciclónicos (C); (iii) tipos sinópticos híbridos (AN, ANW, AW, ASW, AS, ASE, AE, ANE, CN, CNW, CW, CSW, CS, CSE, CE y CNE); y (iv) tipo sinóptico inclasificado (UD). Este último fue resuelto ampliando la retícula original de Spellman (2000) y Martín-Vide (2001). Por tanto, 26 tipos sinópticos han sido utilizados para estratificar las máscaras de nubes diarias y generar la primera climatología sinóptica de la nubosidad en la PI y las IB que se presenta a continuación.

## **4. RESULTADOS**

### **4.1. Climatología estacional de la nubosidad e identificación de las ROIs**

En la Figura 1 se presentan los compuestos de nubes estacional (mayo-octubre) y mensual para el período 1997-2011. El mapa estacional de distribución de la nubosidad a alta resolución espacial (1.1-km) es fundamental para identificar las áreas que presentan una mayor probabilidad de recibir desarrollo de nubosidad y, por tanto, establecer las ROIs que deben ser vigiladas por, por ejemplo, meteorólogos con fines de predicción. El rasgo característico de este compuesto es el marcado gradiente latitudinal entre el norte de la PI, con frecuencias máximas de nubosidad que alcanzan el 73.8% en el borde septentrional de la zona Atlántico-Cantábrica y de los Pirineos, y el mínimo de nubosidad del 12.4% localizado en el sur de la PI. Este compuesto permite además identificar seis ROIs o zonas con elevada frecuencia de nubosidad. Estas ROIs corresponden básicamente a las principales zonas montañosas de la PI y las IB: (i) la Cordillera Cantábrica (ROIs1; máxima frecuencia 66.2%); (ii) los Pirineos (ROIs2; 67.6%); (iii) el Sistema Central (ROIs3; 41.5%); (iv) las montañas del este del Sistema Ibérico (ROIs4; 44.5%); (v) las montañas Béticas (ROIs5; 43.9%); y (vi) el centro de la isla de Mallorca (ROIs6; 41.2 %), como resultado principal de la convergencia de la brisa marina en el centro de la isla (Ramis y Alonso, 1988). Además de estas ROIs

donde la frecuencia de nubes es alta, también existen otras zonas secundarias (p.ej. relieves prebéticos de la montaña de Alicante, o sierras litorales y prelitorales de Cataluña, entre otras) que desarrollan una elevada nubosidad y por tanto deben ser examinadas con fines de predicción meteorológica. Por el contrario, los porcentajes mínimos de nubosidad aparecen en las regiones costeras del sur de la PI, bahías, así como los principales ríos peninsulares (p.ej., Ebro, Tajo y Guadalquivir), al tratarse de zonas donde generalmente la circulación del viento tiende a divergir.

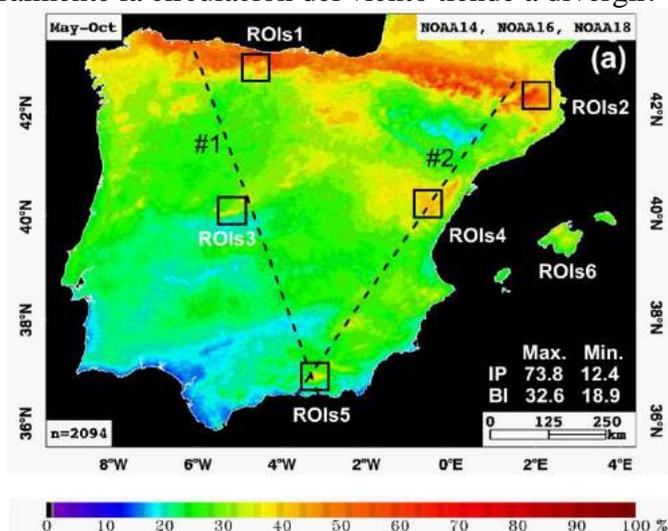


Fig. 1: Mapa estacional de frecuencia (en %) de nubosidad de los satélites NOAA-14, NOAA-16 y NOAA-18 durante el semestre cálido mayo-octubre 1997-2011. Las ROIs se representan en cuadrados de 50x50 píxeles, excepto para la Isla de Mallorca donde los estadísticos se calculan sobre toda la isla. El número de imágenes promediadas se indica en la esquina inferior izquierda. Las líneas discontinuas representan los transectos de nubosidad y orografía, que también pueden ser consultados en Azorin-Molina *et al.* (2014). Los estadísticos de frecuencia máxima y mínima para el conjunto de la PI e IB se indican en la esquina inferior derecha de la imagen.

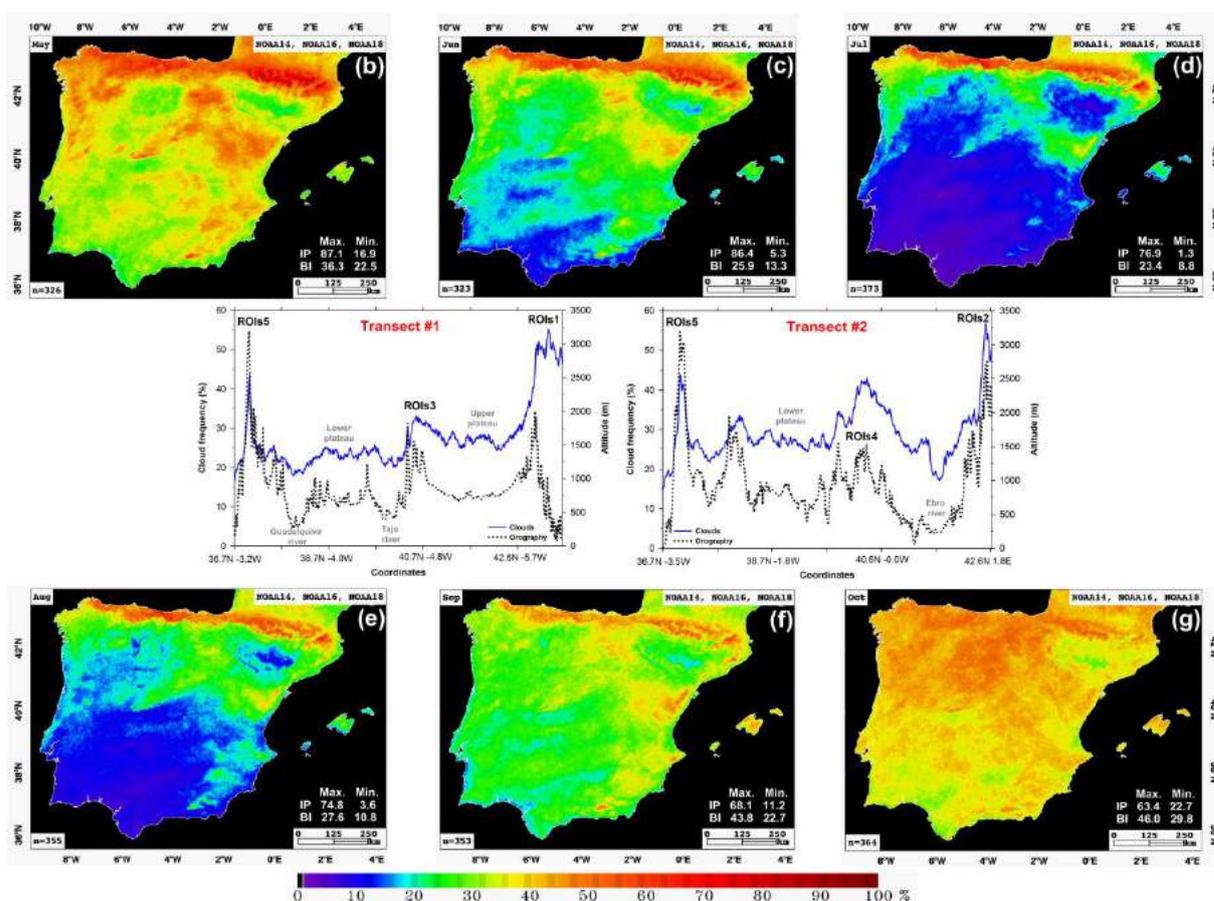


Fig. 1: Idem anterior, (b) mayo, (c) junio, (d) julio, (e) agosto, (f) septiembre, (g) octubre.

Los transectos # 1 y # 2 dibujados en la Figura 1 que cruzan en diagonal y de sur a norte la PI, confirman la elevada correspondencia entre la distribución espacial de las nubes y la orografía, con coeficientes de correlación del 0.6 (transecto#1) y 0.7 (transecto#2), y del 0.8 para el conjunto del territorio (Fig. 1). Es decir, las zonas de mayor nubosidad se corresponden con áreas de montaña de mayor elevación (ROIs; entre un 55 y 60%), mientras que las zonas de menor frecuencia de nubes ocupan zonas orográficas bajas y/o de depresión (por ejemplo, los ríos peninsulares; entre un 15 y 20%; o zonas costeras).

#### 4.2. Compuestos de nubes en función del tipo sinóptico

La Figura 2 muestra la climatología sinóptica de la nubosidad en la PI y las IB en forma de mapas de frecuencia de nubosidad con alta resolución espacial en función de los 26 tipos sinópticos de Jenkinson y Collison (1977), agrupados por bloques: (i) tipos de tiempo anticiclónico y anticiclónicos híbridos (Figura 2a), (ii) tipos de tiempo ciclónico y ciclónicos híbridos (Figura 2b), y (iii) tipos de tiempo direccionales (Figura 2c). Estos mapas se complementan con el resumen de estadísticos que aparece en los diagramas de caja y bigotes de la Figura 3, que permite analizar la frecuencia de nubosidad por cada tipo sinóptico y ROIs. A grandes rasgos se observa una clara diferencia en la frecuencia y patrones espaciales de la nubosidad entre estos tres grandes grupos sinópticos. Los tipos de tiempo anticiclónico y anticiclónicos híbridos se caracterizan por presentar frecuencias bajas de nubosidad en toda la región (con excepciones como se indican para cada ROIs); las situaciones sinópticas ciclónicas o ciclónicas híbridas se asocian con

condiciones atmosféricas inestables y por tanto con nubosidad abundante repartida por toda el área de estudio; por último, las circulaciones sinópticas direccionales presentan una distribución espacial de la nubosidad muy bien definida, concentrando generalmente la nubosidad en zonas expuestas a barlovento de los flujos principales de viento y a las fuentes de humedad de origen. A continuación, describimos los tipos sinópticos favorables para el desarrollo (o inhibición) de la nubosidad para cada ROIs.

La ROIs1 representada por la cordillera Cantábrica recibe la mayor frecuencia de nubes durante el tipo sinóptico CSW (frecuencia media 79.2%), seguido del tipo direccional del N (74.3%) y del NW (73.8%), y los ciclónicos híbridos CN (72.5%) y CNW (70.0%), entre otros. Como excepción, también se observa una elevada frecuencia de nubes bajo los tipos de tiempo anticiclónicos híbridos, en concreto los tipos ANW (61.2%) y AN (60.7%). Por tanto, los tipos sinópticos que favorecen el desarrollo de nubosidad sobre la cornisa Cantábrica se asocian a circulaciones de viento del suroeste, oeste, noroeste y norte que aportan humedad desde el océano Atlántico y el mar Cantábrico. Por el contrario, los tipos sinópticos que tienden a inhibir y/o desarrollar menor nubosidad sobre esta ROIs corresponden al ASE (12.2%) y al AS (16.3%), es decir, circulaciones meridionales que aportan masas de aire de origen tropical cálidas y secas desde el norte de África. La ROIs2 ubicada en la zona Pirenaica oriental despliega las cantidades de nubosidad más elevadas bajo el tipo sinóptico AN (68.0%), AN (63.6%), ANE (63.3%), NE (62.4%) y CNE (62.2%); es decir, el desarrollo de nubosidad diurna se produce bajo el dominio de inyecciones frías asociadas a vientos del norte y también circulaciones del nordeste que aportan cierta humedad y ayudan a inestabilizar la atmósfera. Al igual que la ROIs1, esta zona montañosa también representa una excepción por cuanto también desarrolla frecuencias elevadas de nubosidad bajo tipos de tiempo anticiclónicos híbridos debido al forzamiento de disparo que ejerce la orografía. En un lado opuesto, los tipos sinópticos del ASW (15.2%), CSE y S (21.6%) son los que desarrollan menor nubosidad sobre el área pirenaica. La ROIs3 localizada en las montañas del sistema Central recibe las cantidades de nubosidad más elevadas bajo situaciones de CSW (82.7%) y CW (71.4%), seguidas de los patrones direccionales del W (63.2%). Se puede concluir por tanto que son las circulaciones de viento del oeste y suroeste las que aportan la llegada de humedad desde el Atlántico al centro de la PI, y los relieves del sistema Central los que disparan estos vientos en la vertical y favorecen el desarrollo de nubosidad. Por otro lado, los tipos de tiempo más estables y que desarrollan menores porcentajes medios de nubosidad corresponden al AE (7.8%) y ASE (10.8%), circulaciones mediterráneas que inhiben prácticamente el desarrollo de nubosidad diurna sobre esta zona montañosa.

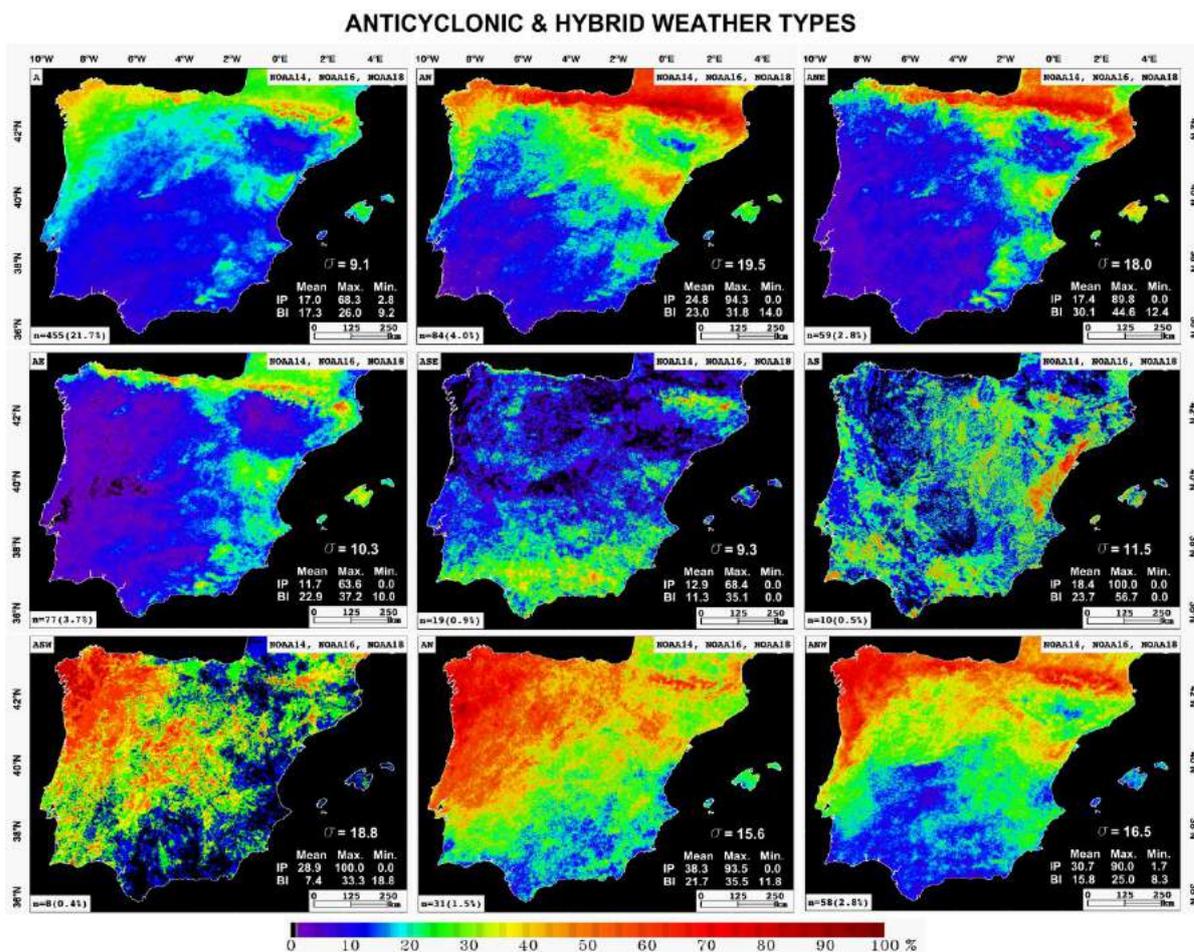


Fig. 2a: Idem Fig. 1, representando los tipos de tiempo anticiclónico, y anticiclónicos híbridos. Los estadísticos presentados en la esquina inferior derecha incluyen el valor medio, máximo y mínimo para el conjunto de la PI y las IB, así como la desviación típica que ayuda a interpretar la variabilidad espacial de la nubosidad por cada patrón sinóptico.

En el caso de la ROIs4, emplazada en el sector oriental de las montañas del sistema Ibérico, desarrolla nubosidad bajo situaciones sinópticas de tipo ciclónico híbrido con influencia tanto atlántica como mediterránea, destacando el CSW (68.9%), CNE (62.5%), y CN y CW (61.9%). Una característica particular de esta región es que desarrolla nubosidad bajo prácticamente todos los tipos sinópticos, excepto para la situación de ASW (10.3%) dominada por la influencia del anticiclón de Azores. Más hacia el sur, la ROIs 5 representada por las montañas del sistema Bético, se caracteriza por su proximidad al cinturón de altas presiones subtropicales y la influencia de masas de aire estables, por lo que las cantidades de nubosidad sólo ofrecen valores moderados para los tipos sinópticos del CW (56.2%), CNE (53.3%), y CSW (50.2%), mientras descienden a valores ínfimos para el tipo sinóptico ASW (6.0%), que representa el porcentaje de nubosidad más bajo de todo el resto de ROIs. Por último, la ROIs6 que cubre el conjunto de la isla de Mallorca, despliega cantidades de frecuencia de nubosidad entre moderadas y bajas para todos los tipos de tiempo, resultando éstas sólo superiores al 50% por el tipo del CW (57.1%), seguido del CN (44.8%). En el otro

extremo, las frecuencias de nubosidad más bajas ocurren al igual que para otros ROIs, bajo el tipo ASW (9.6%), y también CS (11.6%).

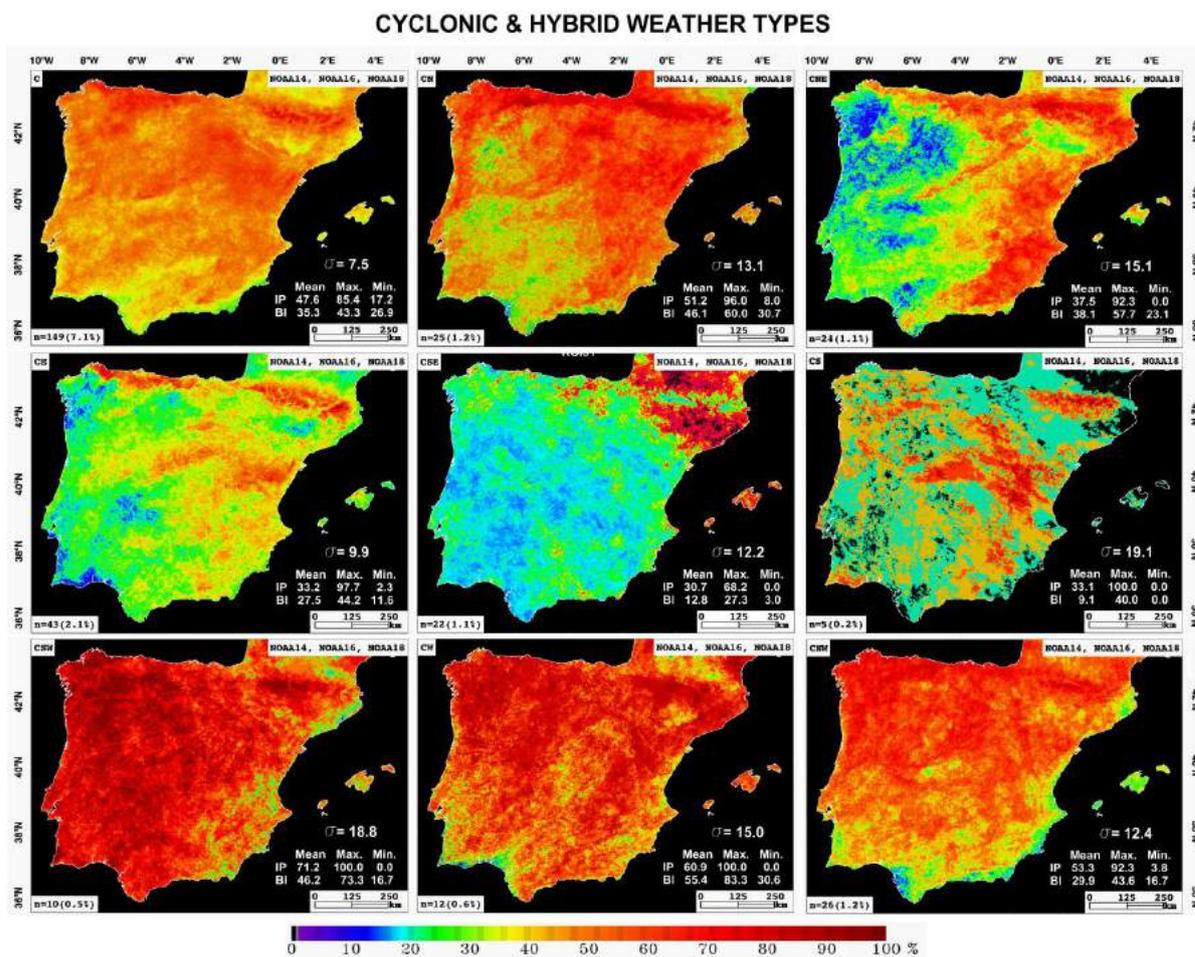


Fig. 2b: Idem Fig 2a, representando los tipos de tiempo ciclónico, y ciclónicos híbridos.

	TIPOS SINÓPTICOS MÁS NUBOSOS					TIPOS SINÓPTICOS MENOS NUBOSOS				
ROIs1	CSW	N	NW	CN	CNW	ASE	AS	SE	AE	CS
ROIs2	AN	N	ANE	NE	CNE	ASW	CSE	S	AS	ASE
ROIs3	CSW	CW	W	SW	CNW	AE	ASE	ANE	A	AN
ROIs4	CSW	CNE	CN	CW	CE	ASW	ASE	A	AE	SE
ROIs5	CW	CNE	CSW	SW	S	ASW	ANW	AN	A	ANE
ROIs6	CW	CN	CSW	C	CNE	ASW	CS	ASE	CSE	ANW

Tabla 2: RESUMEN DE LOS CINCO TIPOS SINÓPTICOS MÁS Y MENOS NUBOSOS POR CADA ROIs.

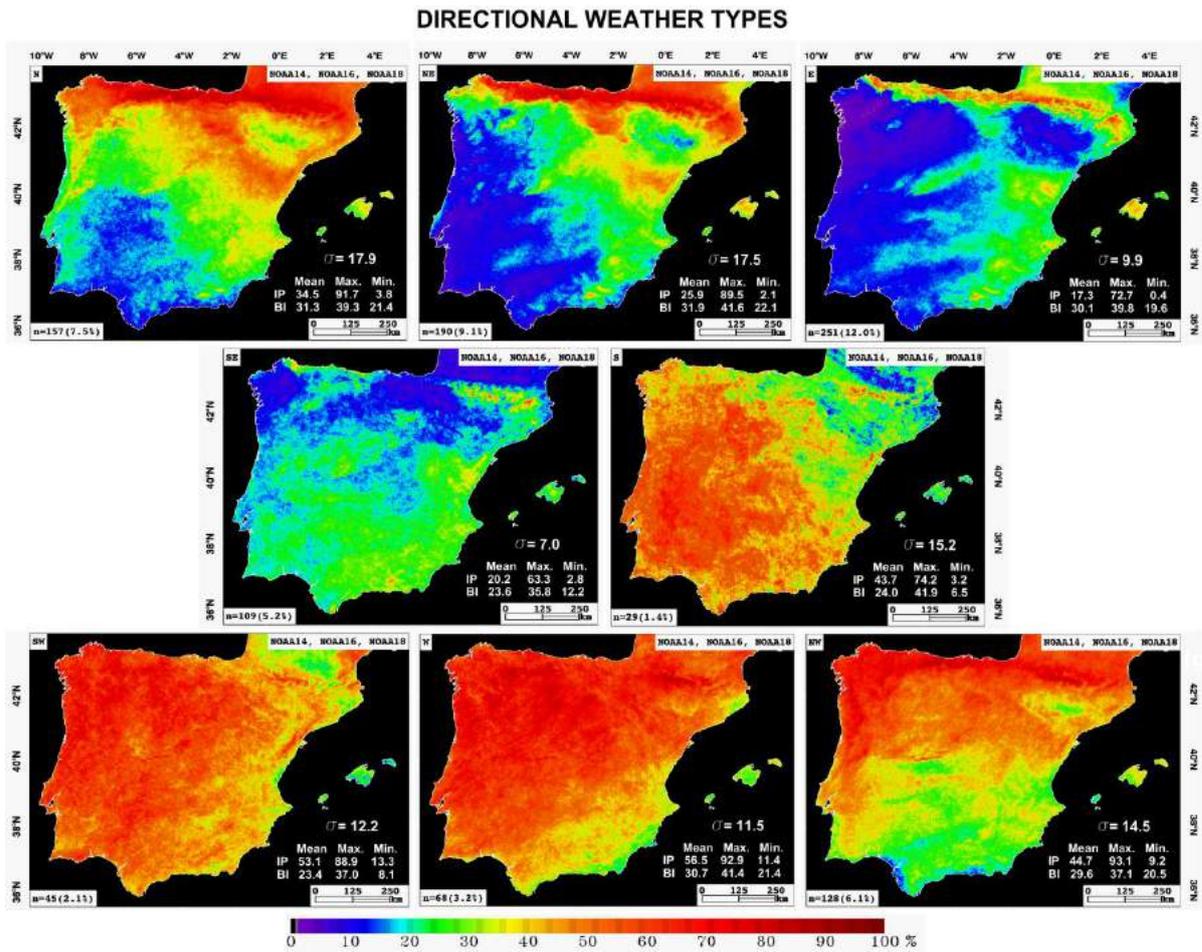


Fig. 2c: Idem Fig. 2a, representando los tipos de tiempo direccionales.

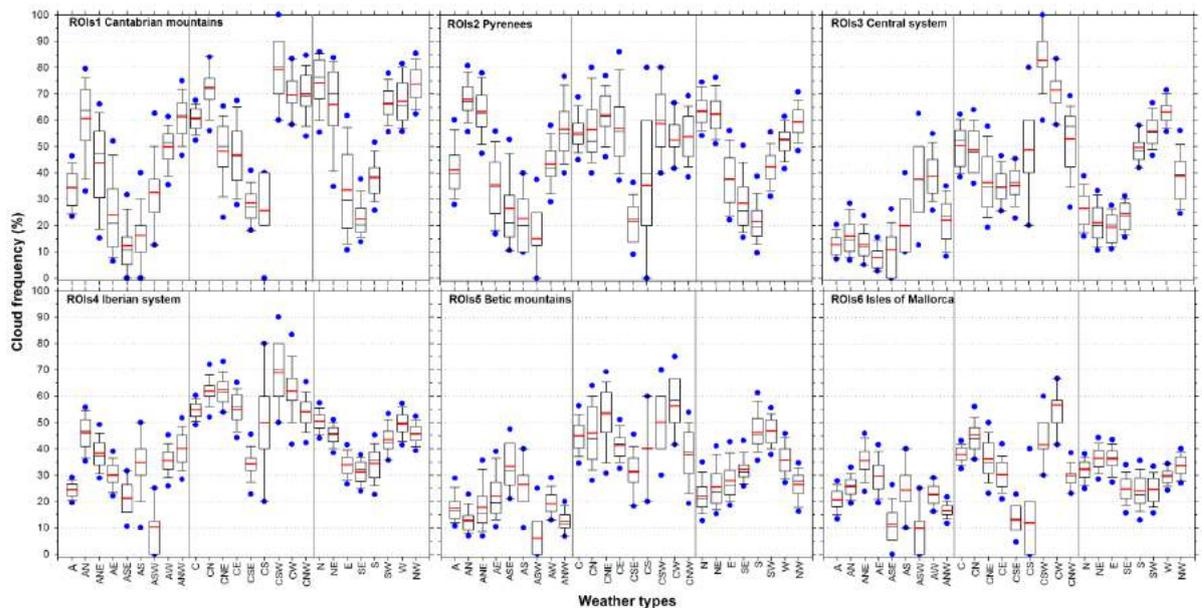


Fig. 3: Diagrama de caja y bigotes de la frecuencia de nubes de los 26 tipos sinópticos por cada una de las ROIs. En el se representa la media (línea roja), mediana (línea negra), el rango intercuartílico (cuartiles 25% y 75%; caja), los percentiles 10% y 90% (bigotes), y los percentiles 5% y 95% (puntos azules) por cada tipo sinóptico.

## 5. RESUMEN Y CONCLUSIONES

La tabla 2 presenta un resumen de los cinco tipos sinópticos que desarrollan mayor nubosidad, así como los cinco tipos sinópticos que tienden a inhibir la formación de nubes por cada ROIs. Los transectos # 1 y # 2 para cada uno de los 26 tipos sinópticos puede consultarse en Azorin-Molina *et al.* (2014). La resolución espacial (1.1-km) de los mapas de frecuencia de nubosidad por cada tipo sinóptico puede resultar de mucha utilidad con fines de predicción meteorológica, a fin de conocer las áreas potencialmente proclives a recibir más nubosidad, y en consecuencia, precipitaciones, en función de la situación atmosférica. Además, esta climatología sinóptica de la nubosidad resulta de interés para otros campos como, por ejemplo, la energía solar, la hidrología, la agricultura, entre otras. Como trabajo futuro se plantea generar estos compuestos de nubes para todo el año, abarcando también el semestre frío noviembre-abril, así como ampliar la escala temporal utilizando los 35-años de disponibilidad de datos NOAA-AVHRR.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por (i) el contrato de C. A-M (JCI-2011-10263); y (ii) los proyectos CGL2011-27574-C02-02, CGL2011-27536/HID financiados por la CICYT, y el FEDER; y el proyecto MEDACC ((LIFE12 ENV/ES/000536). Los autores desean agradecer al programa CREPAD del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial por el suministro de los datos AVHRR (en particular a Ángel García-Sevilla y Marta Romeo-Gallego); a Rafael Baena-Calatrava, Imanol Echave-Calvo y Fergus Reig-Gracia por la ayuda prestada de programación en IDL, y al Dr. Tinghai Ou por el procesado de datos de reanálisis.

## 7. REFERENCIAS

- Azorin-Molina, C., Connell, B.H., y Baena-Calatrava, R. (2009). Sea-Breeze Convergence Zones from AVHRR over the Iberian Mediterranean Area and the Isle of Mallorca, Spain. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**(10), pp. 2069-2085.
- Azorin-Molina, C., Chen, D., Tijm, S., y Baldi, M. (2011). A multi-year study of sea breezes in a Mediterranean coastal site: Alicante (Spain). *International Journal of Climatology*, **31** (3), pp. 468-486.
- Azorin-Molina, C., Baena-Calatrava, R., Echave-Calvo, I., Connell, B.H., Vicente-Serrano, S.M., y López-Moreno, J.I. (2013). A daytime over land algorithm for computing AVHRR convective cloud climatologies for the Iberian Peninsula and the Balearic Islands. *International Journal of Climatology*, **33** (9), pp. 2113-2128.
- Azorin-Molina, C., Vicente-Serrano, S.M., Chen, D., Connell, B.H., Domínguez-Durán, M.A., Revuelto, J., y López-Moreno, J.I. (2014) AVHRR warm-season cloud climatologies under various synoptic regimes across the Iberian Peninsula and the Balearic Islands. *International Journal of Climatology*, En prensa.
- Jenkinson, A.F., y Collison, B.P. (1977). *An initial climatology of gales over the North Sea*. Synoptic Climatology Branch Memorandum No. 62, Meteorological Office, Bracknell.

- Martin-Vide, J. (2001). Limitations of an objective weather-typing system for the Iberian peninsula. *Weather*, **56**, pp. 248-250.
- Millan, M.M., Estrela, M.J., y Miro J. (2005) Rainfall components: Variability and spatial distribution in a Mediterranean area (Valencia region). *Journal of Climate*, **18**(14), 2682-2705.
- Pascual, R. (1999). Summer convection in Catalonia: An analysis using Meteosat IR imagery (in Spanish). En Proceedings, *IV Simposio Nacional de Predicción*, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- Pascual, R., Callado, A., y Berenguer, M. (2004). Convective storm initiation in central Catalonia. En *Proceedings, ERAD*, 1-5.
- Ramis, C., y Alonso, S. (1988). Sea-breeze convergence line in Majorca. A satellite observation. *Weather*, **43**, pp. 288-293.
- Romero, R., Doswell, C.A., y Riosalido, R. (2001). Observations and Fine-Grid Simulations of a Convective Outbreak in Northeastern Spain: Importance of Diurnal Forcing and Convective Cold Pools. *Monthly Weather Review*, **129**(9), pp. 2157–2182.
- Spellman, G. (2000). The application of an objective weather-typing system to the Iberian peninsula. *Weather*, **55**, pp. 375-3

## VARIACION ESPACIAL DE LAS TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES (MÁXIMAS Y MÍNIMAS) EN ESPAÑA (1981-2010)

Dhais PEÑA-ANGULO <sup>(1-2)</sup>, José C. GONZÁLEZ-HIDALGO <sup>(1-2)</sup>, Claudia SIMOLO <sup>(3)</sup>, Michelle BRUNETTI <sup>(3)</sup>, Nicola CORTESI <sup>(1-2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, España

<sup>(2)</sup> Instituto Universitario de Ciencias Ambientales, Universidad de Zaragoza

<sup>(3)</sup> ISCAC\_CNR, Bolonia, Italia

jcgh@unizar.es

### RESUMEN

En este trabajo se analiza la variabilidad espacial de los promedios mensuales de las temperaturas diurnas (máximas, Tmax) y nocturnas (mínimas, Tmin) en la España peninsular (1981-2010), por medio de la función denominada Correlation Decay Distance (CDD), que estima la distancia a la que se mantiene un valor de varianza común entre observatorios vecinos. Los resultados obtenidos en Tmax y Tmin indican que las segundas son más variables que las primeras salvo en los meses fríos de noviembre a enero (cuando la radiación es mínima). Además, en ambos casos la mayor variabilidad se encuentra en la costa mediterránea, y en el sur y sureste peninsular, mientras que la menor se observa en las cuencas interiores. El análisis mensual de los valores de CDD por intervalos de altitud indica que la variabilidad espacial es más elevada en cualquier altitud durante los meses de verano (cuando la radiación es máxima), es superior en Tmin que en Tmax (salvo de noviembre a enero), y sobre todo que la variabilidad es más elevada en el intervalo altitudinal < 200 m, coincidente con las superficies que más han sido transformadas por la acción del hombre en la España peninsular. Se sugiere un valor general de CDD para España en torno a los 200 km.

**Palabras clave:** Temperatura máxima, Temperatura mínima, España, Correlación espacial, Variabilidad

### ABSTRACT

The spatial variability of the average monthly diurnal (maximum, Tmax) and nocturnal (minimum, Tmin) temperatures is analyzed in the Spanish conterminous land (1981-2010). To this end, the Correlation Decay Distance function (CDD) is used. The CDD estimates the distance at which a common variance value, determined by the neighboring stations, is maintained. Results show that Tmin is more variable than Tmax except for months between November to January (months with lowest irradiance). The highest variability has been found in the Mediterranean coastland and in the south/south-eastern regions. The lowest variability has been found in the inland catchment. The monthly analysis of the CDD values by altitudinal intervals shows a higher spatial variability during the summer months, when the sun irradiation is highest; the CDD is higher in Tmin than in Tmax (except for the interval november-january), and specially higher under 200 m altitude o.s.l., coinciding with areas in which land use transformation have been highest. A global CDD value for Spanish conterminous land is 200km, both for Tmax and Tmin.

**Key Words.** Maximum Temperature. Minimum Temperature. Spain. Spatial Correlation. Variability

## 1. INTRODUCCION

La variabilidad espacial de los elementos del clima ha sido constante fuente de preocupación (Gandin, 1988; Eischeid *et al.*, 1995; Jones y Mober, 2003; Shen *et al.*, 2001; Raynaud *et al.*, 2008), que afecta a numerosas tareas entre las que destaca la interpolación.

Gunst (1995) presentó una revisión de la variabilidad espacial y concluyó que el análisis de la llamada “de-correlación” (Correlation Decay Distance ó CDD) es el método más comúnmente utilizado. Este índice (recientemente revisado por Pannekoucke *et al.*, 2008) es definido como la distancia a la que la varianza común entre pares de estaciones cae por debajo de un determinado umbral seleccionado, el cual se calcula con la fórmula:

$$r = e^{-\frac{x}{x_0}}$$

donde  $r$  es la correlación entre estaciones vecinas,  $x$  es la distancia entre estaciones y  $x_0$  es la distancia donde los valores de correlación  $r$  caen por debajo de un determinado valor. En general este umbral se asume que es  $1/e$  para datos de gran tamaño (Madden *et al.*, 1993; Briffa y Jones, 1993; Jones y Briffa, 1996; Osborn y Hulme, 1997; New *et al.*, 2000; Caesar *et al.*, 2006; Hofstra and New, 2009) y representa la distancia a la que la correlación entre estaciones ya no es significativa al 95% (i.e.:  $r \sim 0.36$  para  $N \geq 30$ ). Altos valores de CDD indican que estaciones distantes mantienen una correlación significativa por lo que la variabilidad espacial del elemento analizado es baja, y viceversa (Hofstra y New, 2009; Osborn y Hulme, 1997; Briffa y Jones, 1993). Finalmente, dicha variabilidad espacial de la correlación podría estar afectada por factores geográficos como las cadenas montañosas o el contacto tierra-océano, causantes de anisotropía (Jones *et al.*, 1997).

Los valores referidos en trabajos previos sobre CDD de las temperaturas difieren según la escala espacial analizada. En escala mundial Jones *et al.* (1997) indicaron que valores de  $r$  menores que 0.5 aún se alcanzan a 1500 km, siendo superiores en las áreas tropicales respecto a las latitudes medias. En Europa Agustí *et al.* (2000) sugirieron para valores de  $r \sim 0.7$  una distancia alrededor de 400 km para la temperatura media anual. En áreas Alpinas, Auer *et al.* (2005) sugirieron entre 900 km y 700 km en los valores promedio anuales y estacionales-mensuales, respectivamente. En Italia, Brunetti *et al.* (2006) redujeron a 400 km dicho umbral, sugiriendo que la disminución de la varianza común era superior en las máximas y mínimas que en los promedios. En general se acepta que los valores anuales de CDD son superiores a los estacionales o mensuales (Briffa y Jones, 1993; Jones *et al.*, 1997; New *et al.*, 2000; Auer *et al.*, 2005; Caesar *et al.*, 2006; Hofstra y New, 2009). Además las variaciones en el tiempo se han sugerido por Briffa y Jones (1993), New *et al.* (2000), Caesar *et al.*, (2006) y Hofstra y New (2009), quienes han sugerido que la variabilidad espacial es superior en verano que en invierno en latitudes medias; por su parte Jones *et al.* (1997) sugirieron que la mayor variabilidad espacial tiene lugar en primavera, mientras que verano e invierno tienen valores de CDD similares; a escalas de mayor detalle, Srivastava *et al.* (2009) encontraron en la India que los valores menores de CDD (450 km) tienen lugar en los meses de febrero-marzo y junio en Tmax, y los mayores valores (1100 km) en agosto y meses de otoño. Por otro lado, Hopkinson *et al.* (2012) han mostrado recientemente para Canadá que los valores mayores de CDD para las temperaturas máximas ocurren en primavera y otoño.

En este estudio presentamos un análisis de la variabilidad espacial de temperaturas máximas (Tmax) y mínimas (Tmin) en la España peninsular utilizando el CDD definido como la distancia a la que la varianza común entre estaciones, expresada por el coeficiente de determinación, cae por debajo del 50% (lo que equivale a un valor de la correlación de Pearson de  $r \sim 0.7$ ). El objetivo es cuantificar, a un nivel sub-regional, la variabilidad espacial para identificar el umbral óptimo de distancia entre estaciones vecinas que debería caracterizar una red ideal que permitiera realizar estudios climáticos.

## 2. DATOS Y MÉTODOS

Los datos analizados son los valores promedio de temperatura máxima y mínima mensual de los archivos de la Agencia Estatal de Meteorología Española (AEMet). Estos archivos cuentan con más de 4000 estaciones con datos. Las series originales presentan numerosos vacíos y cubren diferentes periodos. Para evitar que estos problemas creasen un sesgo en el análisis, los valores de CDD se calcularon utilizando solamente las series del periodo 1981-2010. Previamente se procedió a seleccionar dichas series (con menos del 10 % de datos perdidos), y a estas series se les aplicó un control de calidad para detectar datos anómalos e inhomogeneidades dentro del marco del proyecto HIDROCAES. Las series finalmente analizadas fueron 459 y 454 en Tmax y Tmin, respectivamente.

En cada observatorio el valor de CDD de Tmax y Tmin se calculó a partir de una matriz de correlaciones a escala mensual, empleando las anomalías mensuales (periodo 1981-2010), con el objetivo de prevenir los efectos del ciclo anual en la estimación del CDD anual. Para cada observatorio y escala temporal, la varianza común  $r^2$  se calculó entre todas las estaciones vecinas de las series de temperatura y la relación entre  $r^2$  y la distancia se estimó de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\text{Log}(r_{ij}^2) = b * \sqrt{d_{ij}}$$

siendo  $\text{Log}(r_{ij}^2)$  el logaritmo de la varianza común entre la estación (i) y las series vecinas (j),  $d_{ij}$  la distancia entre ellos y b la pendiente de la línea del modelo de regresión aplicado, teniendo en cuenta las estaciones de los alrededores en un radio de partida de 50 km y un mínimo de 5 observatorios. Jones *et al.* (1997) han planteado que puede introducirse un sesgo positivo en la estimación de CDD si todos los puntos con r negativo son descartados antes de calcular el logaritmo, y que se puede corregir el problema adoptando un ajuste iterativo de los mínimos cuadrados o incluyendo todos los valores negativos en un modelo no lineal exponencial. En nuestro caso elegimos una solución diferente para minimizar el sesgo sin cambiar el modelo lineal. Esta solución consistió en no extrapolar la estimación del CDD fuera del límite superior del intervalo de regresión (fijado inicialmente en 50 km). Si el valor estimado de CDD resultaba ser superior a 50 km entonces el radio de partida se incrementaba a 50 km recalculando de nuevo para ese observatorio el CDD (Cortesi *et al.*, 2013a). De esta manera, puntos con valores de r negativa raramente quedaron incluidos en el modelo al localizarse generalmente a una distancia mayor (>400 km). Finalmente, los valores de CDD

mensuales se interpolaron utilizando el método Ordinary Kriging con un variograma esférico (Goovaerts, 1997), y posteriormente fueron convertidos a una malla regular de 10 km<sup>2</sup> de resolución. El valor de CDD anual para la Tmax y Tmin se calculó mediante el promedio de las mallas mensuales.

### 3. RESULTADOS

En general, los valores promedio anuales de CDD son más bajos en Tmin que Tmax, es decir el promedio anual de la temperatura nocturna es más variable que el de la diurna. Los valores de CDD anual (Fig. 1) de Tmax presentan una orientación noroeste-sureste, donde los valores más altos se localizan al noroeste y van disminuyendo en dirección sureste, hasta alcanza su mínimo valor en el sur de España con CDD inferiores a 100 km. En el caso de la Tmin, se observa una distribución en bandas norte-sur, con los valores altos de CDD al norte de la península, y los más bajos al sur y sureste.

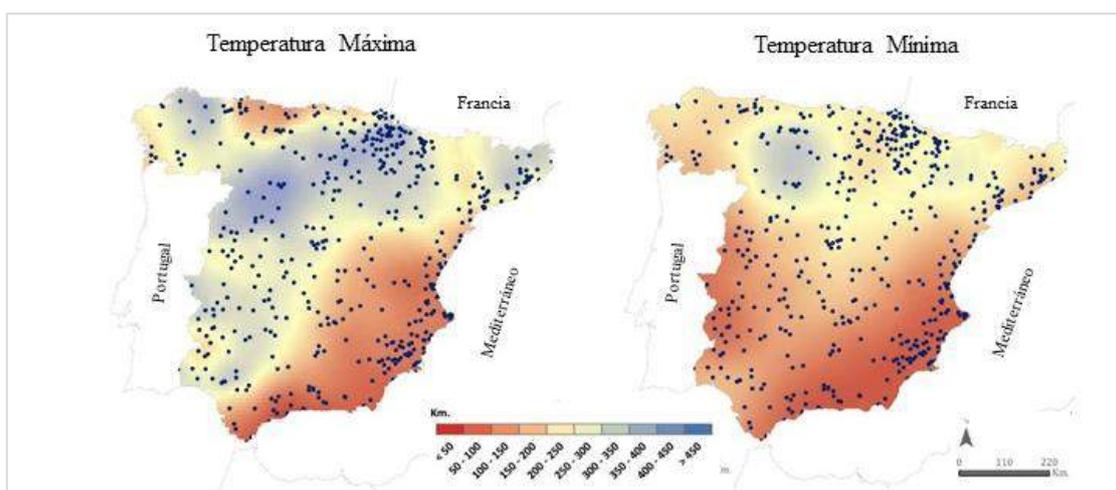


Fig. 1: Valores anuales de CDD (km) de la Tmax y Tmin

Los valores absolutos más bajos de CDD se localizan en ambos casos en la franja costera mediterránea y en el sureste español, donde se disponen de manera paralela a las cadenas montañosas, mientras que los valores más altos de CDD se localizan en áreas del interior y en la costa suroeste de España, a donde pueden acceder fácilmente las masas de aire oceánicas (valle del Guadalquivir). El análisis mensual (Fig. 2) indica que los valores de CDD de Tmax, excepto en diciembre, enero, julio y agosto, repiten el patrón anual con un gradiente noroeste-sureste, de máximos a mínimos valores, respectivamente. En los meses de diciembre, enero, julio y agosto los valores de CDD de las máximas son muy bajos y se distribuyen de manera homogénea, a excepción del valle del Ebro donde los valores son ligeramente más altos. En el caso de la Tmin, los valores de CDD para los meses de noviembre a febrero presentan el mismo gradiente que la temperatura máxima, los valores absolutos más bajos se encuentran al sureste (menos de 100 km) y van aumentando hacia el noroeste (más que 400 km). De marzo a octubre la temperatura mínima presenta los valores más bajos de CDD, repartidos de una forma más o menos homogénea a lo largo del territorio.

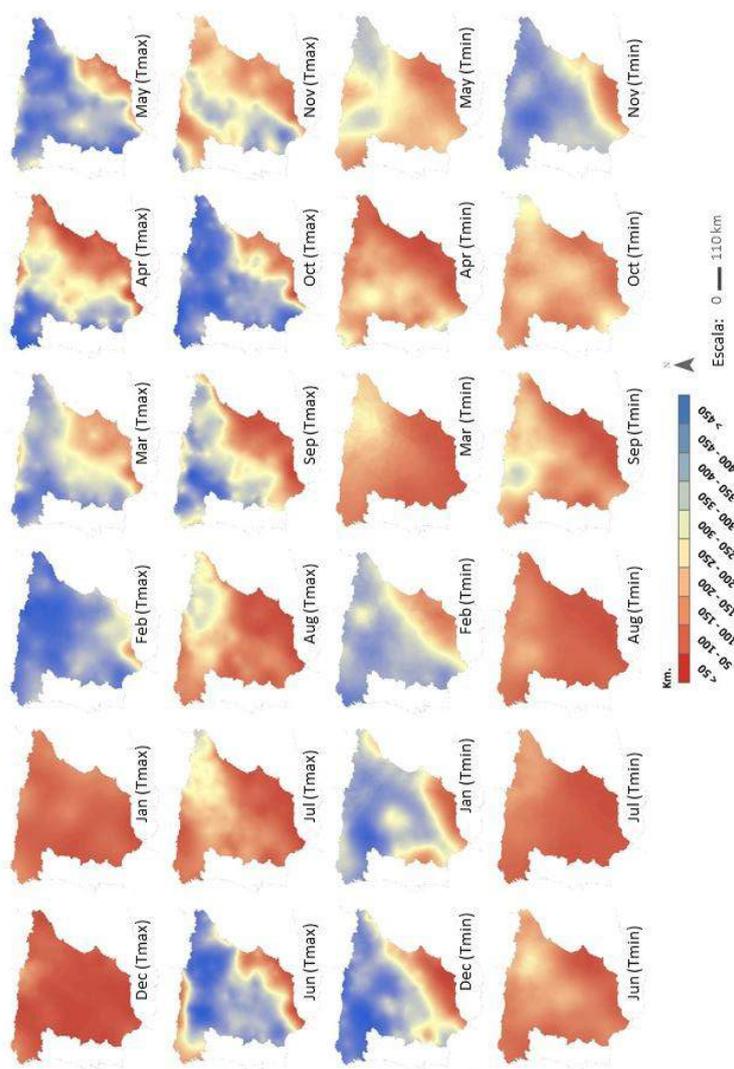


Fig. 2: Valores mensuales de CDD (km) de Tmax y Tmin.

Uno de los más importantes resultados encontrados en este trabajo es la clara diferencia entre la variabilidad espacial de la temperatura en la costa y en el interior de la península ibérica. Para analizar estas diferencias se debe tener en cuenta que la península ibérica es un terreno especialmente montañoso con una elevada meseta en el interior ( $> 500$  m) rodeada de cadenas montañosas (1000-2000 m), mientras que las zonas bajas ( $< 500$  m) se localizan en la costa en el norte, sur y este, y en el valle del Ebro (noreste español) y del Guadalquivir (suroeste español).

Si analizamos la variabilidad a diferentes niveles de altitud (Fig. 3) se puede observar que Tmin es más variable que Tmax a excepción de los meses de noviembre, diciembre y enero, cuando la radiación es menor. Además, Tmin presenta un comportamiento muy homogéneo en toda el perfil altitudinal a excepción de los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero, donde a partir de los 800 m hay una disminución de la variabilidad que caracteriza a la Tmin. La variabilidad en altura de Tmax, aunque en general es inferior a Tmin, presenta mayores diferencias a nivel altitudinal a excepción de los meses de noviembre, diciembre y enero, donde tiene un comportamiento muy similar en las diferentes altitudes. A partir de febrero hasta octubre, a medida que

ascendemos en altura aumentan los valores de CDD y por tanto disminuye la variabilidad Tmax.

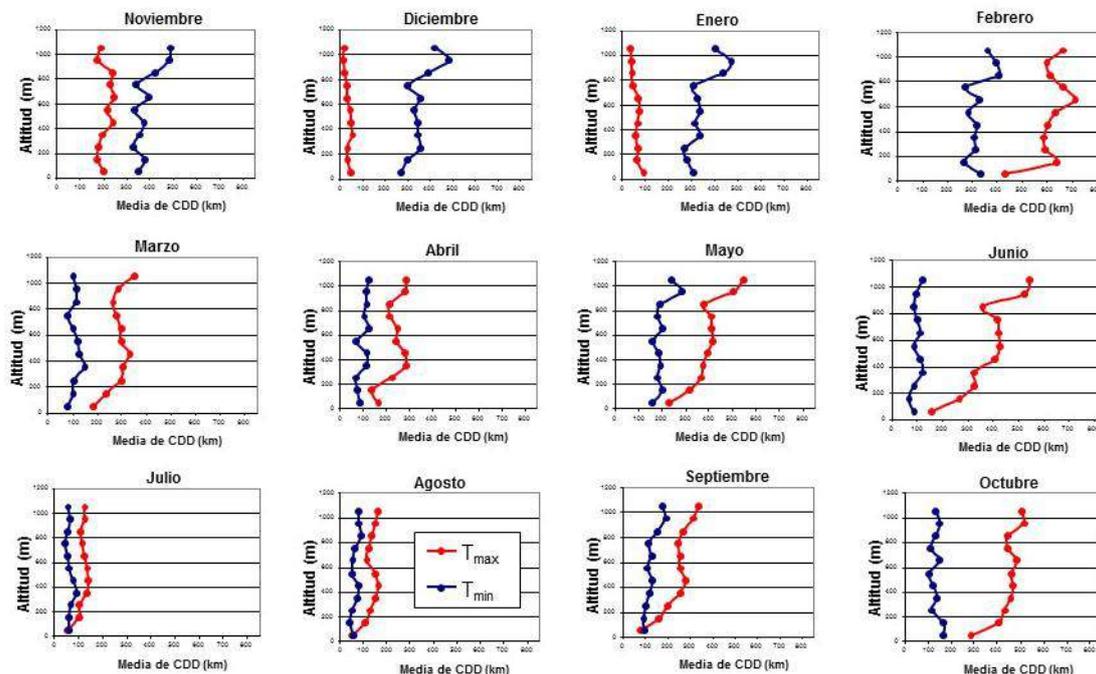


Fig. 3: Variación mensual (CDD en km) de la Tmax y Tmin por altitudes (m)

#### 4. DISCUSION

Los análisis de la temperatura en España hasta el momento, en general, se han enfocado al estudio de las tendencias y la variabilidad espacial y temporal de las mismas (Brunet *et al.*, 2006; del Rio *et al.*, 2012), pero no sobre su propia variabilidad espacial, por lo que los resultados presentados en este estudio ofrecen por primera vez, hasta lo que sabemos, nueva información sobre el comportamiento de las temperaturas diurnas y nocturnas en España.

El análisis de la correlación entre estaciones en la España continental indica que Tmax es menos variable que Tmin, salvo en invierno. Durante la noche los valores de CDD están por debajo de los 100 km en más de  $\frac{1}{3}$  del territorio y por debajo de los 200 km en  $\frac{3}{4}$ , mientras que los valores de CDD de las máximas superan 200 km en  $\frac{3}{4}$ , excepto en el sureste español.

La distribución espacial de los valores de CDD es diferente entre Tmax y Tmin; este hecho sugiere que diferentes factores contribuyen al comportamiento de la variabilidad de las dos medidas termométricas. En ambos casos la más alta variabilidad espacial se localizó en áreas de costa, particularmente a lo largo de la franja mediterránea y sureste, y la variabilidad más baja en el interior. No obstante, la distribución de los valores de CDD en Tmax muestra un gradiente noroeste-suroeste mientras que en Tmin presenta variaciones latitudinales. En resumen, la latitud no parece ser el único factor que determina la distribución de la temperatura, ya que hemos encontrado una alta

variabilidad de  $T_{max}$  en la costa cantábrica (norte de España), similar a la encontrada en la costa sureste.

La interpretación de los resultados debe considerar cómo se generan ambas medidas termométricas. En principio los resultados sugieren que  $T_{min}$  tiene un comportamiento relacionado con el enfriamiento por la emisión de radiación de onda larga, mientras que la variabilidad espacial de  $T_{max}$  está más relacionada con la radiación solar (Bettas *et al.*, 2013). Estos hechos concuerdan con la opinión aceptada de que los registros diurnos muestran la conexión que se realiza durante el día por procesos adiabáticos a lo largo de toda la columna de aire, mientras que durante la noche  $T_{min}$  representa la temperatura de una capa de aire de unos pocos metros (McNider *et al.*, 2010; Christy *et al.*, 2009; Klotzbach *et al.*, 2009). Como consecuencia la medida nocturna ( $T_{min}$ ) depende mucho más de factores locales que la diurna (Christy *et al.*, 2006, 2009; Pielke y Matsui, 2005; Mahmood *et al.*, 2010), y por ello se espera una mayor variabilidad espacial. Nuestro estudio respalda esta hipótesis y sugiere que diferentes factores controlan  $T_{max}$  y  $T_{min}$ , pudiendo además variar a lo largo del año.

Diferentes investigaciones han atribuido la variabilidad espacial de las temperaturas a factores geográficos, como la orografía (Irvine *et al.*, 2011), y el contacto tierra-océano (Hopkinson *et al.*, 2012). Otros factores geográficos citados se relacionan con las modificaciones en la superficie capaces de alterar el balance de energía, entre los que se incluyen los aerosoles, los cambios en los usos del suelo, albedo y humedad edáfica (Tang y Leng, 2009; Bettas *et al.*, 2013; Peng *et al.*, 2014; Dai *et al.*, 1999; Peng *et al.*, 2014). Como ya indicamos, en general se acepta que  $T_{max}$  depende más del calentamiento solar, y por ello la variabilidad de la  $T_{max}$  varía de acuerdo a las nubes y flujos de calor latente que pueden ser modificados por los cambios de usos del suelo. Mientras que la variación espacial de la  $T_{min}$  puede deberse a modificaciones de los usos del suelo que afectan al comportamiento de la capa límite. En general, la variabilidad espacial de la  $T_{max}$  en España aumenta en áreas de costa a sotavento de las barreras montañosas, por ejemplo en el norte de la costa cantábrica y en el este y sureste de la costa mediterránea. Por el contrario en áreas costeras de suroeste donde la barrera no existe (valle del Guadalquivir) los valores de CDD son similares a los encontrados en el interior del área de estudio.

Sánchez-Lorenzo *et al.* (2008) han señalado una correlación positiva entre  $T_{max}$  y la radiación salvo durante los meses de invierno, mientras que la relación entre  $T_{min}$  con la radiación y las nubes tenía una correlación negativa. Los resultados concuerdan con el reparto espacial de  $T_{max}$  y están respaldados por los valores medios de insolación que dividen a la península en tres áreas: costa norte y Pirineos, con menos de 2000 h/año, mitad norte de España peninsular (excepto el valle del Ebro), con valores entre 2000-2600 h/año, y finalmente un área con más de 2600 h/año al sur y sureste español (Capel, 1981). Sin embargo, la alta variabilidad espacial de la  $T_{max}$  en el este y sureste de la costa mediterránea, y en general la variabilidad observada en todo el territorio en  $T_{min}$  parecen deberse a otros factores, pues su distribución no se asemejan al reparto de las precipitaciones (Martín Vide, 2004) ni al de la radiación solar (Capel, 1981), como podría pensarse en el caso de las máximas excepto en invierno. Consecuentemente, la alta variabilidad espacial en el este español parece deberse a factores locales.

Durante las últimas décadas España ha sufrido drásticos cambios en los usos del suelo particularmente por irrigación, urbanización, repoblación forestal y fuego, siendo estos procesos capaces de modificar las emisiones de calor latente y sensible, y afectar la variabilidad espacial de los registros de Tmax y Tmin. Los mayores cambios en el paisaje están localizados sobre todo en la costa mediterránea, sureste y sur de España, zonas por debajo de los 500 m, donde se ha encontrado una mayor variabilidad espacial tanto en Tmin como en Tmax.

Por último, el análisis mensual revela variaciones espaciales y temporales de las temperaturas nocturnas y diurnas. Particularmente, de marzo a octubre los valores de CDD de Tmin son más bajos que los de Tmax, es decir la temperatura nocturna es más variable que la diurna; tales resultados concuerdan con los señalados por Hopkinson *et al.* (2012) en Canadá, Brunetti *et al.* (2006) en Italia y también, New *et al.* (2000) y Caesar *et al.* (2006) a escala global para latitudes medias. Pero la situación se invierte entre noviembre y enero, cuando las temperaturas diurnas muestran una variabilidad superior. A modo de hipótesis, podría sugerirse que en el interior peninsular las frecuentes nieblas originadas por procesos de inversión, que se acentúan en invierno por la persistencia de condiciones anticiclónicas (Cortesi *et al.*, 2013a), podrían explicar la variabilidad encontrada en la Tmax en los meses de invierno. Futuras investigaciones en curso quizá permitan aclarar estas cuestiones

## 5. AGRADECIMIENTOS

Apoyo financiero del Gobierno de España-FSE, Proyecto CGL2011-27574-C02-01, y Gobierno Regional de Aragón DGA-FSE, y el grupo de investigación consolidado "Clima, Agua y Cambio Global y Sistemas Naturales" (BOA 69, 11-06-2007). Dhais Peña es estudiante de doctorado, del programa FPI, Gobierno de España. Damos las gracias especialmente al Dr. S Vicente (IP-CSIC).

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- Agustí, A.; Thompson, R. y Livingstone, D.M. (2000). "Reconstruction temperature variations at high elevation lake sites in Europe during instrumental period". *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie*, 27, pp. 479-483.
- Auer, I.; Böhm, R.; Jurkovic, A. et al (2005). "A new instrumental precipitation dataset for greater Alpine region for the period 1800-2002". *International Journal of Climatology*, 25, pp. 139-166.
- Betts, A.K.; Desjardins, R. y Worth, D. (2013). "Cloud radiative forcing of the diurnal cycle climate of the Canadian Prairies". *Journal of Geophysical Research, Atmosphere*, DOI: 10.1002/jgrd.50593.
- Briffa, K.R. y Jones, P.D. (1993). "Global surface air temperature variations over the twentieth century. Part 2: implication for large scale paleoclimatic studies of the Holocene". *Holocene*, 3, pp. 77-88.
- Brunet, M.; Saladie, O.; Sigro, J. et al. (2006). "The development of a new dataset of Spanish Daily Adjusted Temperature Series (SDATS) (1850–2003)". *International Journal Climatology*, 26, pp. 1777–1802.

- Brunetti, M.; Maugeri, M.; Monti, F. y Nanni, T. (2006). "Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenized instrumental time series". *International Journal Climatology*, 2, pp. 345-381.
- Caesar, J.; Alexander, L. y Voss, R. (2006). "Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: creation and analysis of a new gridded data set". *Journ. Geophysical Res*, 111, DO5101, doi:10.1029/2005JD006280.
- Capel, J.J. (1981). Los climas de España. Ed. Oikos-Tau, Barcelona.
- Christy, J.R.; Norris, W.B. y McNider, R.T. (2009). "Surface Temperature Variations in East Africa and Possible Causes". *Journal of Climate*, 22, pp. 3342-3356.
- Christy, J.R.; Norris, W.; Redmond, K. y Gallo, K.P. (2006). "Methodology and results of calculating central California surface temperature trends: evidence of human-induced climate change?" *Journal of Climate*, 10, pp. 548-563.
- Christy, J.R.; Norris, W.B. y McNider, R.T. (2009). "Surface Temperature Variations in East Africa and Possible Causes". *Journal of Climate*, 22, pp. 3342-3356.
- Dai, A.; Trenberth, K.E. y Karl, T. (1999). "Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapour on diurnal temperature range". *Journal of Climate*, 12, pp. 2451-2473.
- del Rio, S.; Cano-Ortiz, A.; Herrero, L. y Penas, A. (2012). "Recent trends in mean maximum and minimum air temperatures over Spain (1961-2006)". *Theoretical and Applied Climatology*, 109, pp. 605-626.
- Goovaerts, P. (1997). "Geostatistics for Natural Resources Evaluation." Oxford University Press, New York.
- Gunst, R. (1995). "Estimating spatial correlations from spatial-temporal meteorological data". *Journal of Climate*, 8, pp. 2454-2470.
- Hofstra, N. y New, M. (2009). "Spatial variability in correlation decay distance and influence on angular-distance weighting interpolation of daily precipitation over Europe". *International Journal Climatology*, 29, pp. 1872-1880.
- Hopkinson, R.F.; Hutchinson, M.F.; McKenney, D.W. et al. (2012). "Optimizing input data for gridding climate normal for Canada". *Jr. of Applied Meteorology and Climatology*, 51, pp. 1508-1518.
- Irvine, E.A.; Gray, S.L.; Methven, J. y Renfrew, I.A. (2011). "Forecast Impact of Targeted Observations: Sensitivity to Observation Error and Proximity to Steep Orography". *Monthly Weather Review*, 139, pp. 69-78.
- Jones, P.D. y Briffa, K.R. (1996). "What can the instrument records tell us about longer timescale paleoclimatic reconstructions?" En: Bradley, R.S. y Jouzel, J. (Eds.). *Climate variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. Springer, pp 625-644.
- Jones, P.D.; Osborn, T.J. y Briffa, R.K. (1997). "Estimating sampling errors in large-scale temperature averages". *Journal of Climate*, 10, pp. 2548-2568.
- Klotzbach, P.J.; Pielke S.R., R.A.; Pielke J.R., R.A. et al. (2009). "An alternative explanation for differential temperature trends at the surface and the lower troposphere." *Journal of Geophysical Research*, 114, D21102, doi:10.1029/2009JD011841.
- Madden, R.A.; Shea, D.J.; Branstator, G.W. et al. (1993). "The effects of imperfect spatial and temporal sampling on estimates of the global mean temperature: experiments with model data." *Journal of Climate*, 6, pp. 1057-1066.
- Mahmood, R.; Pielke, R.; Hunnard, K. et al. (2010). "Impacts of land use/land cover change on Climate and future research priorities." *Bulletin American Meteorological Society*, 91, pp. 37-46.

- Martin-Vide, J. (2004). "Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain." *International Journal of Climatology*, 24, pp. 959-971.
- McNider, R.T.; Christy, J.R.; Biazar, A. (2010). "A Stable Boundary Layer Perspective on Global Temperature Trends." *International Conference on Planetary Boundary Layer and Climate Change*, Cape Town, SA 13, Number: 012003 DOI: 10.1088/1755-1315/13/1/012003.
- New, M.; Hulme, M. y Jones, P. (2000). "Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate." *Journal of Climate*, 13, pp. 2217-2238.
- Osborn, T.J. y Hulme, M. (1997). "Development of a relationship between station and grid-box rain day frequencies for climate model evaluation." *Journal of Climate*, 10, pp. 1885-1908.
- Pannekoucke, O.; Berre, L. y Desroziers, G. (2008). "Background error correlation length-scale estimates and their sampling statistics." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, pp. 497-511.
- Peng, S.; Piao, S.; Zeng, Z. et al. (2014). "Afforestation in China cools local land surface temperature." *PNAS*, 111, pp. 2915-2919.
- Pielke, R.A. y Matsui, T. (2005). "Should light wind and windy nights have the same temperature trends at individual levels even if the boundary layer averaged heat content change is the same?." *Geophysical Research Letter*, 32, L21813, doi:10.1029/2005GL024407.
- Sánchez-Lorenzo, A.; Sigró, J.; Calbó, J. et al. (2008). "Efectos de la nubosidad e insolación en las temperaturas recientes de España." En: Sigró, J.; Brunet, M.; Aguilar, E. (Eds.). *Cambio Climático Regional y sus Impactos*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Serie A, nº 6, pp. 273-283.
- Srivastava, A.K.; Rajeevan, M. y Kshirsagar, S.R. (2009). "Development of a high resolution daily gridded temperature data set (1969-2005) for the Indian region." *Atmospheric Science Letter*, 10, pp. 249-254.
- Tang, Q. y Leng, G. (2009). "Changes in cloud cover, precipitation, and summer temperature in North America from 1982 to 2009." *Journal of Climate*, 26, pp. 1733-1744.

# VARIACION ESPACIAL DE LAS TENDENCIAS DE LOS PROMEDIOS ESTACIONALES DE LAS MÁXIMAS Y DE LAS MÍNIMAS EN ESPAÑA (1951-2010)

José Carlos GONZALEZ-HIDALGO<sup>1-2</sup>, Dhais PEÑA-ANGULO<sup>1-2</sup>, Claudia SIMOLO<sup>3</sup>,  
Michele BRUNETTI<sup>3</sup>, Nicola CORTESI<sup>1-2</sup>

<sup>(1)</sup> *Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, España*

<sup>(2)</sup> *Instituto Universitario de Ciencias Ambientales, Universidad Zaragoza*

<sup>(3)</sup> *ISAC-CNR, Bologna, Italia*

[jcgh@unizar.es](mailto:jcgh@unizar.es)

## RESUMEN

El análisis espacial de las tendencias de las temperaturas estacionales de la base de datos MOTEDAS, (MOnthly TEMperature DATaset of Spain) muestra un aumento significativo y generalizado de los promedios de las máximas en invierno y verano en más del 80% del territorio y en menor extensión en primavera (57%), mientras se ha detectado tendencias positivas y significativas en los promedios de las mínimas en más del 75% del territorio en verano y primavera, y en menor extensión en otoño (47% del territorio) y en invierno (30,1% del territorio). La evolución de las tasas en intervalos secuenciados de treinta años (inicio 1951-1980) indica desde el máximo periodo de calentamiento (1971-2000) que solamente el verano mantiene una evolución positiva. Se discute la posible naturaleza de la variación espacial observada en las tendencias y su posible relación con los cambios de uso del suelo.

**Palabras clave:** Temperatura máxima, temperatura mínima, base de datos, Mann-Kendall, pendiente de Sen, análisis estacional, España

## ABSTRACT

Seasonal trend analyses of temperature dataset MOTEDAS (MOnthly TEMperature DATaset of Spain) show a significant and positive evolution of diurnal winter and summer (>80% of land) and to a lesser extend during spring (57% of land), while significant and positive trend were detected over 75% of land in summer and spring minimum, only in 47% of land in autumn and 30.1% of land in winter. Temporal analyses of rates shows only positive rates persist in summer. We discuss different explanations and suggest the eventual effects of land use changed occurred in Spain as a factor to be considered.

**Key words:** Maximun and Minimum Temperature, data base, Mann-Kendall, Sen's slope, seasonal analyses, Spain.

## 1. INTRODUCCIÓN

Durante las últimas décadas numerosas evidencias han puesto de manifiesto que el comportamiento de las temperaturas es espacialmente muy variable (Zveryaev y Gulev, 2009; Capparelli et al., 2013; Xia, 2013), y que las áreas de clima mediterráneo, particularmente la Península Ibérica, son uno de los lugares del planeta donde se ha venido detectando uno de los aumentos más notables (Brunet et al., 2007). Sorprendentemente, sin embargo, el reciente informe MedCLIVAR España (Bladé y Castro-Diez, 2010) ha indicado que en España las

investigaciones sobre la evolución de las temperaturas son muy escasas y que no abundan los estudios en que se haya analizado el calentamiento con detalle, para detectar si el proceso es generalizado, si ha afectado a todas las medidas termométricas por igual, y en qué momentos del año. En el mismo informe se señala que es difícil además comparar aquellas investigaciones por los diferentes métodos, bases de datos y periodos analizados. Una revisión de los trabajos publicados hasta el momento en España, sugeriría lo siguiente:

- La temperatura ha aumentado en España continental durante el siglo 20; esta tendencia no ha sido constante, y se han detectado tres periodos (calentamiento hasta los años cuarenta; enfriamiento hasta los setenta y desde entonces calentamiento).
- Desde 1970 la temperatura ha aumentado especialmente en verano y primavera, y en general las máximas ( $T_{\max}$ ) han aumentado más que las mínimas ( $T_{\min}$ ).
- Las áreas afectadas por un aumento más severo de las temperaturas se localizan en el este peninsular y especialmente la vertiente mediterránea.
- Junto a la variabilidad espacial de  $T_{\max}$  y  $T_{\min}$  existen discrepancias sobre la evolución de la amplitud térmica ( $T_{\max} - T_{\min}$ ) y en consecuencia del comportamiento de las temperaturas diurnas y nocturnas desde 1970.

En el presente trabajo presentamos un análisis a alta resolución espacial de la evolución de las temperaturas estacionales (periodo 1951-2010) de la España peninsular empleando la base de datos MOTEDAS. Los objetivos son (1) analizar con la máxima resolución posible la evolución térmica durante los últimos sesenta años, (2) determinar si es posible la variabilidad espacial, y (3) tratar de identificar si el proceso de calentamiento es generalizado en el tiempo o está confinado a momentos específicos del año.

## 2. METODO

La base de datos de temperaturas mensuales MOTEDAS (MOnthly TEmperture DATaset of Spain) se ha elaborado a partir de los registros de temperaturas promedio mensuales de las máximas ( $T_{\max}$ ) y mínimas ( $T_{\min}$ ) digitalizados y conservados en los archivos de AEMet. Del total de observatorios solamente se han analizado aquellos con más de 120 meses de registros mensuales, cuyas series fueron sometidas a un control de calidad para descartar datos anómalos e inhomogeneidades. Las series de referencia se confeccionaron combinando los criterios de distancia entre vecinos (<200 km) y comportamiento similar en sus periodos de solape (mínimo siete años), evaluado por correlaciones mensuales positivas a partir de las series de diferencias. Las series libres de datos sospechosos y homogéneas fueron reconstruidas con vecinos a distancias crecientes (1951-2010), y con un conjunto seleccionado de las mismas se elaboró una malla de alta resolución ( $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ , c.  $10 \text{ km}^2$ ), empleando el mismo proceso que en la base de datos de precipitaciones MOPREDAS (véase González-Hidalgo et al. 2011). El análisis de tendencias se realizó sobre la malla aplicando la prueba de Mann-Kendall ( $p < 0.05$ ); para evaluar la tasa se empleó el estadístico de Sen. La escala temporal analizada es la estacional.

## 3. RESULTADOS

MOTEDAS consta de 1348 observatorios completos, y homogéneos en el periodo 1951-2010, en los que el 52,8% de los datos son originales, un 36,2% procede de vecinos a <10km y el resto de observatorios hasta 25 km. Su distribución espacial se muestra en la Figura 1.



Figura 1. DISTRIBUCIÓN DE LOS OBSERVATORIOS DE MOTEDAS (1951-2010)

La densidad de observatorios difiere por altitudes; es muy elevada hasta 750 m a.s.n.m. (< 1 observatorio/350 km<sup>2</sup>), algo menos entre 750-1000 m (1 observatorio/500 km<sup>2</sup>), y decrece por encima de 1000 m. El valor promedio es de 1 observatorio/360 km<sup>2</sup>.

Los resultados globales del análisis de tendencias estacionales se muestran en la Tabla 1, donde en las columnas de la izquierda se recoge el porcentaje de territorio afectado según signo de tendencia (positivo/negativo) y nivel de significación (no significativo y  $p < 0.05$ ). Las columnas de la derecha a su vez muestran la tasa de cambio en °C/década también según signo de la tendencia y probabilidad de significación.

En términos generales  $T_{max}$  ha aumentado significativamente en invierno y verano en prácticamente toda la España peninsular (respectivamente 89.9 y 99.9% del territorio) y en menor medida durante la primavera (57%), mientras en otoño se detecta una tendencia mayoritariamente positiva pero no significativa. Por su parte, las temperaturas nocturnas ( $T_{min}$ ) aumentaron significativamente en todo el territorio en verano (99.4%), y en menor grado pero de manera generalizada también en primavera (79.3%), mientras que el porcentaje de territorio con aumentos significativos en otoño se redujo a menos del 50%, y en invierno fue 1/3 del territorio. En general, durante el invierno se observa un ligero gradiente oeste-este, que pasa a ser este-oeste en primavera y verano. Los promedios estacionales de las temperaturas medias ( $T_{med}$ ) aumentaron significativamente en más del 80% del territorio a excepción del otoño, sin patrones espaciales detectables.

Las tasas asociadas a estas tendencias indican que donde la tendencia resultó ser significativa, los aumentos principales de  $T_{max}$  entre 1951-2010 se han producido durante el verano (0.303°C/década), la primavera (0.250°C/década), y el invierno (0,248°C/década). Distinto ha sido el incremento térmico en  $T_{min}$ ; donde su aumento fue significativo la tasa superior corresponde al verano (0.293°C/década), seguida del invierno (0.210°C/década) y primavera (0.194°C/década). En ambos casos los aumentos en el otoño fueron no significativos ( $T_{max}$ ), o de menor intensidad ( $T_{min}$ ). Para una correcta evaluación de estas tasas debemos considerar el área afectada con tendencia significativa; así el valor de la tasa invernal de  $T_{max}$  procede de una gran extensión, mientras que las altas tasas de invierno de  $T_{min}$  proceden solamente de 1/3 del territorio, y viceversa en primavera. Por último, las tasas de los promedios estacionales fueron superiores en verano (0.293°C/década) y semejantes en invierno y primavera

(respectivamente 0.210 y 0.207°C/década), resultando irrelevantes los valores de otoño por la escasa extensión de tendencias significativas en el territorio.

		Porcentaje de territorio					Tasa (°C/década)				
	p	Inv	Prim	Ver	Ot	Año	Inv	Prim	Ver	Ot	Año
$T_{max}$	(+) <0,05	<b>89,9</b>	<b>57,0</b>	<b>99,8</b>	6,4	<b>99,5</b>	<b>0,248</b>	<b>0,250</b>	<b>0,303</b>	0,187	<b>0,197</b>
		n.s	100,0	100,0	100,0	92,2	100,0	0,238	0,222	0,303	0,081
	(-) n.s	0,0	0,0	0,0	7,8	0,0	0,238	0,222	0,303	0,073	0,197
	<0,05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				-0,017	
$T_{min}$	(+) <0,05	<b>30,1</b>	<b>79,3</b>	<b>99,4</b>	<b>46,9</b>	<b>97,7</b>	<b>0,210</b>	<b>0,194</b>	<b>0,293</b>	<b>0,168</b>	<b>0,195</b>
		n.s	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	0,170	0,175	0,292	0,129
	(-) n.s	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,170	0,175	0,292	0,129	0,193
	<0,05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				-0,009	
Amplitud	(+) <0,05	1,7	7,1	<b>23,1</b>	0,1	<b>15,0</b>	0,161	0,148	<b>0,148</b>	0,138	<b>0,096</b>
		n.s	85,4	80,9	58,0	16,1	56,7	0,077	0,072	0,095	0,038
	(-) n.s	14,6	19,1	42,0	83,9	43,3	0,060	0,045	0,016	-0,075	0,005
	<0,05	0,6	3,2	<b>17,2</b>	<b>18,0</b>	8,7	-0,037	-0,067	-0,092	-0,097	-0,060
	<0,05	0,6	3,2	<b>17,2</b>	<b>18,0</b>	8,7	-0,132	-0,161	<b>-0,154</b>	<b>-0,185</b>	-0,134
$T_{med}$	(+) <0,05	<b>91</b>	<b>80</b>	<b>100</b>	17	<b>100</b>	0,210	0,207	0,293	0,145	0,196
		n.s	100	100	100	100	100	0,205	0,195	0,293	0,104
	(-) n.s	0	0	0	0	0	0,205	0,195	0,293	0,104	0,196
	<0,05	0	0	0	0	0					

Tabla 1. PORCENTAJE DE TERRITORIO AFECTADO SEGÚN TENDENCIAS Y SIGNIFICACIÓN, Y TASAS CORRESPONDIENTES (°C/DÉCADA), DE LA TEMPERATURA PROMEDIO DE LAS MÁXIMAS ( $T_{max}$ ), MÍNIMAS ( $T_{min}$ ) y DE LA AMPLITUD ESTACIONAL, Y DE LOS PROMEDIOS ( $T_{med}$ ). VALORES ESTACIONALES Y ANUALES (1951-2010).

La tendencia de la amplitud estacional de invierno y primavera ha sido predominantemente positiva aunque con baja significación. Mientras tanto en verano se han detectado tendencias significativas de signo positivo y negativo en el 23.1% y 17.2% del territorio respectivamente, y negativas y significativas en otoño en el 18%. La tendencia de la amplitud anual con significación estadística resultó ser negativa en el 15% del territorio. En general se detectan claras diferencias latitudinales, localizándose las tendencias positivas en la mitad norte y las negativas en la sur, especialmente durante el verano (Figura 2).

En el tiempo las tasas varían entre estaciones, periodos y medida termométrica. En la Figura 3 se muestra la evolución de la tasa de los promedios anuales de  $T_{max}$ ,  $T_{min}$  y de la amplitud anual en periodos móviles de 30 años desde 1951-1980 hasta 1981-2010. La Figura permite observar que en torno al periodo 1971-2000 se alcanzó el máximo valor, pero inmediatamente promedios anuales de máximas y mínimas decrecen siendo el descenso de  $T_{max}$  mucho más marcado que el de  $T_{min}$ , por lo que la amplitud anual resultó negativa. La Figura 4 muestra la evolución de los promedios estacionales también en periodos móviles de 30 años y permite

apreciar que, salvo en verano, las tasas de las temperaturas promedio estacionales desde 1970 descienden.

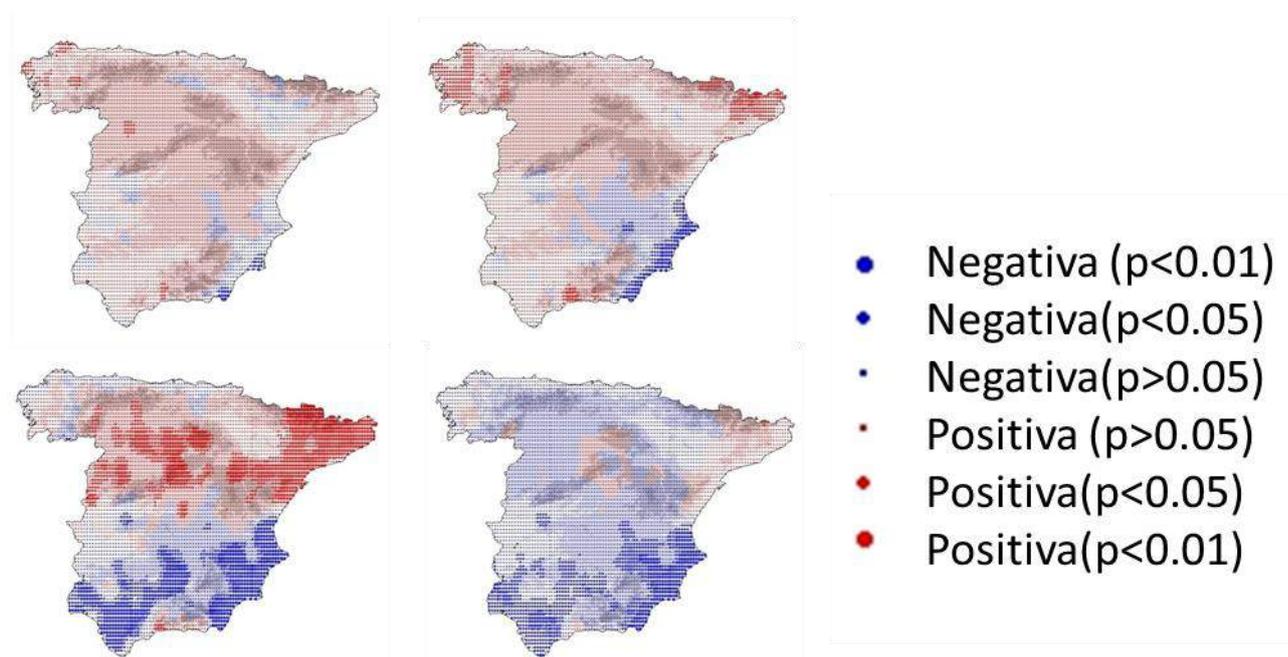


Figura 2. TENDENCIA DE LAS AMPLITUDES ESTACIONALES (°C/DECADA).

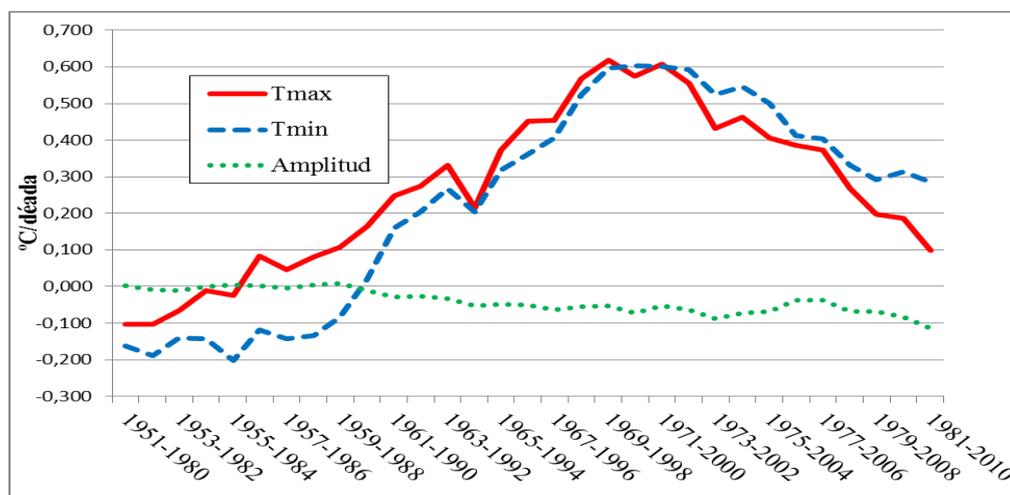


Figura 3. VARIACIONES DE LAS TASAS DE LOS PROMEDIOS ANUALES DE  $T_{max}$ ,  $T_{min}$  Y AMPLITUD EN PERIODOS DE 30 AÑOS (METODO DE SEN, °C/DECADA).

#### 4. DISCUSION

La base de datos de temperaturas mensuales promedio de España peninsular MOTEDAS ha permitido conocer la evolución de las temperaturas durante el periodo 1951-2010 con una resolución detallada. MOTEDAS lógicamente no está libre de errores y es susceptible de mejoras en el futuro, si bien la coherencia de la distribución espacial de sus resultados sugiere

que se ha alcanzado una calidad razonable que avala las principales conclusiones del análisis de sus tendencias.

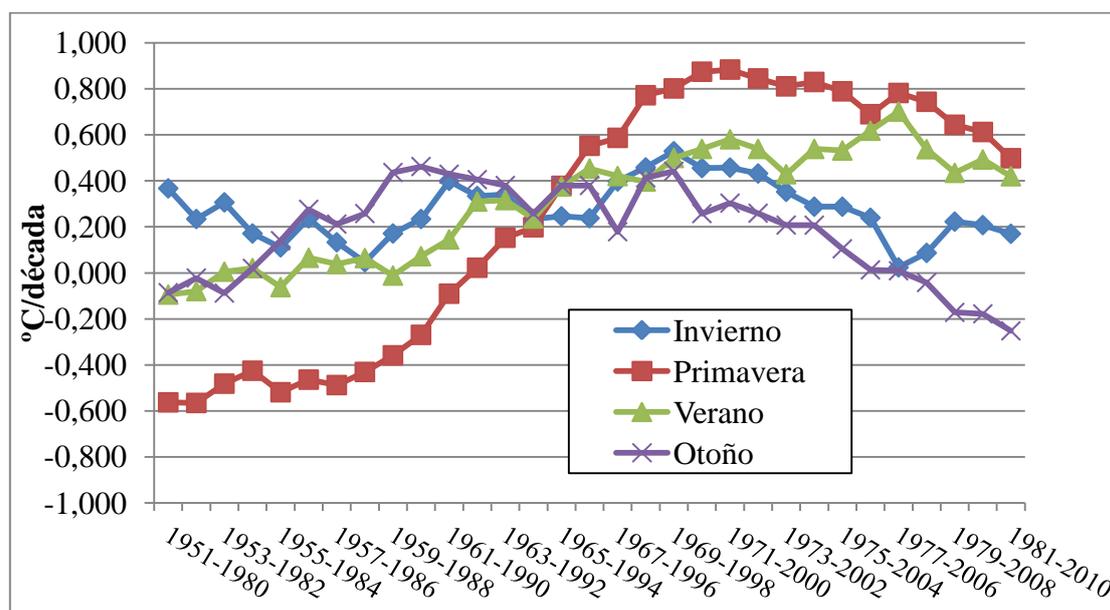


Figura 4. VARIACIONES DE LAS TASAS DE LOS PROMEDIOS ESTACIONALES ( $T_{Med}$ ) EN PERIODOS DE 30 AÑOS (METODO DE SEN, °C/DECADA).

Tanto las temperaturas diurnas como las nocturnas han aumentado en España de manera significativa y generalizada durante el periodo 1951-2010, durante el verano, invierno y primavera en los valores diurnos, y en verano, primavera, otoño e invierno en los valores nocturnos (por este orden). Los resultados corroboran grosso modo las investigaciones precedentes si bien MOTEDAS permite detectar variaciones espaciales, particularmente visibles en la tendencia de la amplitud estacional, que sugieren que el calentamiento puede estar sometido a variaciones espaciales y temporales. Se ha sugerido que durante el siglo 20 el invierno y la primavera han sido las estaciones con mayores aumentos térmicos (Caesar et al., 2006), mientras en la Península Ibérica se ha indicado que el máximo aumento térmico de las décadas recientes se ha dado en primavera-verano (Ríos et al., 2012; Guijarro, 2013). Estos resultados sugieren que el calentamiento podría haber dependido de la escala espacial y temporal considerada, como han sugerido en Europa Zveryaev y Gulev (2009) y en la Península Ibérica Brunet et al. (2007).

Los resultados presentados en este trabajo demuestran que la variabilidad espacial y temporal del calentamiento en la Península Ibérica es un hecho, aún más evidente en el análisis mensual (no presentado en este estudio). Así por ejemplo estacionalmente se ha detectado que el aumento de temperatura, salvo en verano, solamente se produce de modo significativo en algunos meses de invierno y primavera, con distribuciones espaciales distintas y con diferencias notables entre las temperaturas nocturnas y diurnas. Tales resultados sugieren que el calentamiento en la España continental dependiera según áreas de los valores de temperatura diurna ( $T_{max}$ ), o nocturna ( $T_{min}$ ). El presente estudio estacional permite sugerir estas conclusiones especialmente durante el verano, cuando en el sur y este peninsular la amplitud presenta una tendencia negativa y significativa, mientras en la mitad norte se han identificado tendencias significativas y de signo positivo. Del mismo modo, la diferente superficie afectada por tendencias significativas en invierno y primavera (signo positivo) en las máximas y mínimas, sugieren que el calentamiento ha dependido más de las temperaturas

diurnas en el primer caso, y de las nocturnas en el segundo. Por último, y a tenor de su distribución espacial, las temperaturas diurnas parecieran afectar en mayor medida el calentamiento en la mitad norte, mientras en la mitad sur y costa mediterránea dependería en mayor medida del comportamiento de las temperaturas nocturnas.

Desde los años setenta del pasado siglo se ha sugerido una aceleración de las tasas de calentamiento en España (Brunet et al., 2005, 2007), si bien el análisis de MOTEDAS parece sugerir que la treintena 1970-2000 es el periodo de máximo ascenso térmico, y que desde el propio inicio de la misma las temperaturas han comenzado a disminuir excepto en verano, siendo el descenso más acusado en las máximas que las mínimas.

Durante el siglo XX hasta la década de los años ochenta numerosos estudios han informado de que los aumentos de  $T_{\min}$  han sido superiores a los observados en  $T_{\max}$  (Karl et al., 1993; Easterling et al., 1997) así como de la reversión de este proceso desde 1980 (Rohde et al., 2013). Pero igualmente se han detectado tendencias de la amplitud negativas incluso hasta bien entrado el siglo XXI (Cohen et al., 2013), incluyendo Africa oriental (Christy et al., 2009), EEUU (Misra y Michael, 2013), Canadá (Vincent et al., 2012), China (véase revisión en Wu and Yang, 2013). En España los resultados publicados difieren, con valores de tendencia positivos en escala nacional (Brunet et al., 2007; Bermejo and Ancell, 2002; del Río et al., 2012; Rios et al., 2012; Guijarro, 2013), y regional (del Río et al., 2007; Galán et al., 2001), mientras tendencias negativas de la amplitud han sido sugeridas en el conjunto nacional por Staudt et al. (2005), y en diferentes análisis regionales (El-Kenawy et al., 2012; Martínez et al., 2010; Ramos et al., 2012; Miró et al., 2006). La comparación de estos resultados es difícil por proceder de bases de datos distintas en su densidad espacial y no coincidir sus periodos, aunque los resultados obtenidos en MOTEDAS parecen concordar con ambos, en el sentido de que los estudios regionales en general han sugerido aumentos de la amplitud en la mitad norte y descensos en la mitad sur y litoral mediterráneo.

Se acepta que los factores locales pueden modificar en mayor medida las temperaturas nocturnas que diurnas, entre los que se citan los cambios de usos del suelo, el regadío y la industrialización, la nubosidad, los aerosoles, la humedad del suelo y atmosférica etc (Ren et al., 2008; Klotzbach et al. 2009). La razón es que durante el día la temperatura está controlada por la radiación solar, y los valores registrados en los termómetros son buenos indicadores del calor distribuido a lo largo de la columna de aire por procesos adiabáticos, mientras en la noche se ha sugerido que los termómetros reflejan solamente el calor de una capa muy delgada de aire, de modo que sus registros indicarían la redistribución de calor en la columna atmosférica en vez de ganancias de calor (Christy et al., 2009; McNider et al., 2010). Esta hipótesis se ha planteado ante las discrepancias observadas entre las observaciones de superficie y de los satélites, y han llevado a pensar que los factores locales son los responsables del comportamiento de las temperaturas nocturnas.

Durante la segunda mitad del siglo XX en España se han producido importantes transformaciones en los usos del suelo. Algunas cifras informan de estos cambios: en 2009 la superficie irrigada ocupaba 34.000 km<sup>2</sup> representando el 7% del territorio peninsular español, localizándose especialmente en La Mancha (14.3% del total), Andalucía (28.6%, ídem), Valencia (9.6% ídem) y Cataluña (7%, ídem), es decir más de 20.000 km<sup>2</sup>. El estudio de las superficies por CCAA, o provincias permite incluso detallar que en Murcia el 16.5% de su territorio está ocupado por regadíos (Ministerio de Agricultura, 2009), áreas en donde se ha detectado una tendencia negativa de la amplitud. Estos resultados concuerdan con los experimentos realizados en Almería por Campra et al. (2008) en los que se demostró un

descenso de  $T_{\min}$  entre 1983-2006 ( $-0,3^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ ) por efecto de los invernaderos, y concuerdan con quienes han sugerido que los cambios de usos del suelo (agricultura y riego) modifican los flujos de calor sensible y latente.

Pero no solo el regadío ha modificado las condiciones de la superficie en la Península Ibérica. En el año 2000 las áreas urbanizadas ocupaban más de  $6,000 \text{ km}^2$ , que incluyendo el hábitat disperso aumentaba a más de  $13,000 \text{ km}^2$  (Moliní y Salgado, 2010), de nuevo localizándose en su gran mayoría en la mitad sur y la fachada este peninsular. Por último los incendios forestales han afectado entre 1981-2010 una extensa superficie de más de  $50,000 \text{ km}^2$ , (Enríquez y del Moral, 2012), localizándose en gran proporción de nuevo en la vertiente mediterránea.

## 5. CONCLUSIONES

El análisis de las tendencias de las temperaturas estacionales en la España peninsular (1951-2010) con la base de datos MOTEDAS indica que tanto las temperaturas nocturnas como diurnas han aumentado durante el periodo analizado, con un máximo detectado en torno al periodo 1971-2000, si bien excepto el verano las tasas parecen tender a atenuarse desde entonces. En este periodo los máximos valores de aumento térmico se han detectado en verano, invierno y primavera en las temperaturas diurnas, y en verano y primavera en las nocturnas. Como consecuencia la amplitud térmica presenta una tendencia negativa, y sugiere que el calentamiento puede deberse en gran medida al comportamiento nocturno de las temperaturas, especialmente en la vertiente mediterránea y mitad sur. La dependencia de las temperaturas nocturnas de los factores locales, junto a las transformaciones recientes de los usos del suelo en grandes extensiones coincidentes con las áreas donde la amplitud térmica es negativa, sugieren que el calentamiento en España además de depender de factores generales puede deberse en una parte substancial a factores locales.

## 5. AGRADECIMIENTOS

AEMet (disponibilidad de datos), financiación: Gobierno de España-FSE, Proyecto CGL2011-27574-C02-01, Gobierno Regional de Aragón DGA-FSE, Grupo de Investigación Consolidado "Clima, Agua, Cambio Global y Sistemas Naturales" (BOA 69, 11-06-2007). Nicola Cortesi y Dhais Peña son becarios del Programa FPI, Gobierno de España.

## 6. REFERENCIAS

- Bermejo M and Ancell R (2009) Observed changes in extreme temperatures over Spain during 1957-2002, using Weather Types. *Revista de Climatología* 9:45-61.
- Bladé I, Castro-Díez Y (2010) Tendencias atmosféricas en la Península ibérica durante el periodo instrumental en el contexto de la variabilidad climática. En Perez F y Boscolo R, *Clima en España: pasado, presente y futuro*, pp. 25-42. MedCLIVAR,
- Brunet M, Sigro J, Saladie O, Aguilar E, Jones P, Moberg A, Walther A, Lopez D (2005) Spatial patterns of long-term spanish temperature change. *Gephysical Research Abstract*, 7: 04007.
- Brunet M, Jones P, Sigro J, Saladie O, Aguilar E, Moberg A, Della-Marta PM, Lister D, Walther A, Lopez D (2007) Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005. *Journal of Gephysical Research* 112, D12117.

- Caesar J, Alexander L, Vose R (2006) Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: creation and analysis of a new gridded data set. *Journal of Geophysical Research* 111, D055101.
- Campra P, Garcia M, Canton Y et al. 2008 Surface temperature cooling trends and negative radiative forcing due to land use change toward greenhouse farming in southeastern Spain *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 113, Article Number: D18109 DOI: 10.1029/2008JD009912
- Capparelli, V.; Franzke, C.; Vecchio, A.; et al. 2013 A spatiotemporal analysis of US station temperature trends over the last century. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 118: 7427-7434 DOI: 10.1002/jgrd.50551
- Christy JR, Norris WB, McNider RT (2009) Surface Temperature Variations in East Africa and Possible Causes. *Journal of Climate*, 22, 3342-3356.
- Cohen JL, Furtado JC, Barlow M, Alexeev VA, Cherry JE 2013 Asymmetric seasonal temperature trends *Geophysical Research Letter* 39: L04705, DOI: 10.1029/2011GL050582.
- del Río S, Fraile R, Herrero L, Penas A (2007) Analysis of recent trends in mean maximum and minimum temperatures in a region of the NW of Spain (Castilla y León). *Theoretical and Applied Climatology* 90- 1-12. DOI: 10.1007/s00704-012-0593-2.
- del Río S, Cano-Ortiz A, Herrero L, Penas A (2012) Recent trends in mean maximum and minimum air temperatures over Spain (1961–2006). *Theoretical and Applied Climatology*, 109, 605–626.
- Easterling DR, Horton B, Jones JP, Peterson T, Karl TR, Parker DE, Salinger MJ, Razuvayev V, Plummer N, Jamason P, Folland K (1997) Maximum and Minimum Temperature Trends for the Globe *Science* 277: 364-367
- El Kenawy A, Lopez-Moreno JI, Vicente S (2012) Trend and variability of surface air temperature in northeastern Spain (1920–2006): Linkage to atmospheric circulation. *Atmospheric Research* 106: 159–180.
- Enríquez E, Del Moral L (2012) Los Incendios Forestales en España. Decenio 2001-2010. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Madrid.
- Galán E, Cañada R, Fernández F, Cervera B (2001) Annual temperature evolution in the Southern Plateau from the construction of regional climatic time series. In: Brunet M, López D (eds) *Detecting and modelling regional climatic change*. Springer, Heidelberg, pp 119–131.
- González-Hidalgo JC, Brunetti M, de Luis M, (2011) A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (Monthly precipitation trends December 1945-November 2005). *International Journal of Climatology* 31: 715-731.
- Guijarro JA (2013) Tendencias de la Temperatura. En García-Lega C y Valero F (eds) *Fenómenos meteorológicos adversos en España*. WCRP, AMV ediciones, Madrid, pp. 313-323.
- Karl TR, Jones PD, Knight RW, Kukla G, Plummer N, Razuvayev V, Gallo KP, Lindsey J, Charlson RJ, Peterson TC (1993) Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin American Meteorological Society* 74: 1007-1023.
- Klotzbach PJ, Pielke RA Sr, Pielke RA Jr, Christy JR, McNider RT (2009) An alternative explanation for differential temperature trends at the surface and the lower troposphere. *Journal of Geophysical Research* 114, D21102, doi:10.1029/2009JD011841.
- Martínez, M.D., Serra, C., Burgueño, A., Lana, X., 2010. Time trends of daily maximum and minimum temperatures in Catalonia (NE Spain) for the period 1975–2004. *International Journal of Climatology* 30, 267–290.

- McNider, R. T.; Christy, J. R.; Biazar, A (2010) A Stable Boundary Layer Perspective on Global Temperature Trends. International Conference on Planetary Boundary Layer and Climate Change, Cape Town, SA 13, Number: 012003 DOI: 10.1088/1755-1315/13/1/012003.
- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (2009) Encuesta sobre superficies y rendimientos de cultivos. Informe sobre regadíos en España. Publicaciones de la Secretaría General Técnica, Subdirección General de Estadística, Madrid.
- Miro JJ, Estrela MJ, Millan M (2006) Summer temperature trends in a mediterranean area (Valencia, Spain). International Journal of Climatology 26: 1051-1073.
- Misra V, Michael JP 2013 Varied Diagnosis of the Observed Surface Temperature Trends in the Southeast United States Journal of Climate 26: 1467-1472 DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00241.
- Moliní F, Salgado M (2010) Superficie artificial y viviendas unifamiliares en España, dentro del debate entre ciudad compacta y dispersa. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles 54: 125-147.
- Ramos MC, Balasch JC, Martínez-Casasnovas JA (2012) Seasonal temperature and precipitation variability during the last 60 years in a Mediterranean climate area of Northeastern Spain: a multivariate analysis. Theoretical and Applied Climatology 110: 35-53.
- Ren G, Zhou Y, Chu Z, Zhou J, Zhang A, Guo J, Liu X (2008) Urbanization effects on observed surface air temperature trends in north China. Journal of Climate 21: 1333-1348.
- Rios D, Penas D, del Río S (2012) Comparative analysis of mean temperature trends in continental Spain over the period 1961-2010. International Journal of Geobotanical Research 2, 41-55.
- Rohde, R., Muller RA, Jacobsen R, Muller E, Perimutter S, Rosenfeld A, Wurtele J, Groom D, Wickham C 2013: A New Estimate of the Average Earth Surface Land Temperature Spanning 1753 to 2011. Geoinfor Geostat: An Overview, 1.
- Staudt M, Esteban-Parra MJ, Castro-díez Y (2005) Evolution and changes in Spanish monthly maximum and minimum temperatures with homogenized data. Geophysical Research Abstract, vol 7, 06754, Sred-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-96754.
- Vincent, LA.; Wang, Xiaolan L.; Milewska, E (2012) A second generation of homogenized Canadian monthly surface air temperature for climate trend analysis a J.; et al. Journal of Geophysical research Letter-Atmospheres 117, D18110 DOI: 10.1029/2012JD017859.
- Wu K, Yang X (2013) Urbanization and heterogeneous surface warming in eastern China. Chin. Sc. Bull. Doi: 10.1007/s
- Xia, X 2013 Variability and trend of diurnal temperature range in China their relationship to total cloud cover and sunshine duration Annales Geophysicae 31: 795-804 DOI: 10.5194/angeo-31-795-2013
- Zveryaev II and Gulev SK (2009) Seasonality in secular changes and interannual variability of European air temperature during the twentieth century. Journal of Geophysical Research 111, DO2110.

# UPDATE OF SURFACE AIR TEMPERATURE TRENDS IN ALMERIA GREENHOUSES FLATLAND (SPAIN) IN THE CONTEXT OF PRESENT GLOBAL WARMING PAUSE

Pablo CAMPRA<sup>1</sup> Maria MORALES<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Agronomy Department. University of Almeria, Spain*

<sup>2</sup>*Mathematics Department. University of Almeria, Spain*

pcampra@ual.es, mmorale@ual.es

## ABSTRACT

Changes in land surface albedo may cause dramatic alterations of surface radiation budgets and drive local surface air trends in directions opposite to regional and global trends. One such unique case is the offset of global warming at the greenhouses of Campo de Dalias flatland in the Province of Almeria. Here, a cooling trend has been associated through observational and simulation studies to a strong local forcing due to land use change towards reflective greenhouses horticulture from the early 1980s to date. In contrast with this local trend, over the Iberian Peninsula significant high rates of air temperature increases have been recorded by the Spanish Meteorological Network (AEMET) since early 1970s, in accordance with the last period of accelerated global warming.

However, in recent years new forcings of global reach might be impacting the temperatures at the region and at the study area. Despite the maintenance of a sustained rising of greenhouse gases in the atmosphere, a recent slow-down or pause in air surface temperature warming has been registered in most field stations throughout the globe from 1998 to date. The statistical significance of this pause is under growing debate, and this phenomenon offers a good opportunity to improve projection skills of climate models through the assessment of new parameterizations of the forcings and feedbacks needed to reproduce it in simulation experiments as it can affect future projections of climate change. Warming is in general expressed as the slope of linear trends obtained by least squares method, as IPCC usually reports. However, just fitting a straight line may be misleading, as does not describe the patterns of variability in the series, and can hide present changes in trends. Long-term fitting also ignores the existence of breakpoints in the series that might be signals of changes in key forcings of the climate system.

Here, an alternative statistical approach, piecewise regression fit, has been applied to historic observations, determining the continuous set of straight lines, separated by trend changing points in trends, that best fits every time series. The goal is to determine whether present slow-down is or not statistically significant, or “normal” in terms of historic internal variability. We have updated with new meteorological records collected from 2005 to 2013 the temperature series from agroclimatic stations in Campo de Dalias, along with data from the main surrounding first order AEMET stations in SE Spain. Regional data are compared to Land-Ocean NASA-GISS series, used here as a reference for present global warming slow-down. Piecewise regression, along with other types of fit, has been applied to all time series, and statistical significance of these tests is discussed.

Piecewise regression fit model showed a better representation of the data than just linear regression fits. The absence of long-term warming signals is maintained in the greenhouses area series, and all stations showed lower updated warming trends than those previously reported, or the absence of significative trends in the majority of the time series in recent years, in accordance with global warming pause. Main breakpoints were identified in every series.

**Keywords.** Piecewise regression, local climate change, temperature trends, global warming pause, Almeria, greenhouse farming

## RESUMEN

Los cambios en el albedo de la superficie terrestre pueden causar drásticas alteraciones de los balances de radiación a nivel de superficie y orientar las tendencias locales de las temperaturas en direcciones opuestas a las temperaturas regionales y globales. Un caso único es la compensación del calentamiento global en el área de invernaderos del Campo de Dalías, en la provincia de Almería. Aquí, mediante estudios observacionales y de simulación, ha podido asociarse el establecimiento de una tendencia al enfriamiento de la temperatura al intenso forzamiento local debido al cambio de uso del suelo hacia la horticultura de invernaderos reflectantes desde el comienzo de los años 80 hasta hoy. En contraste con esta tendencia local, sobre la Península Ibérica, se han registrado por la red meteorológica de AEMET elevadas tasas significativas de incremento de la temperatura desde los primeros años 1970s, coincidiendo con el último periodo de calentamiento global acelerado.

Sin embargo, en años recientes nuevos forzamientos de alcance global podrían estar afectando a las temperaturas en el área de estudio. A pesar del aumento sostenido de los gases de efecto invernadero en la atmósfera, en la mayoría de estaciones del globo se viene registrando una reciente ralentización o pausa en el calentamiento desde 1998 hasta la fecha por todo el globo. La significación estadística de esta pausa está siendo foco de creciente debate y este fenómeno ofrece una buena oportunidad para mejorar la capacidad de predicción de los modelos climáticos, mediante la evaluación de nuevas parametrizaciones de los forzamientos y “feedbacks” precisos para reproducirla. El calentamiento se expresa en general como la pendiente de tendencias lineales obtenidas por el método de mínimos cuadrados, tal y como habitualmente reflejan los informes del IPCC. Sin embargo, este ajuste linear simple puede llevar a conclusiones erróneas, ya que no permite describir los patrones de variabilidad en las series y puede enmascarar cambios presentes en la tendencia. Estos ajustes lineales de largo plazo ignoran la existencia de puntos de inflexión en las series que podrían ser indicadores de cambios en forzamientos clave del sistema climático.

Aquí hemos aplicado una aproximación estadística alternativa a los datos locales, el ajuste de regresión linear segmentada, mediante el cual se determina el conjunto continuo de líneas rectas, separadas por puntos de cambio de tendencia, que mejor se ajustan a cada serie temporal. El objetivo es determinar si la presente pausa es estadísticamente significativa y “normal” en términos de la variabilidad interna histórica en la región. Hemos actualizado con nuevos datos meteorológicos las series de temperatura de las estaciones agroclimáticas del Campo de Dalías, así como las series de las estaciones de primer orden de AEMET del SE de España que rodean el sitio (aeropuertos). Los datos regionales se comparan con la serie global tierra-océanos de la NASA-GISS, como término de referencia de la presente ralentización del calentamiento global. La regresión segmentada, junto con otros tipos de ajustes, se han aplicado a todas las series, y se discute la significación estadística de estos ajustes.

El modelo de ajuste de regresión segmentada mostró en todos los casos una mejor representatividad de los datos que el ajuste de regresión linear simple. En el área de invernaderos se mantiene la ausencia de signos de calentamiento a largo plazo, y todas las estaciones mostraron reducciones en las tendencias de calentamiento respecto a las publicadas con anterioridad o la ausencia de tendencias en los últimos años, en concordancia con la pausa global. En cada serie se identificaron los principales puntos de inflexión.

**Palabras clave.** *Regresión segmentada, cambio climático local, tendencias de temperatura, pausa en el calentamiento global, Almería, agricultura de invernaderos.*

## 1. INTRODUCTION

Local records usually show differential trends compared to global and regional average series, and are frequently driven by local forcings of higher intensity than global agents of change. Land use changes are likely to be among the first drivers of climate change at meso- and local scales (Mahmood *et al.*, 2013; Pielke *et al.*, 2011). One such unique study case is Campo de Dalías, coastal flatland located on the Mediterranean coast at the Province of Almería (SE Spain), that holds the widest concentration of highly reflective greenhouses in the world (27,000 ha) (San Juan, 2007). Here, changes in surface energy balance by land use change towards a higher albedo surface have very likely been responsible for the offset of global warming signals in the local air surface temperature records, as recent observational and simulation studies have strongly suggested. Since the beginning of reliable records from two independent field stations in the area in the early 1980s, a cooling trend of historic temperatures of  $-0.3$  °C per decade was detected by simple linear regression of field data (Campra *et al.*, 2008). However no update of temperature series in the area later than 2005 has been reported. Running meso-scale simulation experiments, Campra and Millstein (2013) obtained a reduction of  $0.5$  °C of mean summer months temperatures, and more than  $1$  °C reduction on mean daily temperature in summer days, showing the potential impact of historic changes in albedo at the area on the annual cycle of temperatures..

Over the Iberian Peninsula, significant high rates of air temperature increases have been recorded by the Spanish Meteorological Network (AEMET) since the early 1970s, in accordance with the last period of accelerated global warming. Last update of Spanish temperature series dates from 2006 (Brunet *et al.*, 2006; Del Rio, 2012). Since then, temperature series representing air surface temperatures of different sub-regions or localities across the Iberian Peninsula have been reported, but none of them has reported updates of long-term trends in temperature series for SE Spain or Almería Province.

Global warming is generally expressed as the slope of long term linear trends obtained by standard ordinary least squares method, as IPCC usually reports (IPCC, 2013). However, just fitting a straight line may be misleading, as does not describe the patterns of variability in the series. Long-term linear fitting lacks physical realism and ignores the existence of breakpoints in the series that might be signals of unusual changes in key forcings of the climate system. There is no physical reason why trends should be linear, especially over long periods. Moreover, temperature series are often extrapolated to make projections into the future based on simple linear trends, with no physical basis to do so, as the climatic system exhibits highly nonlinear behavior. At present, we have to deal with the issue of a decreasing rate of warming over the past 15 years, smaller than the rate from 1951. Despite the maintenance of a sustained rising of greenhouse gases (GHGs) (the increase in globally averaged well-mixed GHGs was 11.6 ppm from 2005 to 2011 (IPCC, 2013), global temperatures seem to have stabilized since 1998 to date (though still maintaining the highest values of the historic registry) and warming trends throughout the planet have either decreased or lost statistical significance at most field stations (Easterling, 2009; Kaufmann *et al.*, 2011, Happer, 2014.). Global warming shows a present slow-down with a decrease in the trend from  $0.12$  °C per decade in the period 1951-2012 to  $0.05$  °C per decade in 1998-2012 (IPCC, 2013).

An alternative fitting approach for long term climatic series is piecewise or segmented regression. Karl *et al.*, (2000) used this approach to obtain a better fit of global temperatures than simple linear regression, partitioning the historic series into the best combination of four line segments where the minimum sum of squares can be obtained. In this method, the boundaries between the segments, called breakpoints, can be located in different points, depending on previously defined constraints, such as number of segments, minimum time interval or simple eye inspection of clear changes in trends. Tomé and Miranda (2004) further developed an algorithm to identify best location for breakpoints in climatic

series, with the constraints of a minimum of 15 years between them, and different signs between consecutive trends.

The objectives of this work are first to update the records of air surface temperatures in Campo de Dalias and Almeria AEMET airport station up to year 2013; and second, to test the statistical significance of piecewise regression fit of the series, compared to conventional simple linear regression. As a reference for comparison, linear and segment regressions are also applied to surrounding series of Almeria (AL), Malaga (MA), Murcia (MU) and Granada (GR) AEMET first order airport stations, as well as NASA-GISS Global Land-Ocean Series (Hansen *et al.*, 2010).

## 2. DATA AND METHODS

### 1.1. Area of study and data

The study area is known as Campo de Dalias, a coastal plain with a relatively gentle relief, limited by the Mediterranean at the south and the Sierra de Gador range (above 2000 m high) at the north, and it occupies a surface area of around 33,000 ha. The climate is Mediterranean, with mild winters and low annual precipitation: average annual temperature and rainfall are 18.8 °C and 220 mm, respectively. Detailed description of the study area is provided elsewhere [Castilla and Hernandez, 2005; Pulido-Bosch *et al.*, 2000; Fernandez *et al.*, 2007].

Two independent agroclimatic meteorological stations inside this flatland have been registering reliable 2-m temperatures from the early 1980s: La Mojonera (MOJ) at 36° 47'N, 2° 42'W (Institute for Research and Training in Agriculture and Fisheries IFAPA, Junta de Andalucía), and Las Palmerillas (PAL) at 36° 48'N, 2° 43'W (Las Palmerillas-Cajamar Research Station). Both stations lie at 2 km distance from each other, so both series can be considered as a field duplicate that accurately reflects the historic evolution of air surface temperatures the area, so we decide to take MOJ data as representative of the study area. We have tested this null hypothesis applying some statistical tests to both historic series of annual means of 2-m air surface temperature anomalies, all showing that both series can be considered as equally distributed (Kolmogorov-Smirnov goodness of fit test of normality, *P*-values of 0.862 and 0.909 for MOJ and PAL, respectively; Student's *t*-test for the difference between the two series means, *P*-value= 0.70; Levene's test for variances, *P*-value = 0.578; Kendall's coefficient of concordance, *P*-value = 0.44).

Almeria airport station (AL) is located 20 Km east from Campo de Dalias, and greenhouse facilities have more recently developed around the station, but it is not completely surrounded by them as MOJ and PAL. Granada (GR), Malaga (MA) and Murcia (MU) airports stations are located 120 km, 180 km and 170 km away from AL station, respectively. All stations selected are outside urban locations, whether in airports or rural experimental stations, so urban heat island effects can be neglected (except maybe MA). Every time series has undergone different quality controls, such as removal of outliers.

Annual trends in the raw data are derived using annual means based on daily maximum and minimum surface temperatures. Records for 1950-2013 were supplied by AEMET (Spanish Meteorological Agency) for AL, MA, MU and GR first order weather stations. Data are available from 1972 in GR and AL, and from 1950 in MA and MU, but only from 1983 in the study site stations MOJ and PAL. MOJ time series was obtained from IFAPA (Junta de Andalucía), and PAL series from Cajamar Foundation. All stations have automatic equipment and the data are widely held to be homogeneous and quality-controlled. Combined Land-Surface Air and Sea-Surface Water Temperature Anomalies (Land-Ocean

Temperature Index, LOTI) were obtained from NASA GISS website, and were used as global warming reference [http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata\\_v3/GLB.Ts+dSST.txt](http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata_v3/GLB.Ts+dSST.txt) (Hansen *et al.* 2006).

## 1.2. Statistical analyses

Piecewise regression, also known as segmented, broken-line or multi-phase regression, is a method in regression analysis where the response variable is cut off in two or more intervals and a line segment is fitted in each interval, with the constraint that the regression function will be continuous. Each line is connected at an unknown value called break-point, change-point or transition-point. Segmented regression is suitable for situations when the response variable shows abrupt changes in a few values of the explanatory variable. So, a segmented model between the mean response  $E[Y]$  and the explanatory variable  $Z$  is modeled by adding in the linear predictor the terms (Muggeo, 2008):

$$\beta_1 z_i + \beta_2 (z_i - \psi)_+$$

where  $(z_i - \psi)_+ = (z_i - \psi) \times I(z_i > \psi)$  being  $I(A) = 1$  if  $A$  is true. According to such parameterization,  $\beta_1$  is the slope of the left line segmented,  $\beta_2$  is the ‘difference-in-slopes’ and  $\psi$  is the break-point. In order to estimate break-points and slopes, we used the Muggeo’s approach (Muggeo, 2003), and the R package “segmented” (Muggeo, 2008). This approach consist of, given a starting values for the break-points,  $\tilde{\psi}$ , estimating the model by fitting iteratively the model

$$\beta_1 z_i + \beta_2 (z_i - \tilde{\psi})_+ + \gamma I(z_i > \tilde{\psi})^-$$

Where  $I(\cdot)^- = -I(\cdot)$  and  $\gamma$  a re-parameterization of  $\psi$ . The convergence of the algorithm implies that significant break-points are believed to exist.

We use smoothed scatter plots to provide the starting values for break-points and check that estimates and t value of difference-in-slope and the ‘gap’ are, large and small respectively, as conditions required to exist a break-point. Before estimating the linear models with segmented relationships, we have tested the residuals for normality, independence, homogeneous variability and linearity. In order to check for correlation we have used both a graph of the residuals over time and an autoregressive AR (Muggeo, 2003) variance structure to model the residuals. Both graphs, residuals over time and partial autocorrelation function showed that there were not any correlations. Ljung-Box test supported the hypothesis that all the data analyzed were independently distributed. We used Wald’s parametric test to check the significance of the slopes (Wald, 1940). We consider significant (very likely) our estimations of trends those with a 90-100% probability ( $p < 0.1$ ) (IPCC, 2013).

As a reference for piecewise regression fit assessment, conventional simple linear regression, by least squares method and quadratic (2<sup>nd</sup> order polynomial) regressions were applied to every series. Linear trends are the values of the slopes of the simple linear regression or segmented regression lines. R software, version 0.98.501 (RStudio, Boston, MA, USA) and IBM SPSS Statistics 20 (IBM Corporation, NY, USA) where used for statistical analyses.

## 3. RESULTS AND DISCUSSION

The historic annual mean temperature anomalies record from MOJ station is represented in Fig. 1. Simple linear regression fit shows a cooling trend of  $-0.22$  [ $-0.39$  to  $-0.01$ ] °C per decade ( $p < 0.01$ ) (Fig 2A, Table 1) for the period 1983-2013. However, the goodness of this fit is low ( $R^2=0.20$ ) and an eye inspection reveals that the decrease in temperatures is by no means constant. Two periods can be observed: warming from the beginning of data collection in 1983 until the maximum value in 1990, and cooling since then, with a drop in temperatures in the period 1999-2005. Since 2005, temperature seems to have stabilized, but keeping values well below the historic average of the series, with an average

anomaly of  $-0.43\text{ }^{\circ}\text{C}$  for the last decade (2003-2013). Fitting a piecewise regression model with one breakpoint, the R package *segmented* fixes it in 1989 (Fig. 2B). Alternatively, two breakpoints can be obtained, in 1999 and 2002 (Fig. 2C), obtaining the best fit of the four models tested (Table 1), but still indicating a weak correspondence between the data and the estimated model. However, and even though the fitted piecewise regression model is not accurate, it shows a superior behavior compared to conventional simple linear regression model. Only negative slopes were significant ( $p < 0.10$ ), (A, B2, and C2) suggesting a very likely cooling long term trend of temperatures in Campo de Dalías Area.

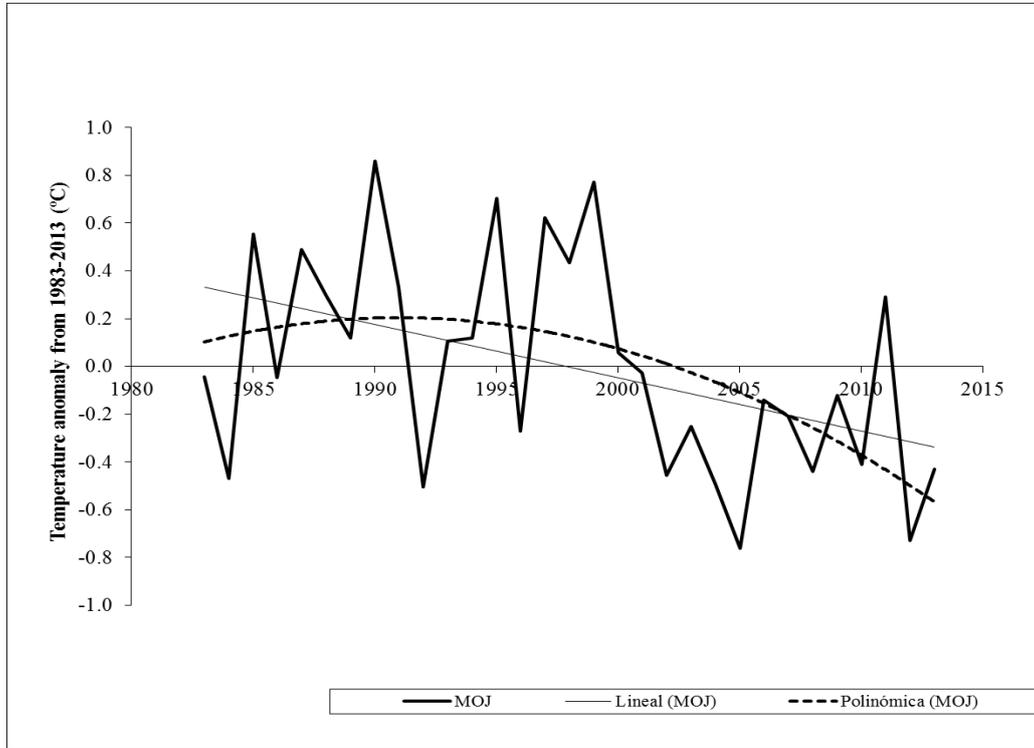


Figura 1. Campo de Dalías historic records of temperature (MOJ). Linear and quadratic regression fit lines.

Segment	Estimate	95% Confidence Interval		p-value	R <sup>2</sup>
A (Linear) (1983-2013)	<b>-0.02</b>	-0.01	-0.04	<b>0.01</b>	0.20
B1 (1983-1989)	0.15	-0.11	0.40	0.22	0.32
B2 (1989-2013)	<b>-0.03</b>	-0.05	-0.01	<b>0.00</b>	
C1 (1983-1999)	0.03	-0.01	0.07	0.19	0.45
C2 (1999-2002)	<b>-0.27</b>	-0.61	0.06	<b>0.10</b>	
C3 (2002-2013)	0.01	-0.06	0.08	0.75	

Table 1. SLOPES OF REGRESSION FIT (IN  $^{\circ}\text{C}$  PER YEAR) FOR MOJ SERIES FOR LINEAR AND PIECEWISE REGRESSION MODEL WITH 1 BREAKPOINT (B) OR 2 (C). SLOPES OF LINEAR SEGMENTS NUMBERED IN FIGURE 2. SIGNIFICATIVE VALUES IN BOLD ( $P < 0.1$ ).

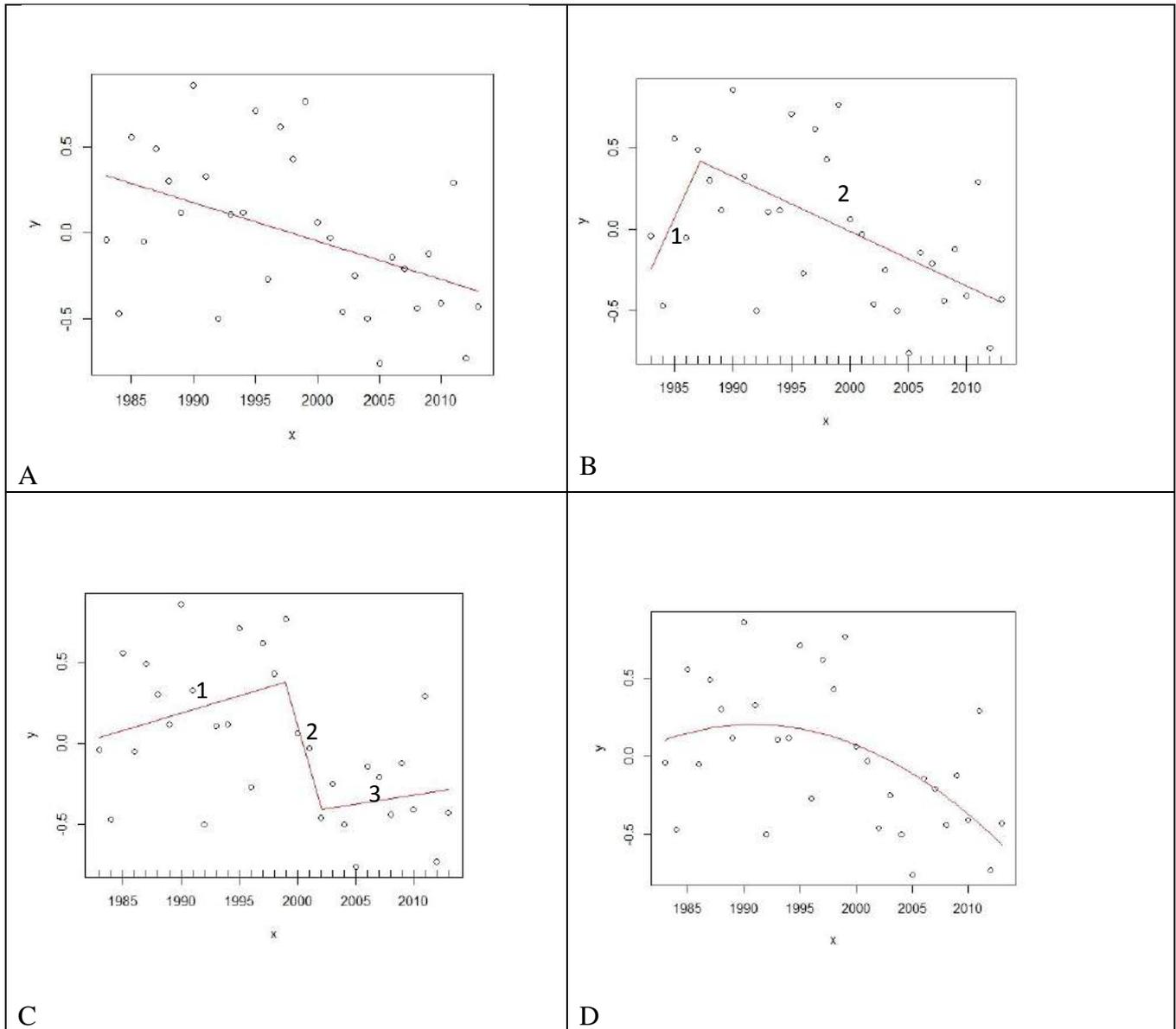


Figure 2. Regression models of Campo de Dalias temperature series (MOJ). A: Simple Lineal. B: Piecewise (1 breakpoint). C: Piecewise (2 breakpoints). D: Quadratic.

A casual eye inspection of SE Spain temperature series on the period 1972-2013 shows two clear periods in all of them (Fig. 3): a remarkable intense warming period, from 1972 until 1989/1990, and since then, a recent period of lower rates of temperatures increase up to 2013. The sharp drop in 1991 was transient in all global series, and was due to Mt. Pinatubo eruption. Simple linear regression slopes from 1972-2013 shows average warming trends in the region around 0.3-0.4 °C per decade, in accordance with the last period of global warming from the early 1970s (+0.17 °C per decade for GISS), but in contrast with the local cooling in Campo de Dalias MOJ series (Table 3).

Alternatively, piecewise regression models offer a better fitting in all series (Table 2), showing that this model represents the observations more accurately than the linear regression model generally used to describe climatic warming trends. In global series the goodness of fit ( $R^2$ ) for all models tested is much better than regional Spanish observational series, due in great part to averaging and smoothing processes in the elaboration of the GISS global series.

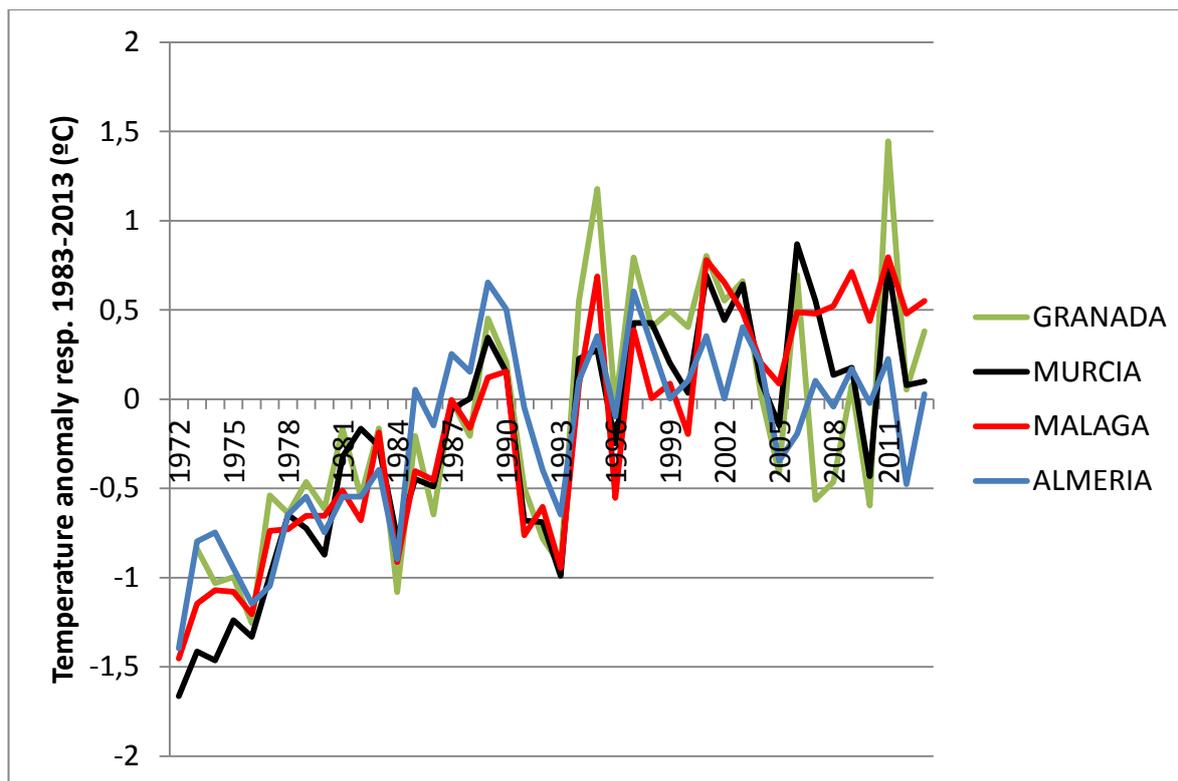


Figure 3. Mean annual temperature anomaly series from SE Spain.

Different points of changing trends and decreased warming were obtained after 1972 in every series: 1989 for AL (fixed by eye inspection), 2002 for MU, and 1999 for GR. In global GISS breakpoints were estimated by *R segmented* in 1971 and 2006, with a high goodness of fit ( $R^2 = 0.922$ ). No significant trend was detected for the most recent period (2006-2013) ( $p = 0.77$ ). Alternatively, we tested piecewise regression of GISS series, selecting by eye inspection commonly cited years (1910, 1944, 1976 and 1998) as fixed breakpoints, obtaining a similar goodness of fit ( $R^2 = 0.916$ ), suggesting a global warming slowdown from a significant trend of  $+0.22$  °C per decade in the period 1976-1998 to a no significant trend for 1998-2013.

The absence of significant trends from the last breakpoints in SE Spain series (Table 2), except MA, is a regional sign of the recent slow-down in warming trends that characterizes present global pause. However, differences in breakpoint location and trends are due to undetermined differences in local forcings that still need to be characterized. For instance, the absence of a significant trend from 2003-2013 in MOJ might be related to the stop in the growth of surface covered by greenhouses, around the year 2000 (San Juan, 2007). In MA no more breakpoints were obtained later than 1972 for the historic series, but local recent heat island effects around the airport station should be investigated.

	MOJ	AL	GR	MA	MU	GISS
Simple Linear (1972-2013)	<b>-0.22</b> (from 1983)	<b>+0.26</b>	<b>+0.32</b>	<b>+0.45</b>	<b>+0.41</b>	<b>+0.17</b>
R-squared	0.20	0.40	0.33	0.75	0.60	0.83
Piecewise (1breakpoint)	<b>-0.33</b> <i>1989</i>	-0.07 <i>1989</i>	-0.25 <i>1999</i>	<b>+0.44</b> <i>1972</i>	–	–
R-squared	0.32	0.67	0.44	0.64		
Piecewise (2 breakpoints)	+0.11 <i>2002</i>	---	----	---	-0.28 <i>2002</i>	+0.10 <i>1998</i>
R-squared	0.45				0.58	0.92

Table 2. RECENT TRENDS ESTIMATIONS, IN °C PER DECADE, MOJ, SE SPAIN AND GLOBAL (GISS) SERIES, EXPRESSED EITHER AS THE SLOPE SIMPLE LINEAR REGRESSION FROM 1972, OR FROM THE LATEST BREAKPOINT OF PIECEWISE REGRESSION MODEL (YEAR IN ITALICS) TO 2013. SIGNIFICATIVE TRENDS IN BOLD ( $p < 0.1$ ).

## 5. CONCLUSIONS

In conclusion, our results show that the generalized use of simple linear regression fits for the estimation of long term trends might not be sufficiently accurate in many cases, while piecewise regression models provide better fits. Moreover, suggesting extrapolations into the future based exclusively on regression fittings, as usual in mass media, should be considered as a mathematically inconsistent misuse of the model, as it is constructed with the only aim of minimizing de errors with respect to the observed data, and not taking into account generalization issues. Trends estimated by these techniques can just help explain the behaviour of the observed data, but proper climate modeling experiments must be used to support future projections of climate change. The 1998 global breakpoint in not significant in SE Spain, but breakpoints and recent slow-down in long term warming appear in some stations 10-20 years before that. However, and given the limited length of the series, we cannot suggest by our statistical analysis that present decreased rates of warming are inconsistent with historic variability of the series studied.

## REFERENCES

- Castilla, N. and Hernandez, J. 2005. The plastic greenhouse industry in Spain. *Chronica Horticulturae*, 45, 15–20
- Pulido-Bosch, A. *et al.*, 2000. Intensive agriculture, wetlands, quarries and water management. A case study (Campo de Dalias, SE Spain). *Environmental Geology*, 40, 163– 168.

- Fernandez, M. D. *et al.*, 2010. Measurement and estimation of plastic greenhouse reference evapotranspiration in a Mediterranean climate. *Irrigation Science* 28, 497-509
- Brunet *et al.*, 2006. The development of a new dataset of Spanish Daily adjusted Temperature Series (SDATS) (1850–2003). *International Journal of Climatology*, 26: 1777–1802
- Campra, P. *et al.*, 2008. Surface temperature cooling trends and negative radiative forcing due to land use change toward greenhouse farming in southeastern Spain. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Campra and Millstein, 2013. Mesoscale Climatic Simulation of Surface Air Temperature Cooling by Highly Reflective Greenhouses in SE Spain. *Environmental Science & Technology* 47, 21 12284-12290.
- Del Rio *et al.*, 2012. *Theoretical Applied Climatology*. Recent trends in mean maximum and minimum air temperatures over Spain (1961–2006), 109:605–626.
- Hansen, J., *et al.*, 2006. Global temperature change. *PNAS*, 103,14288-14293
- Happer, W., 2014. Why has global warming paused? *International Journal of Modern Physics*, 29, 7. 1460003
- IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F. *et al.* (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Mahmood, R., *et al.*, 2013. Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.3736
- Muggeo, V., 2003. Estimating Regression Models with unknown break-points. *Statistics in Medicine*, 22: 3055-3071.
- Muggeo, V., 2008. Segmented: An R Package to Fit Regression Models with Broken-Line Relationships. *R News*, 8(1): 20-25
- Wald, A., 1940. The fitting of straight lines if both variables are subject to error. *Annals of Mathematical Statistics*, 11: 284-300.
- Pielke Sr., *et al.*, 2011. N. Land use/land cover changes and climate: Modeling analysis and observational evidence. *WIREs Climatic Change*, 2:828–850. DOI: 10.1002/wcc.144.
- Estrada, F. *et al.*, 2013. Statistically derived contributions of diverse human influences to twentieth-century temperature changes. *Nature Geoscience*, Vol. 6, N. 12, pp. 1050-1055
- Easterling, D.R., 2009. Is the climate warming or cooling? *Geophysical Research Letters*, 36, L08706
- Kaufmann R.K. *et al.*, 2011. Reconciling anthropogenic climate change with observed temperature 1998–2008. *PNAS*, vol. 108 no. 29, 11790–11793.
- Karl T.R. *et al.*, 2000. The record breaking global temperatures of 1997 and 1998: Evidence for an increase in the rate of global warming? *Geophysical Research Letters*, 27, 5, pp. (719-7229

Sanjuan, J. F., (2007). Deteccion de la superficie invernada en la provincia de Almeria a traves de imagenes Aster, edited by I. M. Cuadrado-Gomez, Fundacion para la Investigacion Agraria de la Provincia de Almeria, Almeria.

Tomé, A. R., and P. M. A. Miranda, 2004. Piecewise linear fitting and trend changing points of climate parameters. *Geophysical Research. Letters.*, 31, L02207

Cabello J, Alcaraz-Segura D, Ferrero R, Castro A, Liras E (2012) The role of vegetation and lithology in the spatial and inter-annual response of EVI to climate in drylands of Southeastern Spain. *Journal of Arid Environments*, 79: 76-83

Kalnay, E., and Cai, M. Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature* 423.6939 (2003): 528-531.

Montávez, J. P., A. Rodríguez, and J. I. Jiménez (2000), A study of the urban heat island of Granada, *Int. J. Climatol.*, 20, 899–911.

Vautard, R., P. Yiou, and G. J. van Oldenborgh, 2009: Decline of fog, mist and haze in Europe over the past 30 years. *Nature Geosci.*, 2, 115–119



# ANÁLISIS EXPERIMENTAL DE UN “TROYANO”: EL EFECTO URBANO (UHI) SOBRE LAS TEMPERATURAS

José QUEREDA SALA, Enrique MONTÓN CHIVA,  
Belén MOLLÁ CANTAVELLA, Victoria QUEREDA VÁZQUEZ

*Estación de Climatología Aplicada*

*Laboratorio de Clima, Universitat Jaume I*

quereda@uji.es, montone@uji.es, bmolla@uji.es, mquereda@uji.es

## RESUMEN

El presente trabajo ofrece los recientes resultados de un plan experimental de investigación, iniciado en el año 2001, cuyo objetivo ha sido analizar los procesos térmicos inherentes al efecto de urbanización. Un efecto de isla de calor (UHI, *Urban Heat Island*) que, aunque innegable, es muy controvertido en su importancia. Los resultados preliminares bajo nuestro diseño inicial del campo de observación, han permitido mejorar y completar las observaciones a lo largo de los primeros trece años del actual siglo XXI (2001-2013).

Los resultados obtenidos, tanto en la red universitaria de estaciones automáticas y de AEMET, como en la imagería de teledetección (NOAA) permiten confirmar tanto la naturaleza del fenómeno como su importante magnitud. Estos resultados permiten considerar que el UHI podría comportarse como un “troyano” en los análisis sobre la evolución de las temperaturas regionales y globales. Consecuentemente, soslayando este proceso, un verdadero talón de Aquiles de las tendencias térmicas, se podría estar cometiendo un grave sesgo en los análisis de la evolución de las temperaturas, principal eje de la hipótesis de cambio climático.

**Palabras clave:** temperaturas, efecto urbano, UHI (*Urban Heath Island*), homogeneidad, cambio climático.

## ABSTRACT

This work presents the results of a recent experimental research plan, launched in 2001 and whose goal was to analyze the thermal processes around the effect of urbanization. A heat island effect (UHI, *Urban Heat Island*) that although undeniable, is very controversial in its importance. The results, obtained under our initial design of observation field, have been able to improve and complete observations along the first thirteen years of the current century (2001-2013).

The results have been derived from both the own university network of automatic stations and AEMET network. The remote sensing imagery from NOAA satellites confirms the nature of the phenomenon and its significant magnitude. Results support the conclusion that the UHI could behave as a real Trojan on the analysis of the evolution of regional and global temperatures. Consequently bypassing this process, a real Achilles' heel over temperature trends, we could be making a serious bias in the analysis of the evolution of temperatures, the main axis of the climate change scenarios.

**Key words:** Temperatures, urban effect, UHI (*Urban Heath Island*), homogeneity, climatic change.

## 1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de las tres últimas décadas ha venido desarrollándose un notabilísimo esfuerzo de investigación concerniente a las variaciones climáticas y a la influencia del hombre sobre el

clima. No obstante, toda una serie de procesos no climáticos erizan de dificultades e incertidumbres la analítica de la evolución de la temperatura regional o global. Estas inseguridades se plantean especialmente en las series históricas de los principales observatorios mundiales. Y a pesar del riguroso empleo de las técnicas estadísticas más sofisticadas en el análisis, la inseguridad en la detección de heterogeneidades, y consecuentemente de tendencias significativas, debe tenerse en cuenta en todas las conclusiones alcanzadas sobre la magnitud de calentamiento observada (Mitchell *et al.*, 1966; Sneyers, 1975; Easterling and Peterson, 1992; Lamarque and Jourdain, 1994; Easterling *et al.*, 1997; Moberg and Alexandersson, 1997).

Sin duda alguna, el más sutil e importante de estos procesos no climáticos es el efecto térmico urbano (Kukla *et al.*, 1985; Lee, 1992; Lockwood, 1998; Quereda *et al.*, 2004; Quereda *et al.*, 2009). Este fenómeno ya fue reconocido a comienzos del siglo XIX por Luke Howard (1810), mostrando que la temperatura de un área metropolitana era significativamente mayor que en las áreas rurales circundantes. Este efecto es hoy bien reconocible en la imaginería infrarroja AVHRR (Quereda *et al.*, 2009). Un hecho que obliga a plantearse una cuestión clave: ¿Las áreas urbanas están contribuyendo a la observada tendencia de calentamiento que fundamenta la hipótesis del cambio climático?

Las respuestas ofrecidas dentro del mundo científico muestran que, si bien el efecto UHI (Urban Heat Island) parece innegable, su importancia es muy controvertida. El paradigma de esta encrucijada en las investigaciones viene configurado en los mismos protocolos científicos del IPCC. Así, el Fourth Assessment (IPCC, 2007) aun reconociendo el efecto del microclima de las ciudades, señalaba que su efecto era local y prácticamente despreciable en la tendencia regional o global. La magnitud no superaría el 0,002°C por década desde 1900 y que, bajo la influencia oceánica, el UHI global tendería a cero. En síntesis no existirían evidencias de que el calentamiento alterase la tendencia global de las temperaturas (K.E. Trenberth, 2007). Sin embargo, el Fifth Assessment del IPCC (2013) ha comenzado a revisar profundamente esas consideraciones relativas al UHI. Los análisis del proceso en China y en otras áreas industrializadas han justificado la revisión. Así, diversos investigadores, comparando la temperatura de áreas urbanas y áreas rurales, han llegado a la conclusión de que el efecto urbano puede representar entre el 40 y el 80 % del valor de la tendencia observada en las últimas décadas (Ren *et al.*, 2007, Yan *et al.*, 2010). Simultáneamente, en USA, McKittrick and Michaels (2007) han concluido que la mitad del valor de la tendencia del calentamiento observada entre 1980 y 2002 podría proceder de cambios en los usos de superficies. Estas magnitudes que han tratado de ponderarse o reducirse mediante medidas de reanálisis y de satélite (Parker, 2011; Jones *et al.* 2012; Vose *et al.*, 2012). Reducciones que no han evitado una profunda revisión de las afirmaciones del cuarto informe. Así, Efthymiadis and Jones (2010), concluyen que la influencia urbana sería de 0,02 ° C por década y hasta un 15 % del “trend” global del calentamiento registrado entre 1951 y 2009.

Menos categóricas se han mostrado las investigaciones desarrolladas sobre el efecto térmico urbano en la Península Ibérica y su fachada mediterránea. Ciertamente no han faltado reconocimientos sobre la importancia de este proceso en algunas grandes urbes, Madrid, Barcelona, Córdoba, Granada (López Gómez *et al.* 1988; Arroyo Ilera y Fernández García, 1991; Domínguez Bascón, 1999; Puigcercer y Zanón, 1999; Montávez, *et al.* 2000), sin embargo la mayor parte de las investigaciones concluyen que la tendencia de calentamiento es inequívoca tanto en los observatorios urbanos como en los rurales. Una tendencia que se manifiesta sin diferencias estadísticas significativas entre las temperaturas máximas y las temperaturas mínimas (Brunet *et al.*, 2007) y en la oscilación diurna de temperatura (DTR) (El Kenawy *et al.* 2012). Asimismo aparecería reflejada igualmente en los extremos térmicos estivales (Miró *et al.* 2006; Fernández Montes *et al.*, 2013), aunque el valor de incremento de los valores extremos haya sido inferior al de las temperaturas medias (Acero *et al.* 2014).

Ante tan controvertida discusión científica, el efecto de la urbanización, junto a los restantes efectos no climáticos, está justificando una incesante búsqueda de técnicas comparativas de homogeneización mediante algoritmos (Venema *et al.*, 2012). Así, junto a los test de homogeneidad interna, los test de homogeneidad relativa han permitido un aceptable control de homogeneidad y corrección de heterogeneidades. Una de las técnicas más utilizadas se ha basado en la metodología expuesta por Alexandersson (1986) y Alexandersson and Moberg (1997). Esta metodología SNHT (*Standard Normal Homogeneity Test*), recogiendo las principales formulaciones estadísticas proporciona, hoy por hoy, una de las mejores aproximaciones al problema de tratamiento de las heterogeneidades y “ruidos” en las series climáticas temporales.

Sin embargo, para ello es obligado definir una serie de referencia con las diferentes series y en la que las heterogeneidades queden difuminadas. Ciertamente, aquí podría radicar una debilidad del método. En efecto, el procedimiento consiste en promediar series homogéneas o no, que desgraciadamente son la mayor parte. Si ello permite la mayor parte del tiempo detectar las rupturas de homogeneidad sobre la serie en test, es preciso no olvidar que los coeficientes correctores deducidos de la serie de diferencias o ratios están sesgados. El corregir una serie a partir de otra serie de referencia implica generalmente la igualación de las tendencias de la serie corregida y de la serie de referencia. De este modo, si no se está seguro de la calidad de la serie de referencia, lo que es a priori el caso, los resultados pueden ser falsados.

## 2. UN ANÁLISIS “EXPERIMENTAL” DEL EFECTO TÉRMICO URBANO

Este efecto térmico urbano podría estar constituyendo un auténtico “troyano” en el análisis de la evolución térmica. La verdadera “elevación natural” de la temperatura, corregida del efecto urbanización, podría ser mucho más reducida de lo que los estudios y modelos preconizan. Ello viene a justificar una investigación de un proceso que puede estar constituyendo un gran sesgo en el estudio de la evolución térmica, verdadero eje de la hipótesis de cambio climático (Lee, 1992; Quereda *et al.*, 2000). El reciente Plan Nacional para el Cambio Climático en España (MIMAM, 2007) señala en su preámbulo “no es lo mismo planificar una adaptación para un horizonte de calentamiento de 2 °C que para otro de 4 °C”.

### 2.1. El dispositivo observacional

Todas estas interrogantes -esencialmente ¿cuál es la magnitud del efecto urbano?- han determinado que hayamos abordado el análisis específico del efecto térmico urbano, con el recurso complementario a la imaginería infrarroja AVHRR, a través de la evolución de la temperatura en los albores del siglo XXI (2001-2013), correspondiente a los registros de cinco estaciones de observación emplazadas en el área de la ciudad de Castellón (Fig. 1). Esta ciudad ha experimentado un notable incremento demográfico en las últimas décadas ya que en 1970 tenía 93.000 habitantes y en 2010 está próxima a los 200.000 habitantes.

De esas cinco estaciones de observación, cuatro observatorios (Casino Antiguo, UJI, Port e Isleta) corresponden a la red de estaciones automáticas de la Universitat Jaume y el quinto, al observatorio de primer orden de Castellón-Almazora (AEMET, Agencia Estatal de Meteorología). La selección de observatorios ha estado dirigida, tal como muestra la figura 1, a registrar la temperatura en el mismo centro urbano de Castellón de la Plana (Casino Antiguo) y, simultáneamente, en la periferia de la ciudad, observatorios AEMET, UJI, Port e Isleta. Todas estas estaciones han sido rigurosamente calibradas con dos equipos (CASELLA-DAVIS Instrument) en cada una de ellas. En el observatorio central del Casino se ha utilizado la estación situada a 5 metros sobre la terraza, y en la UJI la estación exterior del campus.

Asimismo, la misma estación portuaria está ubicada a 1,5 Km de la estación más alejada de la influencia urbana, la estación marina sobre la Plataforma de BPOil (Isleta) (Fig. 2).



Fig. 1: Red de estaciones utilizadas en el presente estudio



Fig. 2. Estación marina Isleta, BP Oil Platform, coordenadas  $39^{\circ}56'42''N$  y  $00^{\circ}01'36''E$ , frente a la estación meteorológica del Port (al fondo).

## 2.2. Los resultados del análisis experimental

Los registros meteorológicos aquí analizados han cubierto el período reciente 2001-2013. En este período el funcionamiento del observatorio de AEMET se ha simultaneado con las cuatro estaciones automáticas de la red universitaria, aportando una experiencia de alto valor en lo concerniente al estudio del efecto de calor urbano.

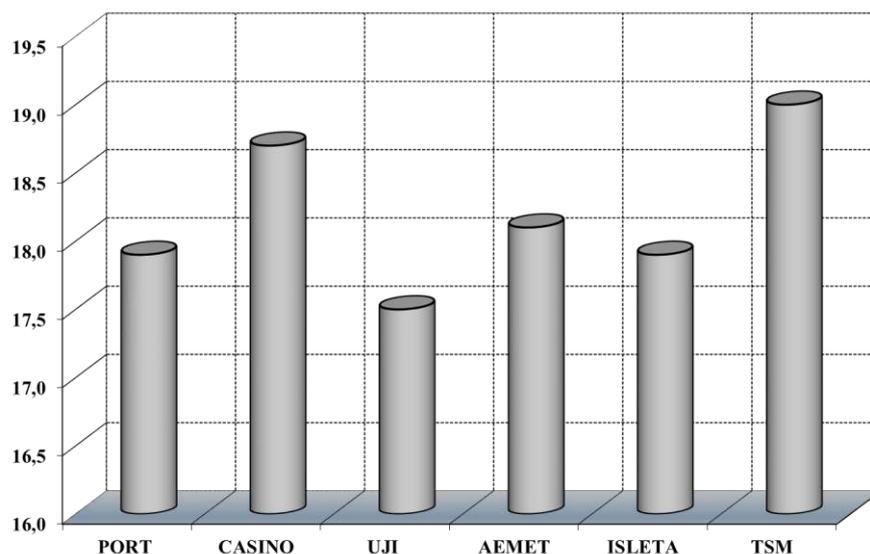


Fig. 3: Temperatura media anual en los distintos observatorios (2001-2013).

La temperatura media anual (Fig. 3) muestra la gran diferencia del valor entre la estación del Casino Antiguo, ubicada en el mismo centro de la ciudad, 18,7 °C, y el de las otras cuatro estaciones meteorológicas, ubicadas en la periferia urbana, con promedios de entre 17,5 °C (UJI), 18,1 °C (AEMET), 17,9 °C (Port). Este mismo valor de temperatura media de la estación del Port ha sido idéntico, 17,9 °C, al de la estación de la Isleta de BPOil, a 14 metros sobre la superficie del mar e inferior al valor medio de la temperatura superficial marina (TSM) de 18,9 °C (Fig. 3)

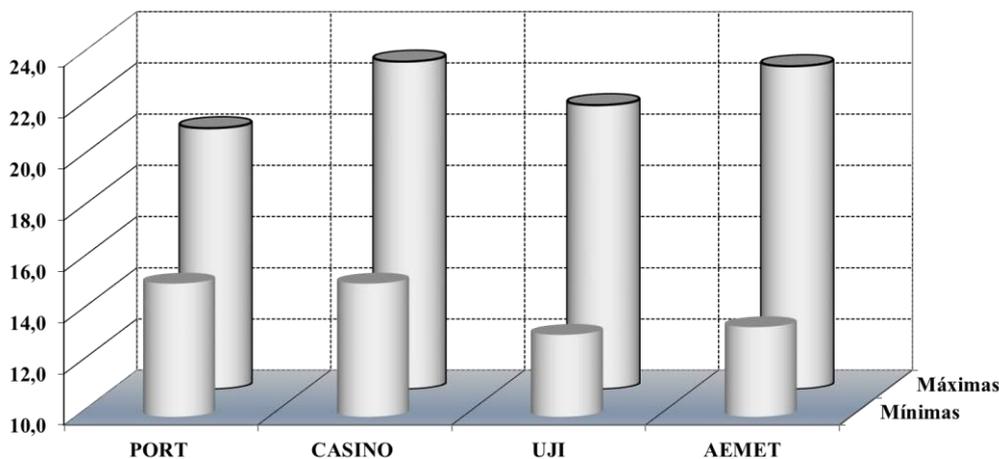


Fig. 4: Temperaturas medias de máximas y mínimas

Estos resultados permiten evaluar la gran magnitud que el UHI puede estar adquiriendo en observatorios que actualmente establecen sus registros en el interior de áreas urbanas. Así, con respecto a los observatorios periféricos de la ciudad de Castellón, la temperatura en el centro urbano (Casino) quedaría unos 0,6 °C superior al observatorio de AEMET, y 1,2 °C y 0,8 °C, con respecto a las estaciones de la UJI y del Port respectivamente. Este valor de 1,2 °C podría definir la magnitud máxima actual del UHI en la ciudad de Castellón.

Esta influencia urbana se pone también de manifiesto en el diferenciado gradiente térmico que entre el centro urbano y la periferia establecen las temperaturas medias de máximas y, especialmente, las medias de mínimas (Fig. 4). Las temperatura mínimas medias ofrecen una diferencia de 2 °C entre la estación universitaria (UJI) y el Casino, diferencia que es de 1,7 °C entre el Casino y AEMET. No obstante, parece existir una similitud de los valores obtenidos en el Casino y el Port (15,2 °C). Esto parece poner de manifiesto la gran influencia urbana sobre la estación portuaria. El hecho de que el UHI sea más notable en esta estación que en el resto de la periferia puede deberse a la predominante “brisa nocturna” (mayor en verano) que actuaría de tierra a mar, es decir desde el centro de la ciudad hacia la costa. Además, la estación Port, situada en el extremo del dique portuario del faro, actúa en una interfase atmósfera-mar dominada por una temperatura superficial del mar media anual de 19 °C y de 14,9 °C en las medias de las mínimas (Quereda, 1985, 1990; Quereda et al, 2002, 2006). Así, el papel termostático del mar parece ser también determinante, unido al efecto urbano, sobre las temperaturas mínimas.

### 3. ¿LAS ÁREAS URBANAS ESTAN CONTRIBUYENDO A LA TENDENCIA DE CALENTAMIENTO QUE FUNDAMENTA EL CAMBIO CLIMÁTICO?

Nos hallamos ante la cuestión clave del proceso del UHI. Verdaderamente la respuesta que se desprende de nuestra analítica experimental es plenamente afirmativa. Una respuesta que nos conduce a interrogarnos sobre ¿cuál sería la tendencia en la temperatura obtenida en las series históricas de la región mediterránea si eliminásemos el efecto urbano? Sin extrapolar a otros ámbitos, puede responderse a través de la evolución térmica registrada en los 22 principales observatorios de las regiones de Valencia y de Murcia.

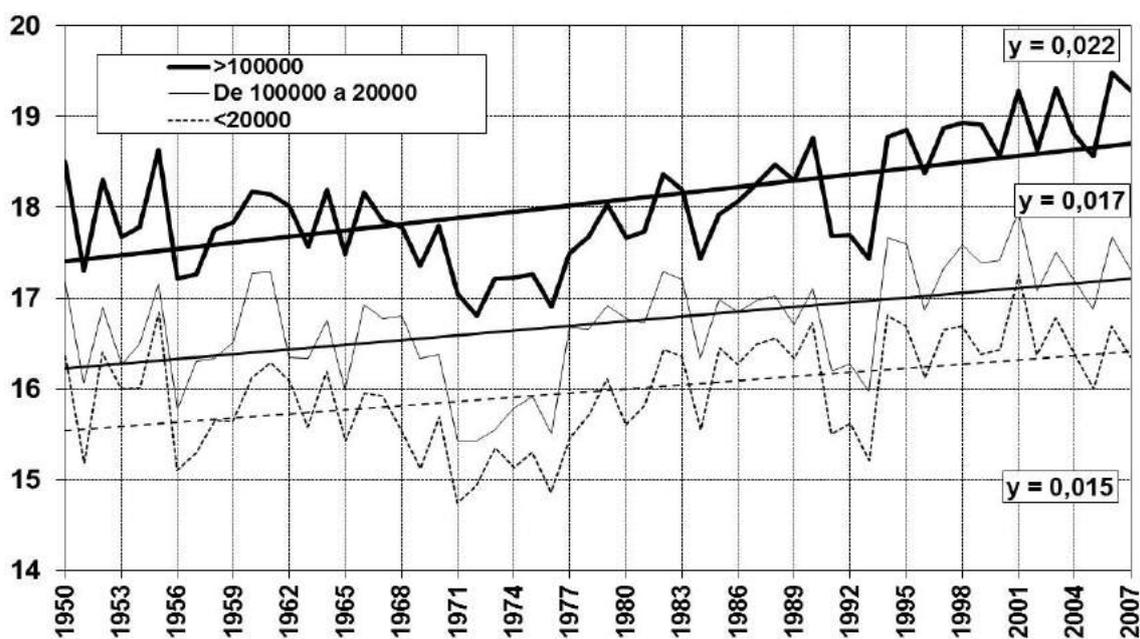


Fig. 5: Evolución y tendencia (°C/década) de la temperatura media anual en las 22 series históricas, con más de 60 años, según los habitantes del núcleo de población, de las comunidades de Valencia y de Murcia (AEMET).

La figura 5 muestra la evolución histórica y tendencia de las temperaturas medias en los observatorios de Valencia y de Murcia (1950-2007), debidamente tratadas y corregidas con el

test de homogeneidad SNHT. El valor de “trend” es netamente más elevado en las series de los observatorios de las grandes capitales (Murcia, Elche, Alicante, Valencia y Castellón) que en los núcleos menores. Ello equivaldría a un aumento térmico de 1,3 °C en los grandes núcleos urbanos frente al 0,9 °C en los núcleos menores de 20.000 habitantes. Una diferencia que podría mostrar la innegable existencia del UHI. En síntesis, comparando la diferencia total de aumento térmico (1950-2007) entre los observatorios de las grandes ciudades regionales (1,3 °C) y el de los núcleos menores (0,9 °C), el valor del UHI con respecto a los observatorios “rurales” alcanzaría 0,4 °C, un valor ligeramente inferior al de 0,6 °C que, en nuestra experiencia, se registra entre el centro urbano de Castellón y la estación de AEMET.

#### 4. LA DETECCIÓN DEL EFECTO TÉRMICO URBANO A TRAVÉS DE LAS IMÁGENES NOAA

La mejor validación de los procesos de UHI analizados viene aportada por las técnicas de teledetección. Sin duda alguna el contraste de los espacios urbanos sobre el resto puede constituir una de las aplicaciones más interesantes de la teledetección.

De este modo, y ante la importancia que el efecto isla urbana de calor puede estar teniendo en esos “ruidos” que encierran las series de temperatura, hemos procedido a resaltar el proceso mediante las imágenes de satélite. Las imágenes utilizadas proceden del satélite NOAA. Situados a una altitud media de 833 Km, poseen una resolución espacial de 1 x 1 Km (1,1 Km píxel en el nadir). Actualmente están operativos el NOAA-18 y NOAA-19. El sensor que transportan los satélites actuales es el AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), cuyos filtros proporcionan información multiespectral en el rango del visible al infrarrojo térmico mediante seis canales. De ellos, los canales 4 y 5 filtran el infrarrojo térmico (en 10,8 y 11,5  $\mu\text{m}$  respectivamente) y son los especialmente utilizados para extraer información acerca de las temperaturas.

La adquisición de la citada imagerie se ha realizado en el Laboratorio de Climatología de la Universitat Jaume I, mediante estación DARTCOM y antena rotatoria de recepción. La calibración y navegación de las imágenes se realiza siguiendo las indicaciones de la NOAA KLM User’s guide, integradas en el software SIAMIV. Tras su recepción, para obtener temperaturas de la superficie terrestre es necesario aplicar un procesado, consistente en tres fases (Quereda *et al.*, 2004):

- 1) La eliminación de aquellos píxeles cubiertos o contaminados por nubes mediante una serie de máscaras.
- 2) La estimación de la emisividad a través de los umbrales del índice NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), calculado mediante la información de los satélites Landsat.
- 3) La aplicación del algoritmo de temperatura o asignación de píxeles mediante un algoritmo de máxima verosimilitud, basado en la técnica del *split-window* o ecuación bicanal (McMillin, 1975; Sobrino and Raissouni, 2000).

Las imágenes ponen de manifiesto la existencia de ese foco de calor que representan las áreas urbanizadas y de actividad humana, un eje entre el mar y la zona rural. Especialmente en la imagerie nocturna y de madrugada es cuando la asignación algorítmica de temperatura en los píxeles se muestra más nítida y contrastada. En cambio, las imágenes obtenidas durante los períodos diurnos y con máxima insolación son poco contrastadas entre espacios urbanos y rurales, habida cuenta de la bajísima capacidad conductora de los suelos y, consecuentemente, de la notable elevación térmica que pueden experimentar durante los períodos de mayor incidencia solar.

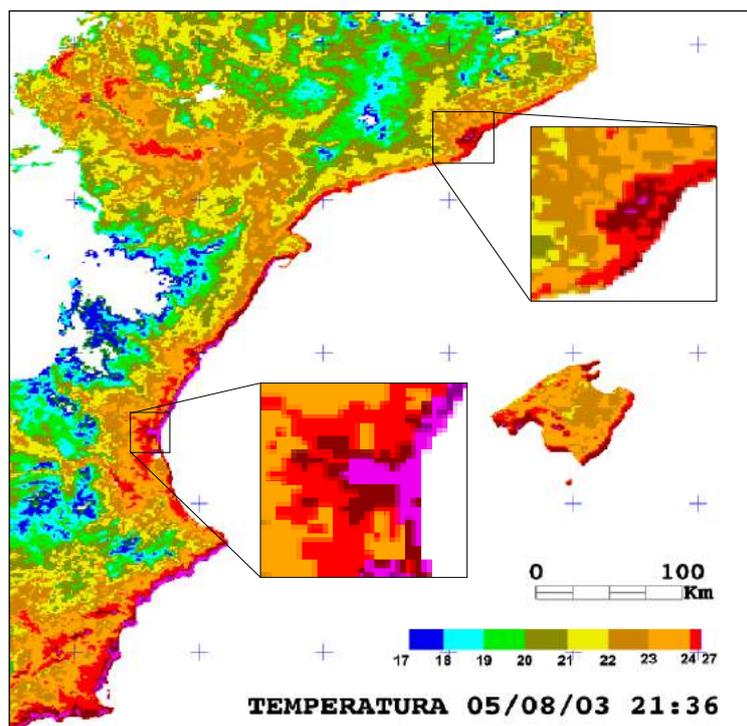


Fig. 6: Imagen NOAA, día 5-8-2003. Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I.

Este es el caso ilustrado en la figura 6 y correspondiente al día 5 de agosto de 2003. En la imagen se puede observar la perfecta delimitación de las áreas urbanizadas a tenor de los píxeles más cálidos. La notable conurbación litoral y su concentración de actividades se manifiestan en esos valores térmicos de 30 °C a comienzos del período nocturno y que contrastan netamente con el entorno rural, con notables gradientes térmicos. La imagen NOAA pone igualmente de manifiesto que las grandes ciudades de Barcelona y Valencia dilatan más estas células de calor, al igual que las extensas áreas de conurbación litoral de Alicante y Murcia, así como sobre la bahía de Palma de Mallorca.

En cambio, en la imagen de la figura 7, correspondiente al mismo día aunque durante el período de máxima insolación, la asignación algorítmica de píxeles muestra el intenso caldeoamiento de áreas interiores semiáridas y continentalizadas. Es por ello por lo que los procesos urbanos son menos discernibles estadísticamente sobre las temperaturas máximas, donde factores como la irrigación y el aumento de superficies reflectantes pueden, incluso, disminuir las temperaturas máximas.

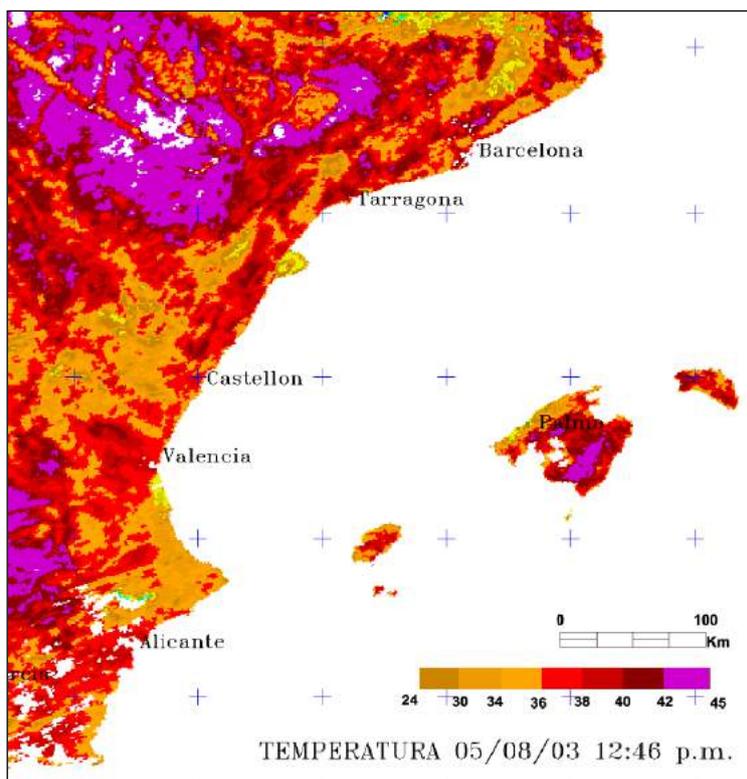


Fig. 7: Imagen NOAA, día 5-8-2003. Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I.

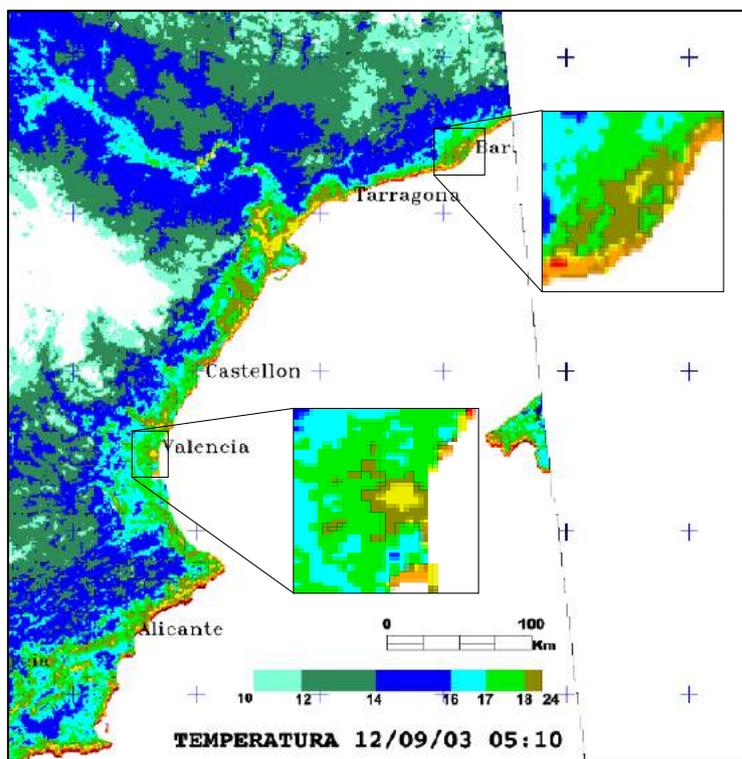


Fig. 8: Imagen NOAA, día 12-9-2003, Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I.

Todos estos procesos pueden ser igualmente observados sobre imágenes correspondientes al mes de septiembre de 2003. La imagen, correspondiente al día 12 de septiembre (Fig. 8), permite observar en el campo térmico de las temperaturas mínimas, poco antes de la salida del sol, la delgada conurbación litoral de calor sobre las áreas urbanas y de actividad litoral.

## 5. CONCLUSIONES

El presente trabajo muestra los resultados de un plan experimental de investigación, especialmente diseñado para analizar los procesos térmicos inherentes al efecto de urbanización. Este análisis se ha realizado a través de dos técnicas complementarias. La primera, y básica, ha consistido en el registro de las temperaturas durante el período 2001-2013, en una red de cinco estaciones meteorológicas ubicadas en el área urbana, suburbana y marítima de la ciudad de Castellón. De esas cinco estaciones de observación, cuatro observatorios (Casino Antiguo, UJI, Port e Isleta) corresponden a la red de estaciones automáticas de meteorología de la Universidad Jaume y el quinto, al observatorio de primer orden de Castellón-Almazora (AEMET-A500). La segunda técnica ha sido el recurso a la teledetección mediante la imaginería infrarroja AVHRR, sistema DARTCOM, recibida y tratada en el Laboratorio de Climatología de la Universidad Jaume I.

Los resultados obtenidos han tratado de responder a las dos cuestiones claves del proceso: ¿Cuál sería la magnitud? y ¿está afectando al valor del “trend” regional de las temperaturas? La magnitud promedio del UHI ha oscilado entre un valor de 0,6 °C y 1,2 °C. Ello podría afectar significativamente al valor del “trend” regional de las temperaturas, ya que el valor de la tendencia adquiere magnitudes más elevadas a medida que se analiza sobre núcleos de población mayores.

## 6. REFERENCIAS

- Acero, F. J., García, J. A., Gallego, M. C., Parey, S. y Dacunha-Castelle, D. (2014). “Trends in summer extreme temperatures over the Iberian Peninsula using nonurban station data”, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, JD020590, pp. 35-93.
- Alexandersson. H. (1986). “A homogeneity test applied to precipitation data”. *International Journal of Climatology*, 6, pp. 661-675.
- Alexandersson. H. y Moberg, A. (1997). “Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends”. *International Journal of Climatology*, 17, pp. 25-34.
- Arroyo Ilera, F. y Fernández García, F. (1991). *Aproximación al conocimiento del confort térmico urbano de Madrid*, Col. Estudios, Universidad Autónoma de Madrid, 109 pp.
- Brunet, M., Jones, P. D., Sigró, J., Saladié, O., Aguilar, E., Moberg, A., Della-Marta, P. M., Lister, D., Walther, A. y López, D. (2007). “Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850–2005”, *J. Geophys. Res.*, 112, D12117.
- Dominguez Bascón, P. (1999). *Clima, Medio Ambiente y Urbanismo en Córdoba*. Estudios Cordobeses. 340 pp.

- Easterling, D. R. y Peterson, T. C. (1992). “Techniques for detecting and adjusting for artificial discontinuities in climatological time series: a review”. *5th International Meeting on Statistical Climatology*, June 22-26, 1992, Toronto, pp. J28-J32.
- Easterling, D. R., Horton, B., Jones, P. D., Peterson, T. C., Karl, T. R., Parker, D.E., Salinger, M. J., Razuvayev, V., Plummer, N., Jamason, P. y Folland, C. K. (1997). “Maximum and minimum temperature trends for the globe”. *Science*, 277, pp. 364–367.
- Efthymiadis, D. A. y Jones, P. D. (2010). “Assessment of Maximum Possible Urbanization Influences on Land Temperature Data by Comparison of Land and Marine Data around Coasts”. *Atmosphere*, 1, pp. 51-61.
- Fernández-Montes, S., Rodrigo, F. S., Seubert, S. y Sousa P. M. (2013). “Spring and summer extreme temperatures in Iberia during last century in relation to circulation types”. *Atmospheric Research*, Volumen 127, pp. 154-177
- Howard, L. (1818). *The climate of London, deduced from Meteorological observations, made at different places in the neighbourhood of the metropolis*, London, W. Phillips, 2 vols. 1818, 183 pp. Rev. ed. 1833, Harvery and Darton, London.
- IPCC Working Group I Fifth Assessment Report, Climate Change 2013: *The Scientific Basis*. Available online at: <http://www.gcrio.org/online.html>.
- IPCC Working Group I Four Assessment Report (2007). *Climate Change 2007: The Scientific Basis*. Available online at: <http://www.gcrio.org/online.html>.
- Jones, P. D., Lister, D. H., Osborn, T. J., Harpham, C., Salmon, M. y Morice C. P. (2012). “Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010”. *Journal of Geophysical, Research-Atmospheres*, 117, D05127, 46 pp.
- Kenawy, A., López-Moreno, I. y Vicente-Serrano, S. M. (2012). “Trend and variability of temperature in northeastern Spain (1920–2006): linkage to atmospheric circulation”. *Atmospheric Research*. 106, pp. 159–180.
- Kukla, G., Gavin, J. y Karl, T. R. (1985). “Impact of urban heating on recent temperature trends in eastern and central North America”, in: *Third Conference on Climatic Variations and Symposium on Contemporary Climate 1850-2100*, American Meteorological Society, Los Angeles, California, pp. 23-24.
- Lamarque, Ph. y Jourdain, S. (1994). “Production of long and homogeneous climatological series for the study of the climatic evolution”, *The Meteorology* 8th series 7, pp. 61-69.
- Lee, D. O. (1992). “Urban warming? An analysis of recent trends in London’s heat island”, *Weather* 47, pp. 50-56.
- Lockwood, J. G. (1998). “Future trends in daytime and night-time temperatures”, *Weather*, 53, pp. 72-78.
- Lopez Gomez, A., Lopez Gómez, J., Fernández García, F. y Arroyo Ilera, F. (1988). *El clima urbano de Madrid, La isla de calor*. Madrid, CSIC, 200 pp.

Mckittrick, R. R. y Michaels P. J. (2007). “Quantifying the influence of anthropogenic surface processes and inhomogeneities on gridded global climate data”. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 112.

McMillin, L. M. (1975). “Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption”. *Journal of Geophysical Research*, 80, pp. 5113-5117.

MIMAM (2007). *Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático*.

Miró J. J., Estrela M. J. y Millán, M. (2006). “Summer temperature trends in a Mediterranean area (Valencia region)”. *International Journal of Climatology* 26, pp. 1051–1073.

Mitchell, J. R., Dzerdzeevskii, J. M., Flohn, H., Hoymeyr, W. L., Lamb, H.H., Rao, K. N. y Wallen, C. C. (1966). *Climatic change*, T. note N° 79, WMO, Ginebra, p. 78.

Moberg, A. y Alexandersson, H. (1997). “Homogenization of Swedish temperature data”, Part II: Homogenized gridded air temperature compared with a subset of global gridded air temperature since 1861, *International Journal of Climatology*, 17, pp. 35-54.

Montávez, J. P., Rodríguez, A. y Jiménez, J. I. (2000). “A study of the urban heat island of Granada”, *Int. J. Climatol.*, 20, pp. 899–911.

Parker, D. E. (2011). “Recent land surface air temperature trends assessed using the 20th century Reanalysis”. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 116, D20125.

Puigcerver y Zanón, M. (1999). *Curs secular de la temperatura a l'observatori Fabra: una anàlisi preliminar*. Sesión inaugural del Curso 1999-2000, de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, 957, Vol. LVIII, núm. 2, 74 pp.

Quereda J., Montón, E. y Escrig, J. (2002). “Los procesos interactivos atmósfera-mar en la climatología mediterránea”, *El Agua y el Clima*, Asociación Española de Climatología, A, 3, Mallorca, pp. 53-62.

Quereda J., Montón, E. y Escrig, J. (2006). “La temperatura superficial del mar como señal de alerta en las grandes ciclogénesis mediterráneas”, *Colección Casa de Velázquez*, Universidad de Alicante Vol. 95, pp. 91-115.

Quereda Sala, J. (1990). “Intense cyclones in the Spanish Mediterranean”, *Weather*, Royal Meteorological Society 45, 7, pp. 278-280, Reino Unido.

Quereda Sala, J. (1985). “Ciclogénese et convection dans le Levant Espagnol”, *La Météorologie*, Société Météorologique de France, CNRS, VII, 6, pp. 5-10.

Quereda, J. y Montón, E. (2012). *Un “Troyano” en el cambio climático*. Editorial Académica Española, 65 pp.

- Quereda, J., Gil, A., Olcina, J., Rico, A., Montón, E. y Escrig, J. (2000). “Climatic warming in the Spanish Mediterranean. Natural Trend or Urban effect”, *Climatic Change*, 46, 4, Stanford University, Kluwer Academic, pp. 473-483.
- Quereda, J., Montón, E. y Escrig, J. (2004). “Resultados preliminares del Plan experimental de observaciones térmicas en la Comunidad Valenciana”, *Cuadernos de Geografía*, Universidad de Valencia, pp. 1-15.
- Quereda, J., Ruescas, A., Montón, E., Escrig, J., y Mollá, B. (2004). “Detection of the urban effect over temperature trend by means of NOAA-AVHRR Imagery”, *MeCeo, First Mediterranean Conference on Earth Observation*, Belgrade, pp. 32-39.
- Quereda, J., Ruescas, A., Montón, E., y Escrig, J. (2009). *Teledetección sobre la Cuenca del Mediterráneo Occidental*. Colección Medi Ambient, Universitat Jaume I. 235 p.
- Ren, G. Y., Zhou, Z. Y., Chu, J. X., Zhou, A. Y., Zhang, J., Guo, J y Liu X. F. (2008). “Urbanization effects on observed surface air temperature trends in north China”. *Journal of Climate*, 21, pp. 1333-1348.
- Sneyers, R. (1975). *Sur l'analyse statistique des séries d'observation*, N. Technique, 143, OMM. Genève, 192 pp.
- Sobrino, J. A. (2000). *Teledetección*. Ed. José A. Sobrino. Universitat de València, España.
- Sobrino, J.A. y Raissouni, N. (2000). “Towards remote sensing methods for land cover dynamic monitoring”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, pp. 353-363.
- Trenberth, K. E., Jones, P. D., Ambenje, P. *et al.*, IPCC (2007). Fourth Assessment Report-Chapter 3-Observations: Surface and Atmospheric Climate Change, Intergovernmental Panel on Climate Change, available online at: <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter3.pdf>.
- Venema, V. K. C., Mestre, O., Aguilar, E. *et al.* (2012). “Benchmarking Homogeneization Algorithms for Monthly Data”, *Climate of the Past*, 8, pp. 89-115.
- Vose, R. S., Applequist, M. J., Menne, C. N., Williams, J. R., y Thorne, P. (2012). “An intercomparison of temperature trends in the US Historical Climatology Network and recent atmospheric reanalyses”. *Geophysical Research Letters*, 39.
- Yan, Z., Li, Z., Li, Q. y Jones, P. (2010). “Effects of site change and urbanisation in the Beijing temperature series.1977-2006”. *International Journal of Climatology*, 30, pp. 1226-1234.



# DELIMITACIÓN DE ZONAS DE INFLUENCIA DE PRECIPITACIÓN PARA MÉXICO

Alejandro Ismael MONTERROSO RIVAS, Jesús David GÓMEZ DÍAZ, Lizeth Margarita LECHUGA GAYOSSO

*Departamento de Suelos, Universidad Autónoma Chapingo, México*

aimrivas@correo.chapingo.mx; dgomez@correo.chapingo.mx; al08117994@chapingo.mx

## RESUMEN

Por la importancia de contar con una definición detallada de los diversos sistemas meteorológicos globales o regionales con los que se asocia la precipitación en el territorio Mexicano para establecer interconexiones entre la cantidad de precipitación y sistemas globales como el Índice Oceánico del Niño, la Oscilación Decadal del Pacífico y la Oscilación del Atlántico Norte, que permitan explicar la incidencia de precipitación a nivel regional en México, se desarrolló este trabajo. Para ello se seleccionaron 3770 estaciones meteorológicas que tenían más de 20 años de datos y con al menos el 70% de datos de precipitación, las cuales se ubicaron geográficamente. Se elaboró el mapa de isoyetas medias anuales a escala 1:250 000 y para cada estación se realizó la presentación gráfica de los regímenes pluviométricos buscando la asociación de la precipitación en las distintas épocas del año con los diferentes sistemas meteorológicos globales y/o regionales, además del efecto de diferentes factores que influyen en la cantidad de lluvia a nivel local como es el efecto modificador de los sistemas orográficos, así como la energía que pueden ganar los sistemas y que aumente la posibilidad de precipitación. Bajo este criterio se delimitaron 14 Regiones de precipitación en el país.

**Palabras clave:** Regiones de Precipitación, Regímenes pluviométricos, México

## ABSTRACT

Due to the importance of have a detailed definition of the diverse global or regional meteorological systems related to the precipitation in the Mexican territory and have an instrument to establish interconnectivities of different global systems as el Niño Index, Pacific Decadal Oscillation and the North Atlantic Oscillation with the amount of rainfall at regional level, this work was conducted. For that, 3770 meteorological stations were selected with the criteria that must have at least data for 20 years and also at least 70% of rainfall data. The map of mean annual rainfall was elaborated at scale of 1:250 000 and for each meteorological station a graphic representation of the pluviometrics regimens were created to seek for a relation of the amount and distribution of the rainfall at regional level with the different global and/or regional meteorological systems, also to include the modifier effect of different climatic factors that have influence on the amount of rainfall al local level as the modifier effect of the orographic systems and also the energy that the different wind systems can gain and increase the possibility of rainfall. Under these criteria 14 Regions of Precipitation were delimited.

**Key words:** Regions of Precipitation, pluviometric regimens, Mexico.

## 1. INTRODUCCIÓN

México tiene una climatología muy diversa asociada a su posición geográfica que es cruzada por el trópico de cáncer en su parte media y además el relieve en el país es complejo, aunado a estas condiciones, se encuentra en su parte oriental y occidental rodeado de dos grandes océanos y cuenta con dos penínsulas con características muy peculiares que tienen efecto muy significativo en los sistemas que determinan la precipitación, en particular la península de Baja California. En Geografía el concepto de región es útil en el sentido de explicar la distribución de un fenómeno variable espacialmente como es el caso del clima, en donde una región o provincia climática es cierta extensión de la superficie terrestre en la cual, por su situación geográfica y por la orientación general de los accidentes del relieve dominan el mismo o los mismos sistemas de vientos y por su latitud presentan condiciones análogas de calentamiento, por lo que muestran gran similitud en los tipos de clima principalmente en cuanto a régimen de lluvias, marcha anual de la temperatura y oscilación térmica (Vidal, 2005). En México se han realizado algunos trabajos relacionados con la regionalización de los climas, entre los que resaltan el de García et al., (1983) que elaboro el mapa de regiones de climas de México y se publicaron en la sección de Climas del Atlas Nacional de México (García et al., 1989), en el cual se definieron once regiones climáticas, que se realizaron a partir de la delimitación de los dominios con potencial de climas semejantes partiendo de la regionalización basada en la fisiografía del país considerando que las grandes sierras juegan un papel preponderante como barreras climáticas y conforman un límite natural a la mayoría de las regiones, lo que produce cambios de regímenes de lluvias, de grupo o subgrupo climático, aún en distancias cortas. Por otra parte, Arthur Douglas (Englehart y Douglas, 2001), definieron diferentes regiones climáticas para el país bajo el criterio de comportamiento similar en temperaturas y precipitación reportados por las estaciones meteorológicas, pero sin incluir el factor modificador de los diferentes sistemas orográficos. Monterroso y Gómez (2003) realizaron el ajuste de los linderos de dichas regiones climáticas añadiendo la variabilidad fisiográfica a los límites, aun con este ajuste, no se refleja el comportamiento de la precipitación a nivel regional, que está mejor expresado en la propuesta de García et al., (1983). Por la importancia de contar con una definición detallada de los diversos sistemas meteorológicos globales o regionales con los que se asocia la precipitación en el territorio mexicano para establecer interconexiones que permitan explicar la incidencia de precipitación a nivel regional en México, se desarrolló este trabajo. De las 5384 estaciones meteorológicas a nivel nacional que están reportadas en el sistema CLICOM (WMO, 2007), se seleccionaron las que tenían más de 20 años de datos y con al menos el 70% de datos de precipitación, resultando un total de 3770 estaciones meteorológicas que cumplen con este criterio, las cuales se ubicaron geográficamente y posteriormente se corrigió su ubicación donde se presentaron controversias. Para cada una de las estaciones se realizó la presentación gráfica de la cantidad y distribución de la precipitación media mensual, buscando la asociación de la precipitación en las distintas épocas del año con los diferentes sistemas meteorológicos globales y/o regionales, además del efecto de diferentes factores que influyen en la cantidad de lluvia a nivel local como es el efecto modificador de los sistemas orográficos, posición de las estaciones meteorológicas con respecto a la trayectoria e intensidad de los sistemas de vientos que generan precipitación, así como la energía que pueden ganar los sistemas y que influyen en la cantidad de lluvia en cada zona.

## 2. METODOLOGÍA Y FUENTES DE INFORMACIÓN

### 2.1. Generación de bases de datos de precipitación y generación del mapa de isoyetas medias anuales.

Se generó una base de datos de precipitación para todo México, con información actualizada reportada en las 5384 estaciones meteorológicas del país en el sistema CLICOM (WMO, 2007), seleccionando aquellas que tenían al menos 20 años de observaciones y más de 80% de datos. Las estaciones elegidas fueron 3770 en las cuales se obtuvo el promedio mensual y el anual de precipitación, estos valores se utilizaron para la generación del mapa de isoyetas medias anuales a escala 1: 250 000 (Gómez *et al.*, 2009).

Para la delimitación de las isoyetas medias anuales se utilizó el método descrito por Gómez *et al.* (2008), el cual se describe como método gráfico con criterio de experto (Daly *et al.*, 1994), se partió de la anotación de los valores de precipitación media anual sobre el mapa de México con el modelo de elevación digital a escala 1: 250 000. Para cada estación meteorológica se analizó la relación de la cantidad de precipitación con los sistemas de vientos globales y regionales con los que se asocia la precipitación. Para realizar esto se revisaron los distintos fenómenos de vientos que ingresan al país a lo largo del año y que tienen la posibilidad de generar precipitaciones, analizando el comportamiento de los mismos y las zonas que se ven favorecidas con la humedad que ingresan estos sistemas. Para cada estación meteorológica, se elaboraron los regímenes pluviométricos que mostraran la distribución de la precipitación a lo largo del año considerando las precipitaciones medias mensuales, las cuales se analizaron identificando los impactos de los factores modificadores del clima como fueron: zonas de barlovento y de sotavento en los distintos sistemas orográficos, influencia de las masas de agua, distancia de los océanos, impacto de la orografía en el movimientos del viento en donde la orientación y forma de estos sistemas determinan la posibilidad de ascenso o de desviación, el aspecto de la pendiente, la presencia de depresiones que favorezcan la compresión de vientos y limiten el ascenso de los mismos, efecto de las unidades geomorfológicas en la convección local, ganancia de energía por los sistemas de vientos en planicies costeras, entre varios otros más (Mosiño y García, 1974; Ahrens, 2009). Posteriormente se buscaron relaciones entre la cantidad de precipitación de las distintas estaciones meteorológicas y la vegetación representada en las imágenes de satélite de falso color Landsat 7, a escala 1:250 000, este ejercicio se realizó para dos épocas del año, al final de la estación seca y al final de la estación húmeda. Se revisaron las tonalidades del falso color que representan la cobertura vegetal integrando esta información con los diferentes factores modificadores de la incidencia de la precipitación y los valores de este parámetro reportado por las estaciones meteorológicas que aunque escasas permitieron establecer analogías entre los elementos del paisaje, cobertura vegetal expresada en las imágenes de falso color y la cantidad de precipitación, de tal manera que se asignaron valores tentativos a sitios que no cuentan con estaciones meteorológicas pero que presentan condiciones similares de los factores indicados que determinan la precipitación.

A partir de este análisis se trazaron las isoyetas sobre los modelos de elevación digital de acuerdo a los valores de precipitación media anual distribuidos en las diferentes zonas, ya fueran los reportados por las estaciones meteorológicas y los indicados a través de las analogías descritas anteriormente. Se inició este proceso de trazado de isoyetas de precipitación identificando los valores más fáciles de ubicar y posteriormente se trazaron las isoyetas intermedias considerando los diferentes elementos descritos que determinan la cantidad de precipitación para los diferentes lugares.

## **2.2. Delimitación de las regiones de precipitación**

Partiendo de la zona de incidencia de los distintos sistemas de vientos en diferentes épocas del año en el país, y de la cantidad de precipitación expresada en las isoyetas medias anuales, se analizaron los regímenes pluviométricos que muestran la distribución anual de la precipitación en cada mes, se delimitaron las diferentes regiones de precipitación del país, considerando en los linderos la integración de los sistemas de vientos que generan la

precipitación, el efecto de los diferentes factores que influyen en la cantidad de la precipitación definidos primordialmente por los diferentes sistemas orográficos que constituyen un límite natural en la mayoría de las regiones que producen cambios en los regímenes de lluvia.

### 3. RESULTADOS

#### 2.1. Mapa de isoyetas medias anuales

En la figura 1 muestra el mapa de rangos de precipitación media anual de México, mismos que van de menos de 50 mm en la zona Noroeste en lo que corresponde el área aledaña al delta del Río Colorado y la máxima precipitación con valores de hasta 5200 mm en la cara norte de la sierra madre de Oaxaca, área norte de los Tuxtlas, Veracruz y área sur del Volcán Tacana. La gran variación de la distribución de la precipitación es consecuencia de la diversidad de los sistemas de vientos que se tienen en el país, así como del efecto del relieve complejo. En el litoral del pacifico los sistemas con los que se asocia la lluvia se presentan fundamentalmente en verano, en cambio en el litoral del Golfo de México y Mar Caribe se tiene la influencia de sistemas invernales como son los frentes fríos y los de mayor intensidad siguen siendo sistemas tropicales en la mitad caliente del año.

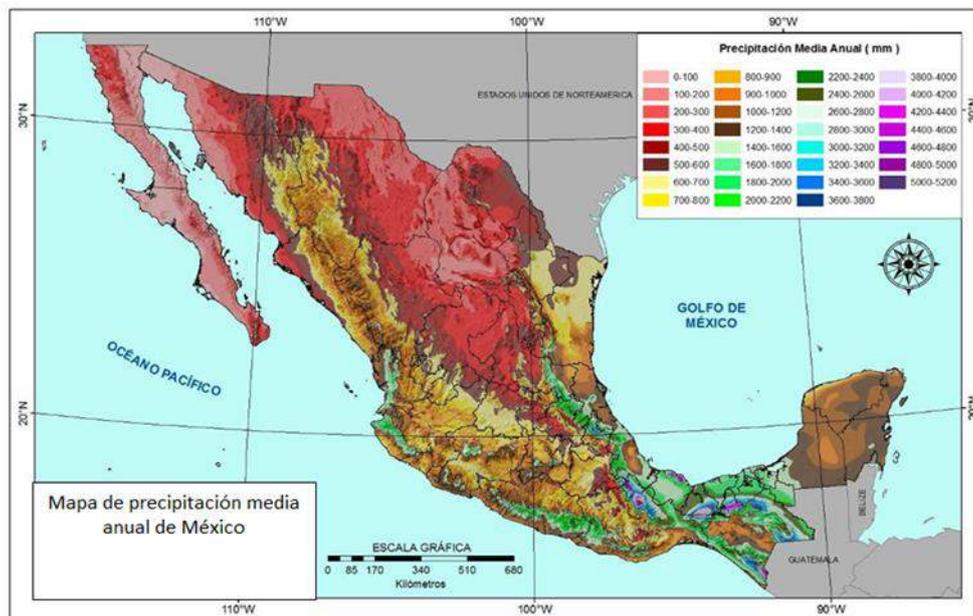


Fig. 1: Mapa de precipitación media anual de México delimitadas por Gómez et al. (2009).

#### 2.2. Regiones de precipitación de México

En la figura 2 se muestran las catorce Regiones de Precipitación de México, las cuales se nombraron en unas ocasiones a partir de la región geográfica siguiendo el criterio García et al., (1983) para su delimitación de regiones climáticas (Regiones 1, 2, 3, 9, 12, 13 y 14), a partir de la asociación de región geográfica y sistema dominante de precipitación (Región 4) y solamente por el o los sistemas dominantes de precipitación (Regiones 5, 6, 7, 8, 10 y 11).



Fig. 2: Regiones de Precipitación de México

En la figura 3 se presentan los regímenes pluviométricos de una estación meteorológica representativa de cada Región de Precipitación, en donde se indica la precipitación media anual, mismas que se describen a continuación:

1.-Región Noroeste de Baja California, la cual se define por la zona occidental de la divisoria de aguas definido por el Sistema Bajacaliforniano en la parte norte de la península de Baja California hasta la línea costera y es prácticamente continuo en esa zona y llega a tener elevaciones de hasta 3000 msnm. Tiene un régimen de lluvias en la mitad fría del año, asociado a vientos provenientes del sistema de alta presión del Pacífico que se localiza sobre el océano en la parte media de la península de Baja California en ese periodo y por el efecto de algunos vórtices fríos asociados con el desplazamiento hacia el sur de la cCorriente de Chorro Subtropical.

2. La región Península de Baja California Seca, comprende la porción oriental de la divisoria de aguas del Sistema Bajacaliforniano en la zona del estado de Baja California y toda la amplitud de la península de Baja California por debajo del paralelo 28, hasta la parte sur de dicha península. Presenta muy bajas precipitaciones, las más bajas del país, asociado a la sombra orográfica de lluvia del Sistema Bajacaliforniano y más al sur tienen presencia débil el Monzón Mexicano, que ocurre en los meses de junio a septiembre y algunos sistemas tropicales como son remanentes de huracanes o tormentas tropicales.

3. La región Sur de la Península de Baja California comprende principalmente la zona de la Sierra de La Laguna, en donde la precipitación es mayor que la anterior región que incluso se reporta con valores promedios de 600 mm anuales. La mayor proporción de las lluvias se asocia con perturbaciones tropicales como son: depresiones tropicales, tormentas tropicales y huracanes y la ligera presencia del Monzón Mexicano.

4. La región de Monzón Mexicano en el Golfo de California comprende desde la planicie costera del pacífico norte en el estado de Sonora hasta la parte media de Sinaloa, y va de la línea costera hasta la mesa alta de la Sierra Madre Occidental. En esta región la mayor cantidad de precipitación se presenta en los meses de julio, agosto y septiembre asociada a la formación del sistema denominado Monzón Mexicano, el cual presenta un gradiente de presión de oeste a este y su intensidad se incrementa de norte a sur, esto como consecuencia de la presencia de la península de Baja California. En esta región se presentan depresiones tropicales que van desde remanentes de huracanes a tormentas tropicales a finales de agosto y

principalmente en septiembre y parte de octubre, además de que en la mitad fría del año se tiene la presencia de vórtices fríos asociados al desplazamiento al sur de la corriente a chorro subtropical.

5. La región de Monzón Mexicano se define por la ocurrencia de este fenómeno en la mitad caliente del año, que se asocia con la capacidad de la Sierra Madre Occidental de absorber energía y genera una celda de circulación de vientos que van del océano pacífico a la mesa alta de este sistema orográfico y se muestra de manera más intensa al terminarse el efecto de la península de Baja California que reduce el gradiente de presión. Adicionalmente se presentan perturbaciones tropicales que van desde depresiones, tormentas y huracanes, particularmente en los meses de septiembre y octubre. Además de que en la parte norte de esta región se tienen en invierno la ocurrencia de vórtices fríos.

6. La región de Monzón de Norteamérica débil, comprende la mayor proporción de la Mesa del Norte así como la porción más al norte de la Sierra Madre Oriental y parte de la Planicie Costera del Golfo Norte, particularmente la zona del estado de Coahuila. La precipitación en esta región se asocia principalmente al componente más débil de Monzón de Norteamérica dado el bajo gradiente de presión que se genera entre el Golfo de México y esta zona, por lo que las lluvias son escasas. Se tienen sobre todo en la parte nororiental de esta región precipitaciones asociados a frentes fríos y su interacción con las brisas principalmente en los meses de mayo y de septiembre. El gradiente de precipitación aumenta hacia el oeste como consecuencia del aumento de la altitud en la Mesa del Norte y hay mayor convección local.

7. La región de Monzón de Norteamérica moderado, comprende la porción media y sur de la Mesa del Norte y se define por sistemas de vientos con mayor intensidad asociado al incremento del gradiente de presión hacia el sur, pero estos vientos dejan la mayor proporción de humedad en la zona de barlovento de la Sierra Madre Oriental, que por sus múltiples plegamientos sustrae gran cantidad de humedad de estos vientos, por lo que en la porción oriental de esta región, particularmente cerca de las estribaciones de la sierra las precipitaciones son bajas.

8. La Región de Alisios y Monzón de Norteamérica, comprende la mayor parte de la Planicie Costera del Golfo Norte y la Sierra Madre Oriental, particularmente su vertiente este que recibe los vientos del Golfo de México. Los sistemas de vientos del Monzón de Norteamérica que generan la precipitación en verano son débiles en el norte, y van fortaleciéndose a medida de aumenta el gradiente de presión hacia el sur, para definirse como Alisios. La lluvia generada por las perturbaciones tropicales es muy importante para la precipitación total en la región, además de los frentes fríos que generan precipitaciones de finales de septiembre a principios de mayo.

9. La Región Mesa del Centro comprende la provincia fisiográfica de este nombre y el régimen de lluvia es de verano y va desde mediados del mes de mayo hasta octubre, asociado principalmente a sistemas de vientos que provienen del centro de alta presión que se genera en el Golfo de México, además de precipitaciones asociadas con los componentes tanto oriental como occidental de las ondas tropicales, además del efecto de sistemas tropicales como tormentas y huracanes del Atlántico como del Pacífico.

10. La región de Alisios y Ondas tropicales, comprende la Planicie Costera del Golfo Sur y la zona de barlovento de la Sierra Madre de Oaxaca y del sistema montañoso de los Altos de Chiapas. En esta región se tienen lluvias a lo largo de todo el año, en la mitad fría (de octubre a abril), por los frentes fríos que interaccionan con el aire con mayor temperatura y humedad de estas áreas y de abril a octubre se tiene el periodo de mayores precipitaciones asociado a los vientos que vienen del Golfo de México (Alisios) y lo que aportan las Ondas tropicales, además de la ocurrencia de fenómenos intensos como tormentas tropicales y huracanes, que son más frecuentes en los meses de septiembre y octubre. En esta región se presentan las zonas con mayores precipitaciones en el país.

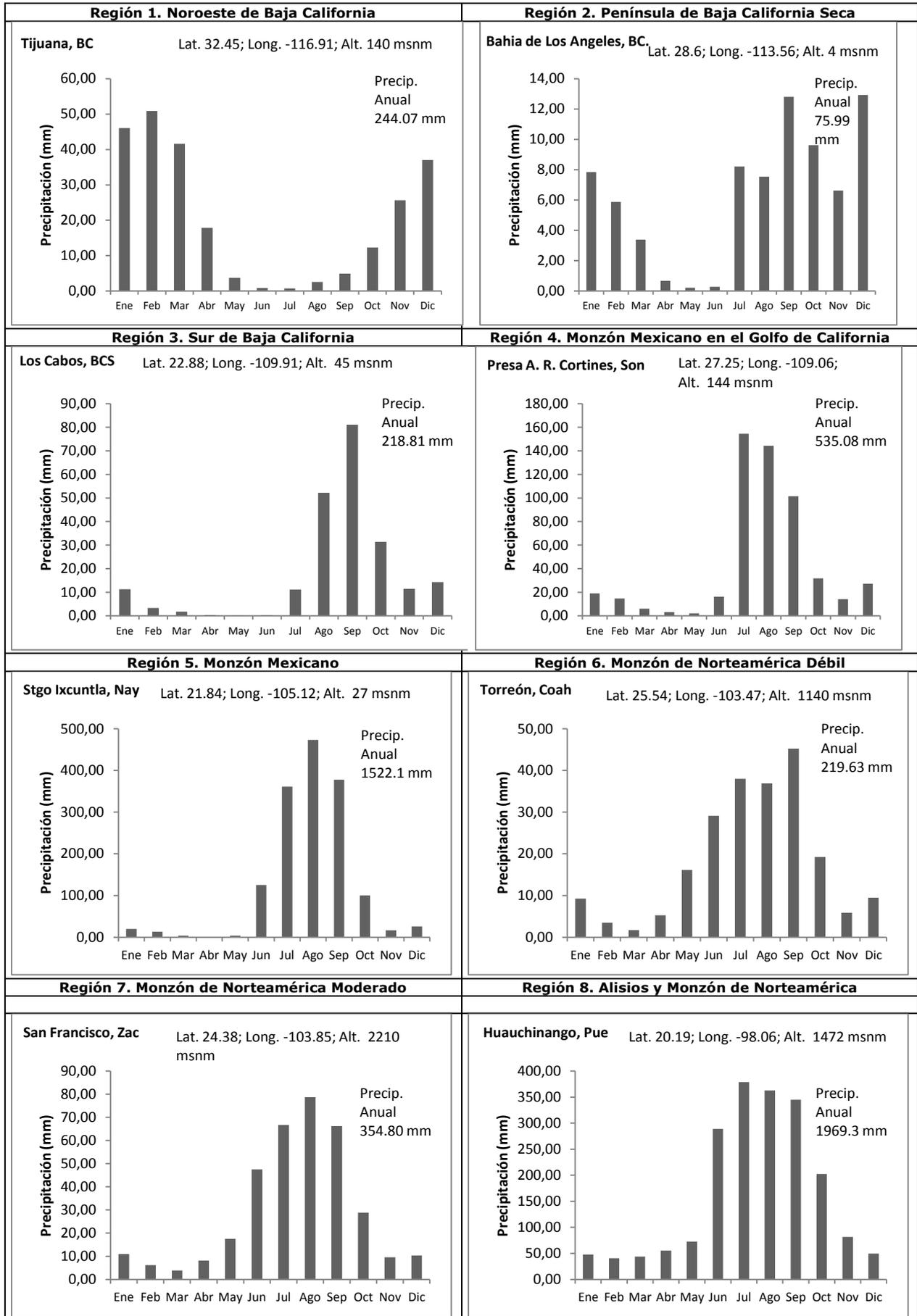
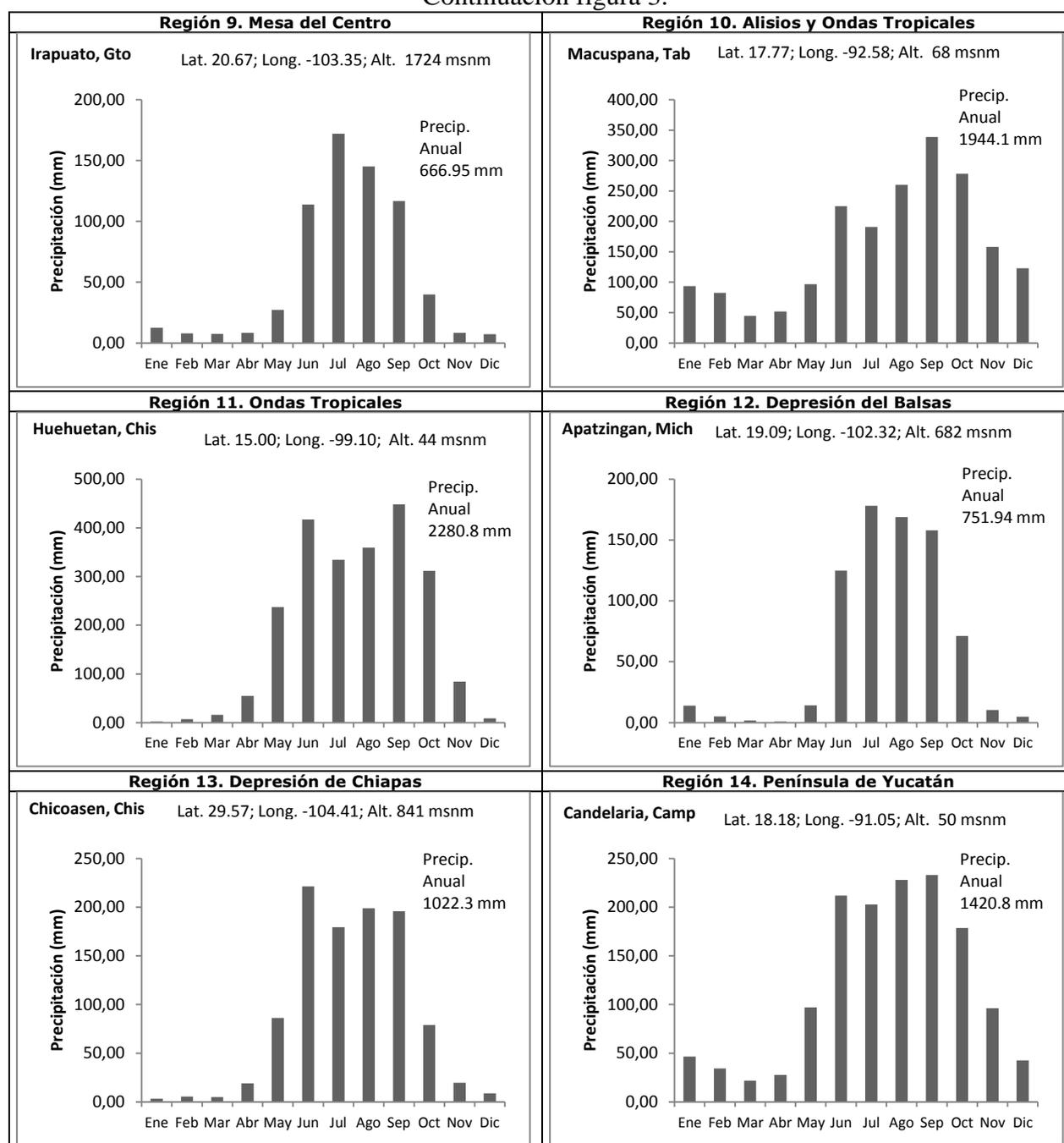


Fig. 3. Regímenes pluviométricos de las Regiones de Precipitación de México  
Continuación figura 3.



11. La región de Ondas tropicales comprende desde la parte sur de Colima por la vertiente que da al océano pacífico de la Sierra Madre del Sur y de la Sierra Madre de Chiapas. Las lluvias se presentan principalmente en verano y van de mayo a octubre en la zona más al norte y desde finales de abril a mediados de noviembre en la zona más al sur. La precipitación se asocia a las perturbaciones tropicales que van desde ondas tropicales a depresiones, tormentas y huracanes del Pacífico, los cuales se presentan en los periodos señalados, por lo que las precipitaciones en invierno son muy esporádicas.

12. La región Depresión del Balsas está definida por dicha provincia fisiográfica y la precipitación se asocia con sistemas de vientos de los dos litorales, el del Pacífico y del Golfo de México, determinados por los sistemas tropicales que ocurren en dicha zona. Los vientos

del Pacífico tienen mayor influencia, por lo que la cantidad de lluvia presenta un gradiente de disminución de Poniente a Oriente.

13. La región de Depresión de Chiapas se asocia con la provincia fisiográfica de este nombre en donde los sistemas de vientos que generan la lluvia son de ambos litorales, tanto del Atlántico como del Pacífico, concentrándose principalmente en la mitad caliente del año. El Sistema Montañoso de los Altos de Chiapas aísla a esta zona de la influencia de los frentes fríos que se dan de octubre a mayo, por lo que las lluvias son principalmente de régimen de verano con precipitaciones mayores de junio a octubre. La cantidad de precipitación es considerablemente menor que el de las regiones al sur y al norte por el efecto aislante de los sistemas montañosos de los Altos de Chiapas al norte y de la Sierra Madre de Chiapas al sur.

14. La región de Península de Yucatán se asocia también con la provincia fisiográfica del mismo nombre y la precipitación se deriva principalmente con los sistemas de vientos Alisios de la zona de alta presión del Golfo de México y a las ondas tropicales, aunque los primeros arrastran a los vientos de las ondas tropicales hacia el sur y disminuye la precipitación en la zona norte y la central poniente. Los sistemas intensos como son las tormentas tropicales y huracanes tienen incidencia importante principalmente en los meses de septiembre y octubre, además de que hay efecto de los frentes fríos en la mitad fría del año.

#### 4. CONCLUSIONES

La variación de la precipitación en México es muy amplia, presentándose zonas con valores promedios anuales menores a los 50 mm en el noroeste del país y zonas con precipitaciones de 5000 a 5500 mm en el sureste. Asociada a la complejidad de las condiciones que determinan la precipitación se definieron catorce regiones de precipitación en México a partir del análisis de los distintos fenómenos de vientos que ingresan al país a lo largo del año y que tienen la posibilidad de generar precipitaciones, analizando el comportamiento de los mismos y las zonas que se ven favorecidas con la humedad que ingresan estos sistemas además de considerar los impactos de los factores modificadores del clima.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma Chapingo, particularmente al Centro de Investigación de Recursos Naturales y Medio Ambiente por el apoyo financiero y logístico para la realización del Proyecto “Estimación de la severidad de la sequía temporal en diferentes regiones de México mediante el Índice Estandarizado de Precipitación”, del cual forma parte este trabajo.

#### 6. BIBLIOGRAFÍA

- Ahrens, C. D. 2009. *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. 9<sup>th</sup> ed. Brooks Cole. Pacific Grove, CA: USA.
- Daly, C., R.P. Nielson, and D.L. Phillips. 1994. A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *J. Appl. Meteorol.* 33:140-158
- Englehart, P.J., and A.V. Douglas. 2002. Mexico's summer rainfall patterns: an analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmosfera* 15: 147-164.
- García, E., R. Vidal, M.D. Cardoso y M.E. Hernández. 1983. Las regiones climáticas de México, en *Memorias del IX Congreso Nacional de Geografía, Tomo I:123-130*, Guadalajara, Jal. México.

- García, E., R. Vidal, y M.E. Hernández. 1989. Las regiones climáticas de México, en García de Fuentes, A. ed. *Atlas Nacional de México*, Instituto de Geografía, UNAM, vol. 2, cap. IV, num 10, mapa escala 1:12 000 000.
- Gómez, J.D., Etchevers, J.D., Monterroso, A.I., Gay, C., Campo, J. y Martínez, M. 2008. Spatial Estimation of Mean Temperature and Precipitation in areas of scarce Meteorological Information. *Atmósfera* 21(1):35-56
- Gómez, J.D., Monterroso, A.I., Tinoco, J.A., Toledo, M.L., Conde, C. y Gay, C. 2009. Informe del Sector Forestal ante la Cuarta Comunicación Nacional de México ante la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. SEMARNAT-INE, UNAM, UACH. 93 pp.
- Monterroso, A.I. y Gómez, J.D. 2003. Escenarios Climatológicos de la República Mexicana ante el Cambio Climático. Comisión Nacional de las Zonas Áridas y Universidad Autónoma Chapingo Vol I. Chapingo, Mex. 174 pp
- Mosiño, P.A., and E. García, 1974. The climate of México. In: R.A. Bryson and F. K. Hare (Eds) *World Survey of Climatology*, Vol. 2, *Climates of North America*, Elsevier, 373-404.
- Vidal-Zepeda, R. 2005. Las regiones climáticas de México. I.2. Textos monográficos: Naturaleza. Instituto de Geografía de la UNAM, México. 214 pp.
- WMO. 2007. Base de Datos Climatológica CLICOM. World Meteorological Organization. México.

# ANÁLISIS DE LA CONCENTRACIÓN TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN DIÁRIA EN EL SEMIÁRIDO BRASILEÑO.

FERNANDES TEIXEIRA, Nivaldo<sup>(1)</sup>; TEIXEIRA NERY, Jonas<sup>(2)</sup>; y MARTÍN-VIDE, Javier<sup>(3)</sup>

<sup>(1 y 3)</sup> Grupo de Climatología, Universidad de Barcelona, España. <sup>(2)</sup> Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), Ourinhos–SP, Brasil  
nivaldofteixeira@gmail.com, jonas@ourinhos.unesp.br, y jmartinvide@ub.edu

## RESUMEN

Este trabajo tiene como objetivo efectuar el análisis de los episodios lluviosos diarios mediante el cálculo de las anomalías pluviométricas y los valores del Índice de Concentración (CI) de la precipitación diaria. La base de datos está constituida por 22 puntos de observaciones de la Agência Nacional de Águas (ANA), con series suficientemente largas, para el período de 1953 a 2012. Se utilizó el *software* R (paquetes *Climatol* y *Precintcon*), para la verificación de la consistencia y la estandarización, también para el cálculo del CI, y posterior confección de los mapas utilizando el programa *Surfer* 10. En general, en el semiárido los años de sequía se corresponden con El Niño y los años de lluvias abundantes con La Niña, aunque otros factores, como el Atlántico, pueden distorsionar esta relación. Se confirman los análisis previos que muestran que, cuanto más fuerte son los eventos El Niño (La Niña), mayores son las anomalías pluviométricas, es decir, los eventos El Niño – Oscilación Sur (ENOS) intensos provocan intensas lluvias (La Niña), o sequías severas (El Niño), contribuyendo para la concentración diaria.

**Palabras clave:** semiárido, precipitación, variabilidad, y ENOS.

## ABSTRACT

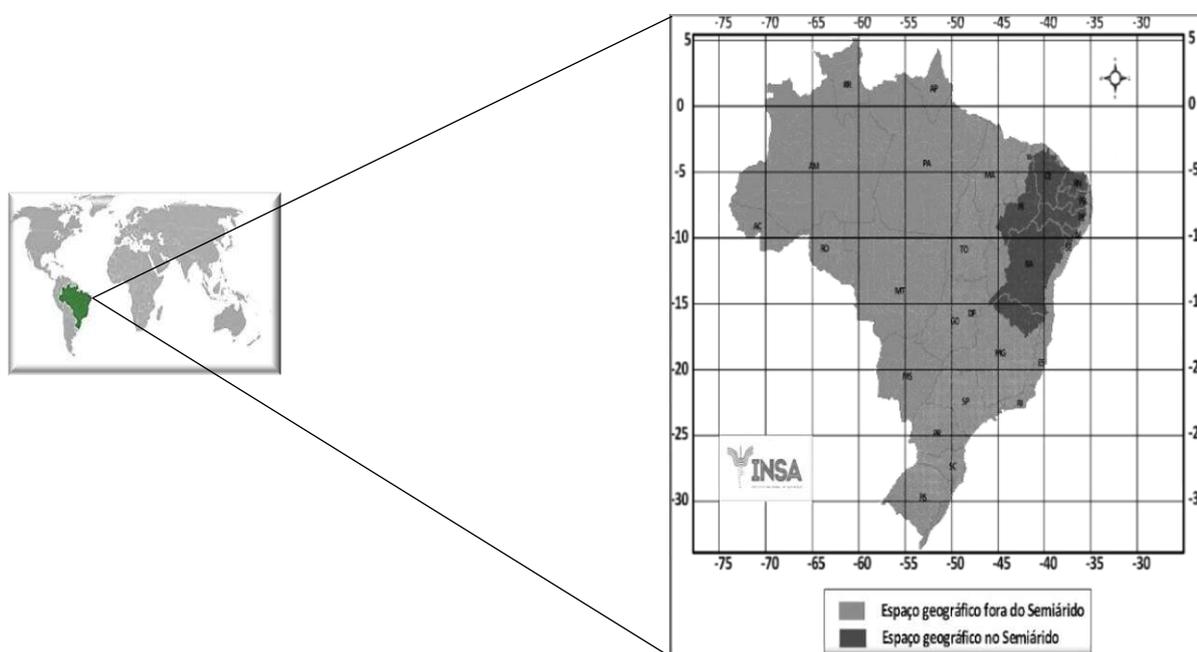
This study aims to perform the analysis of the daily rainfall events by calculating the rainfall anomalies and values of the Concentration Index (CI) of daily precipitation. The database consists of 22 points from observations of the Agência Nacional de Águas (ANA), a sufficiently long series for the period 1953 to 2012. The R software (*Climatol* and *Precintcon* packages) was used for verification of consistency and standardization, also for the calculation of CI, and subsequent preparation of maps using the *Surfer* program 10. Generally, in the semi-arid drought years correspond to El Niño years and La Niña with abundant rainfall, although other factors, such as the Atlantic, can distort this relationship. Previous analyzes showing that the stronger are the El Niño (La Niña), the greater the rainfall anomalies, namely, intense El Niño – Southern Oscillation (ENSO) events cause heavy rains (La Niña), or severe drought (El Niño) are confirmed contributing to the daily concentration.

**Key words:** semiarid, rainfall, variability and ENSO.

## 1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene como espacio de estudios la región semiárida brasileña, más

conocida como “Polígono das Secas”. Según el “Instituto Nacional do Semiárido” (INSA) el área posee 982.563 km<sup>2</sup>, de los cuales un 89,5 % está ubicado en la región Noreste, y los 10,5 % restante en la región Sureste. La Figura 1, exhibe el territorio que está delimitado por las latitudes de 3° y 18°S y longitudes de 35° y 46°W. El área posee temperaturas medias anuales que oscilan entre 26 °C a 28 °C, el clima está clasificado como semiárido o BSh y BSk, según la tabla de Köppen. La cantidad de energía solar absorbida es muy significativa y está entre los 2.800-3.000 horas/año, ya la humedad relativa del aire es de un 65,0 % en media. La pluviometría es irregular con oscilaciones media entre los 400-800 mm anuales. Estudios de Rao et al. (1993) señalan que el 60,0 % de la precipitación anual en la región Noreste de Brasil ocurren entre los meses de abril y julio, en el periodo estacional de otoño e invierno austral. Así, las investigaciones de los eventos lluviosos pueden contribuir para mejorar el uso de la tierra y el desarrollo socioeconómico y regional.



**Figura 1** - Espaço geográfico do semiárido brasileiro.

**Fuente:** INSA, 2014.

El fenómeno de las sequías en Brasil, está catalogado en el pasado histórico, que remonta al siglo XVI (1583/1585), a través de los relatos de sequía por el cura jesuita Fernão de Cardin. En todo el territorio nacional, la región que más sufre con el déficit hídrico es la Noreste, debido a numerosos factores, pero principalmente por la irregular distribución espacio-temporal de las lluvias. Molion y Bernardo (2000) explican que la precipitación es la variable climatológica más importante en los trópicos. Mientras, Parra (2012) en sus estudios del clima para las zonas centro y sur de Chile continental habla que el régimen pluviométrico es la fisonomía climática más relevante de caracterización de un área. Ya Nery (2012), más contundente apunta que el noreste brasileño tiene graves problemas de escasez de agua debido a la irregularidad de la precipitación y a su marcada variabilidad espacio-temporal. Así, la perspectiva es corroborar las afirmaciones de este último autor, a través de los resultados alcanzados, pues el objetivo es calcular el CI de la precipitación diaria, a una estructura fina

de 1 mm, utilizando el método desarrollado por Martín-Vide (2003). Y aun el análisis de los totales mensuales de precipitación del periodo para las anomalías pluviométricas.

La variabilidad interanual de la distribución de las lluvias en el norte del noreste brasileño, tanto en escalas espacial como temporal, está íntimamente relacionada con los cambios en la configuración de la circulación atmosférica de gran escala, con la interacción océano-atmosfera en el Pacífico y Atlántico (Molion y Bernardo, 2000). Así, la variabilidad interanual denominada ENOS es uno de los patrones de teleconexión más importante en escala global. Y respecto el área del semiárido es posible afirmar que tratase de uno de los más importantes sistemas que actúan en el área, provocando con cierto desfase, importantes anomalías (positivas/negativas). Para Kucharski et al. (2008), la región del noreste brasileño presenta anomalías pluviométricas negativas, con lluvias por debajo de la media.

Sin embargo, no son todos los eventos ENOS, que producen sequías en esta dicha zona. En números estudiosos del tema como los de Rao et al. (1983), Molion y Bernardo (2000), Molion (2006), Nery (2012), entre otros, acreditan que la correlación queda clara en años de intensos El Niños, con la ocurrencia de grandes sequías en la región. En los estudios publicados por Kane (2001) consta una estimativa de que un 40,0 % de los eventos ENOS no pueden producir sequías en la mencionada región. Pero en el trabajo de Nobre y Shukla (1996), sobre estudios de lluvias del noreste, ellos advierten acerca de la influencia de otros sistemas o subsistemas, que pueden intervenir en esta región, como ejemplo citan las temperaturas superficiales (positivas/negativas) de las aguas del océano Atlántico o dipolo del Atlántico y la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), las cuales conviene siempre estar observando, para análisis de las evoluciones y efectos esencialmente en el noreste de Brasil.

## 2. MATERIAL Y MÉTODOS

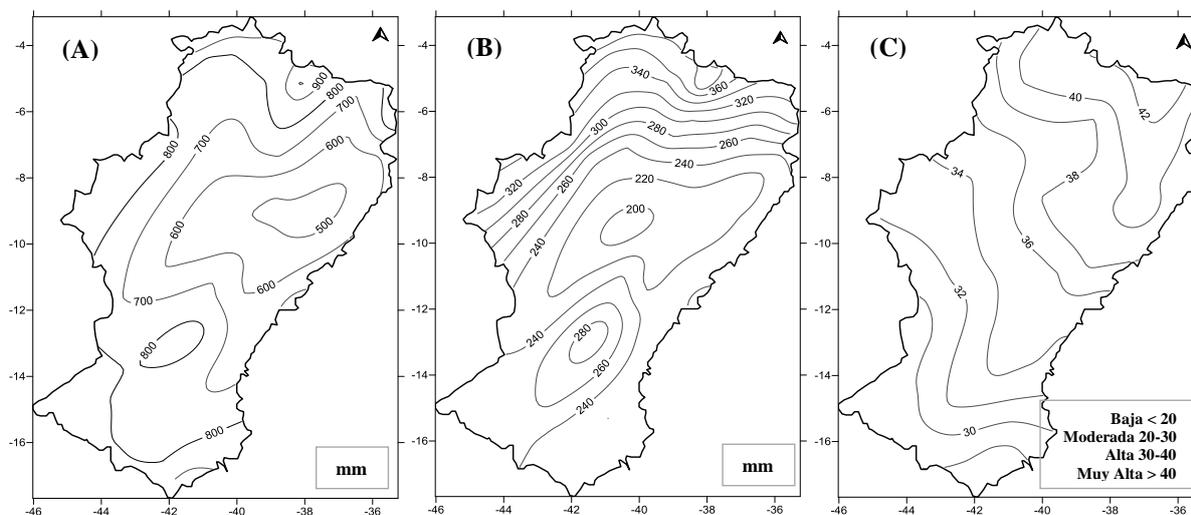
El periodo de estudio seleccionado para este trabajo, corresponde a 60 años lineares (1953-2012), y aun en dos periodos de 30 años (A = 1953-1982 y B = 1983-2012). Para tanto fueran seleccionados datos de 22 estaciones pluviométricas de la red de la Agência Nacional de Água (ANA), que proporcione series suficientemente largas para el periodo elegido.

Todos los datos fueron homogeneizados y consistidos, a través del paquete Climatol (Guijarro, 2014), y posteriormente se empleó el método del CI propuesto por Martín-Vide (2003), utilizando el paquete “*Precintcon*” idealizado por Pova (2013). Los dos paquetes anteriores son desarrollados en ambiente R. Con los resultados alcanzados fueron confeccionados los mapas, usando el software “*Surfer 10*”, para observar la distribución espacio-temporal del índice en todo el territorio. Para ello, se recurrió a la Geoestadística del Surfer (semivariograma para la obtención del mejor modelo de interpolación). El uso de softwares y paquetes estadísticos son esenciales en el desarrollo y aplicación de la metodología seleccionada, ya que facilitan el análisis de los datos, aportando más calidad, fiabilidad y seguridad en los resultados. Además, el uso del R en el análisis y manipulación de datos constituye un valioso instrumento, especialmente en estudios climáticos. Para Nery (2012), el programa presenta un abanico de opciones de exámenes estadísticos, como testes paramétricos y no paramétricos, modelaje lineal y no lineal, diagnóstico de series temporales, simulaciones y estadísticas espaciales o descriptivas.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Resultados revelados en los mapas de media climatológica, desviación típica y coeficiente de variación, están dispuestos en la Figura 2.

El primer mapa en la Figura 2 (A), corresponde a los resultados de las medias climatológicas, para conocimiento y espacialización de las cantidades de precipitación en el área de estudio, donde queda claro que el norte y noroeste presentan los mayores valores medios de precipitaciones. En la Figura 2 (B), está representando los valores de la desviación típica, donde se comprueba en las mismas partes mayores valores de los desvíos de las series históricas de precipitaciones, en relación a sus respectivas media, el que revela mayor variabilidad en la área de estudio. También es posible observar, que en la parte central del área, donde el volumen de lluvia anual es menor, igualmente es su desviación típica. Y el tercero mapa presentado en la Figura 2 (C), concierne a las isóneas de los valores del coeficiente de variación del semiárido brasileño. El análisis de los resultados, está de acuerdo con la clasificación propuesta por Martín-Vide (2003). Se observa una ascendencia de sur-norte, pero que todos los valores resultantes en el territorio son altos o elevados. Sin embargo, para la parte más septentrional del semiárido, los valores son muy altos, con lo que se comprueba que se tratar de una región de gran variabilidad, pues no solo llueve poco, sino que también posee alta variabilidad temporal, no garantizando alcanzar la media anual y aumentando el riesgo de que llueva en un día, la cantidad arriba de la capacidad de drenaje del terreno y produciendo inundaciones y deslizamientos de tierras.



**Figura 2** – Mapas del promedio climatológico, desviación típica y coeficiente de variación, periodo 1970-2012.

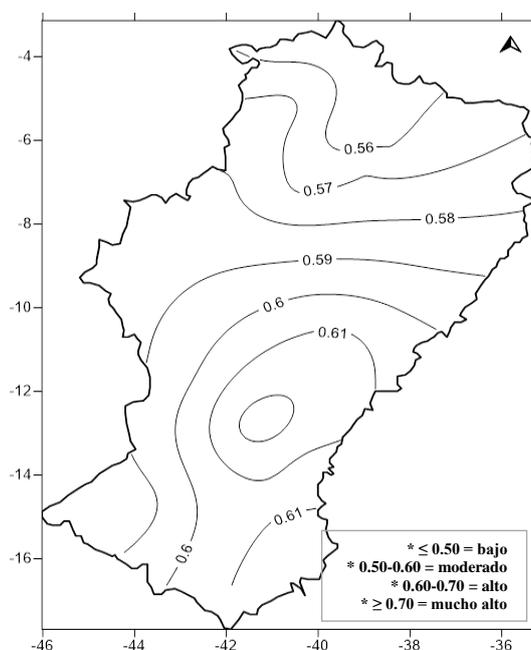
Los análisis de los resultados presentados en este trabajo respetan la clasificación propuesta por Martín-Vide (2003). Así un 82,0 % de los índices para el periodo de 60 años (1953-2012) revelaran ser moderados (18,0 % moderado bajo y 64,0 % moderado alto), y los 18,0 % finales se clasifican en CI altos. Mientras tanto, al efectuar un análisis en periodos de 30 años, se comprueba en A (1953-1982), que un 18,0 % de los resultados son clasificados con índices altos. Y los 82,0 % restantes son especificados como moderados (33,0 % moderado bajo, y 67,0 % moderado alto). Como la precipitación es una variable de elevado grado de incertidumbre, el segundo periodo de 30 años B (1983-2012), presenta cambios significativos

y muy visibles en el mapa, pues un 27,0 % de los índices se clasificaran como altos, y un 73,0 % moderado, (23,0 % moderado bajo y 50,0 % moderado altos).

Como ejemplo y corroborando con el espacio geográfico en estudio, los autores señalan que la actividad agrícola llevada a cabo en el semiárido, por más de 8,5 millones de personas (INSA, adaptado de IBGE, 2010) están pendiente de esta actividad familiar de subsistencia, donde las precipitaciones en forma de chubascos o aguaceros intensos no son de buen provecho a los cultivos, tampoco a la recarga de los acuíferos, que ya sufre considerablemente con la escasez de agua, por su marcada característica climática.

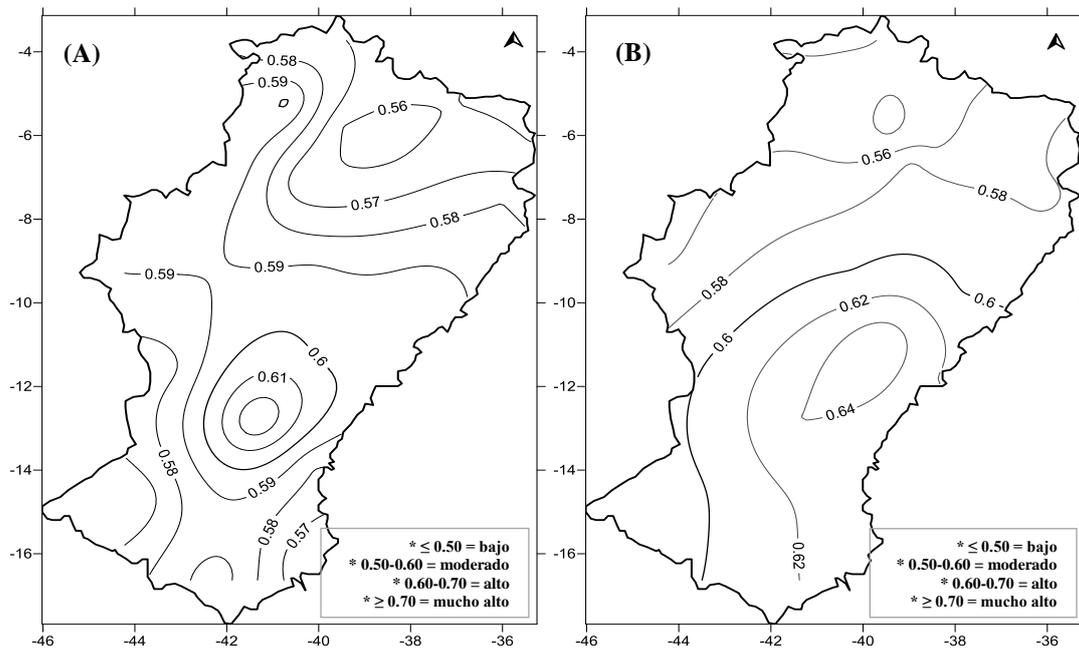
La Figura 3, corresponde al mapa del semiárido con los resultados del CI, para el periodo de 1953-2012 (60 años), en el cual muestra la distribución de las isóneas de valores con índices moderado en el norte, noreste, oeste y sudoeste. A menudo, en estas porciones del territorio las precipitaciones están influenciadas por mecanismos de grande, media y pequeña escalas, que actúan con mayor regularidad, contribuyendo para la disminución de la concentración de la lluvia diaria.

Martín-Vide (2003) explica que el CI permite distinguir las áreas de pocos días muy lluviosos y que tengan gran peso en el total de lluvias, pues estas zonas podrán ser convertidas en áreas de riesgos en virtud de las agresivas precipitaciones, y problemas de erosión, que por supuesto están vinculados a calidad de la cubierta del ambiente (rural o urbano). Para el periodo analizado, el área del semiárido brasileño, presento valores del índice por encima de 0.60, en la parte centro-sur. Sin embargo, los valores más acentuados se encuentran exactamente en el centro del área. Por otro lado, la parte norte, noreste y oeste son las zonas que resultan con mayor regularidad entre las cantidades diarias de precipitación, con índices entre 0.56 a 0.59 (moderados-altos). La hipótesis es que la menor latitud o proximidad con la línea del Ecuador favorezca a la regularidad o la distribución de valores diarios de lluvias.



**Figura 3:** Mapa del CI, 1953-2012.

Ya en el sur, las lluvias exhiben variaciones, a través de dos distintos periodos, debido a la actuación de sistemas de este-oeste. El primer tiene como período más lluvioso o marcado, los meses de noviembre-febrero, o sea en las estaciones de primavera y verano del hemisferio austral, con pico de lluvia en el mes de diciembre. Mientras, en el segundo la cuadra lluviosa presenta periodo húmedo entre los meses de diciembre a marzo, donde el mes más lluvioso es marzo. Los principales mecanismos de precipitaciones en la franja son la estacionalidad de los sistemas frontales, que son alimentados por la humedad procedente del Atlántico sur definiendo la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), sistemas pre-frontales, convección local y brisas de mar y tierra que actual adyacente a costa oceánica. El último régimen es la parte más a este, próximo al litoral, donde el mes más lluvioso es mayo, dentro del periodo húmedo entre los meses de abril a julio.



**Figura 4** – Mapas del CI - (A) 1953-1982 y (B) 1983-2012.

Sin embargo, en el segundo periodo de 30 años (B = 1983-2012), se puede comprobar a través de los resultados un importante cambio, en las partes centro-sur del semiárido, pues los valores resultantes del CI están por arriba de los 0.64. De acuerdo con la clasificación propuesta por Martín-Vide (2003), las referidas partes poseen altos valores de concentración de las lluvias diarias. Observando la Figura 4 verificase, que la parte centro, este y sureste alcanzan los índices los 0.60 (alto). Ya las partes norte, noreste, oeste y sudoeste resultan con valores moderados (moderadamente altos, entre 0.56/0.59). Igualmente estos mismos espacios figuraran marcados en los otros ciclos estudiados, y presentaran similares valores para el CI.

#### 4. CONCLUSIÓN

Se puede afirmar con base en el uso del CI, que las lluvias en el semiárido están altamente concentradas, en las partes centro-sur en el periodo de 1953-2012 (60 años). Al analizar en separado, o sea, en dos periodos de 30 años (A = 1953-1982 y B = 1983-2012), se consuma que en (A), la concentración está exclusivamente en la parte central del área. Sin embargo, en

el según periodo (B) revela concentración de lluvias, para la parte centro-sur del semiárido, igualmente que en el periodo de 60 años. Así, es posible afirmar que el área de estudio posee marcada variabilidad en la precipitación, principalmente en el norte y noreste con coeficiente de variación arriba de 40,0 %.

Los valores del índice de concentración diaria también son muy marcados, resultando así en área no homogénea, con base en los datos de las 22 estaciones pluviométricas analizadas y mapeadas. Esta concentración demuestra mayor agresividad de las lluvias sobre parte del territorio en el suelo. Así que, el CI es, un bueno estimador de área de riesgo climático de erosión.

## 5. AGRADECIMIENTOS

Nuestros agradecimientos al Grupo de Climatología de la Universidad de Barcelona, Cataluña, España, a través del Proyecto Español CGL2011-29263-C02-01. Los dos primeros autores tienen apoyo financiero del gobierno de Brasil (CsF-CAPES/proceso nº BEX 0683/13-2 y 8176/13-2).

## 6. REFERENCIAS

Agência Nacional de Água - ANA (2012). <http://hidroweb.ana.gov.br/>.

Guijarro, J. A. (2014). “*User’s guide to climatol*”. State Meteorological Agency (AEMET), Balearic Islands Office, Spain: <http://www.climatol.eu/index.html>.

Kucharski, F; Polzin, D. y Hastenrath, S. (2008). “Mecanismos de teleconexões do nordeste secas Brasil. Modelagem e evidência empírica”. En: *Revista Brasileira de Meteorologia*, 23 (2),115-125: [http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0102-77862008000200001&lng=en&tlng=.10.1590/S0102-77862008000200001](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862008000200001&lng=en&tlng=.10.1590/S0102-77862008000200001).

Instituto Nacional do Semiárido - INSA (2014). “Sinopse do Censo Demográfico para o Semiárido Brasileiro”. Unidade de Pesquisa do Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI). Campina Grande – PB: [http://www.insa.gov.br/censosab/index.php?option=com\\_content&view=article&id=94&Itemid=93](http://www.insa.gov.br/censosab/index.php?option=com_content&view=article&id=94&Itemid=93).

Macedo, M. J. H.; Guedes, R. V. S.; Neves, D. J. D.; y Sousa, F. A. S. (2011). Clasificación de la regionalización y pluviometría en el semiárido brasileño. *XX Congreso Mexicano de Meteorología*. Acapulco, Guerrero, México: <http://www.ommac.org/congreso2011/document/resumenes/Res2011018.pdf>.

Martín-Vide, J. (2003). El tiempo y el clima. Barcelona, Rubes, 128 pp.

Molion, L.C.B. (2005). “Aquecimento global, El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico”. En: *Revista Climanalise*, CPTEC/INPE: [http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/revista/pdf/Artigo\\_Aquecimento\\_0805.pdf](http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/revista/pdf/Artigo_Aquecimento_0805.pdf).

Molion, L. C. B (2006). “Aquecimento global, El Niños, manchas solares, vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico”. En: *Revista Climanalise*, ano 03 – nº 01. CPTEC/INPE.

Molion, L. C. B. y Bernardo, S. O. (2000). “Dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro”. En: *Anais dos Congressos Brasileiros de Meteorologia*. Edição XI. Rio de Janeiro.

Molion, L. C. B; y Bernardo, S. O. (2002). “Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro”. En: *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 17, n. 1, p. 1-10.

Nery, J. T. (2012). “Análise da variabilidade da precipitação pluvial no Brasil e suas regiões”. Nobre, C. A.; y Molion, L.C.B. (1988). “The Climatology of Droughts and Drought Prediction”. In: Parry, M. P.; Carter, T. R. e Konijn, N. T. (eds.), *Impacts of Climatic Variations on Agriculture*, v.2: Assesments in semi-arid regions, D. Reidel Pub. Co., 764p.

Parra, K. A. (2012). Análisis del comportamiento de eventos extremos de precipitación en la zona centro y sur de Chile continental. Trabajo final de máster oficial: Água. Análisis Interdisciplinario y Gestión Sostenible. Institut Recerca de l'Aigua, curso: 2010-2012. Universidad de Barcelona. Barcelona, España.

Povoa, L.V. (2013). “Manual do Usuário do Pacote Precinticon”. Laboratório Computacional da UNESP-Ourinhos, Brasil.

R Development Core Team (2014). “R Foundation for Statistical Computing”, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0: <http://www.R-project.org>.

Rao, V. B.; Lima, M., Franchito, S. H. (1993). “Seasonal and Interannual Variations of Rainfall over Eastern Northeast Brazil”. In: *Journal of Climate*, 6, 1754-1763.

Siqueira, A. H. B.; Souza, L. O.; Molion, L. C. B.; Bernardo, S. O.; Salvador, M. A. y Oliveira, J. P. P. (2006). “Impactos do ENOS no norte e nordeste brasileiros e sua relação com a Oscilação Decadal do Pacífico”. *Edição XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Florianópolis – SC, Brasil.

## CONCENTRACIÓN DIARIA DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA DEL IGUAZÚ, PARANÁ, BRASIL.

MARQUES PINHEIRO, Gabriela<sup>(1)</sup>; TEIXEIRA NERY, Jonas<sup>(2)</sup>; y MARTÍN-VIDE, Javier<sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Universidade Federal do Paraná, Curitiba-PR. <sup>(2)</sup> Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), Ourinhos-SP, Brasil. <sup>(3)</sup> Grupo de Climatología, Universidad de Barcelona, España

[gabimpinheiro20@hotmail.com](mailto:gabimpinheiro20@hotmail.com), [jonas@ourinhos.unesp.br](mailto:jonas@ourinhos.unesp.br), [jmartinvide@ub.edu](mailto:jmartinvide@ub.edu)

### RESUMEN

La cuenca del Río Iguaçu/Paraná, en el sur de Brasil, está expuesta a los riesgos derivados de las inundaciones, sobre todo en los meses de verano (diciembre, enero y febrero). Durante este período la cuenca experimenta precipitaciones convectivas asociadas a sistemas frontales junto con el calentamiento local. Además, la precipitación convectiva está vinculada a la entrada de humedad procedente del norte de Brasil. Dada su concentración en el tiempo y su gran volumen total, el conocimiento de la precipitación a resolución diaria en la cuenca es muy importante. En particular, la comprensión de los patrones de precipitación diaria es esencial para la planificación y gestión del territorio y en cuanto a la conservación de los recursos naturales. Con base en el conocimiento de la zona, este trabajo utiliza el índice de concentración diaria (CI) y el índice de concentración de la precipitación (PCI) para determinar los impactos potenciales de la precipitación diaria. Los índices se aplicaron a 24 estaciones meteorológicas de toda la cuenca con datos de calidad, para el período 1970-2010. Los valores del índice de concentración (CI) son moderados, no superando 0,60, lo que significa que las cantidades diarias de lluvia están relativamente bien distribuidas.

**Palabras clave:** Cuenca Rio Iguaçu, precipitación, variabilidad, índice de concentración.

### ABSTRACT

The Iguaçu/Paraná basin, located in the South of Brazil, is exposed to flood risk, mainly during summer months (December, January and February). During this period, the basin undergoes convective precipitation associated with frontal systems with local heating. Besides that, the convective precipitation is related to the moisture entrance from the North of Brazil. Given its concentration at time and large total volume, the knowledge of the resolution of daily rainfall is very important. Particularly, the comprehension of the daily rainfall patterns is essential for planning and management of land and to the conservation of natural resources. Based on area knowledge, this paper uses the daily concentration index (CI) and the standardization concentration index (PCI) to determine the potential impacts of daily rainfall. The ratio was administrated in 24 weather stations throughout the basin with quality data for the period 1970-2010. The values of daily concentration index (CI) are moderate, nor superior to 0,60, which means that the daily rain is relatively well distributed.

**Key words:** Rio Iguaçu basin, rainfall, variability, concentration index.

## 1. INTRODUCCIÓN

Las grandes ciudades tienden a concentrar cada vez a un mayor número de personas. Ya más del 50% de la población planetaria es urbana, según Naciones Unidas, lo que genera graves problemas sociales y ambientales de todas las clases. Los riesgos y vulnerabilidades a los problemas medioambientales urbanos tienden a intensificarse por lo que es necesario desarrollar estudios que permitan abordarlos y resolverlos, así como, en el contexto del cambio climático, adoptar las acciones de adaptación más adecuadas ante las crecientes inundaciones urbanas.

Los fenómenos meteorológicos extremos de precipitación están entre los desastres naturales más graves que afectan a la sociedad. Los regímenes de lluvias, además de su variabilidad natural, son afectados por las transformaciones de la superficie y los cambios en los usos del suelo, a diferentes escalas, desde la local a la global.

Los fenómenos relacionados con oscilaciones del flujo de agua, como episodios de inundaciones y riadas, son constantes en Brasil, principalmente en las grandes ciudades del sur y sureste del país. Las inundaciones representaron un escenario crítico entre los años de 1974 a 2003 y el mayor número de desastres naturales entre 1948 y 2007, según datos de EM-DAT (emergencia eventos Database).

La cuenca del río Iguazú ubicado en la región sur de Brasil, se inserta en este contexto y constituye parte del escenario descrito. El área de la cuenca se encuentra entre las latitudes 25° 05' S y 26° 45' S y longitudes 48° 57' W y 54° 50' W, y es la más grande en el estado de Paraná, con 70.800 km<sup>2</sup>, de la cual el 80.4% se encuentra en Paraná, 16,5% en Santa Catarina y 3% en Argentina. Su eje principal tiene una longitud de 1.275 km, en dirección este-oeste, y, según Köppen, la cuenca del río Iguazú presenta clima subtropical húmedo, con veranos cálidos e inviernos frescos, sin estación seca. Los niveles altos y constantes de precipitación favorecen la agricultura, base económica de la región y dan lugar a un gran potencial hidroeléctrico, también favorecido por la complejidad de la formación geológica que conforma la cuenca (COPEL, 1996).

Las más importantes ciudades ubicadas en la cuenca son: Curitiba, São José dos Pinhais, Colombo, Cascavel, Guarapuava, Araucaria y Francisco Beltrão. La población de la cuenca se estima en 4.541.698 habitantes, de los cuales el 85,3% corresponde a población urbana. En las cabeceras de la cuenca, donde se encuentra el área metropolitana de Curitiba, hay una gran concentración de población, con industrias, actividades comerciales y servicios. Dentro de la agricultura, los cultivos de soja y trigo son los más destacados, existiendo todavía pastos (Suderhsa, 1997).

Un fenómeno que interfiere en las características climáticas de las circulaciones de gran escala de la atmósfera y en particular de América del Sur, es El Niño/Oscilación Sur (ENOS). Como es sabido, la circulación en el Pacífico Tropical austral, de aguas frías al este de este océano, está sometida a fluctuaciones recurrentes con notables calentamientos episódicos, en períodos de 3 a 7 años, que provocan cambios en la circulación a gran escala de la atmósfera en la citada área (Oscilación del Sur), causando anomalías climáticas en gran parte del globo (Hoskin y Karoly 1981 y otros). Las intensidades y las fases de la Oscilación del Sur han sido generalmente medidas a través de los llamados índices de la Oscilación del Sur (IOS o SOI), que se derivan de la presión atmosférica en superficie en las cercanías de los centros de acción (el anticiclón tropical del Pacífico sur y las bajas presiones ecuatoriales del nordeste de Australia). Entre éstos, el índice basado en las diferencias de las presiones atmosféricas al nivel del mar (mensuales y estacionales) estandarizadas de Tahití (Polinesia francesa) y Darwin (nordeste de Australia), que es negativo para los episodios cálidos o de El Niño, ha

sido promocionado como un gran indicador del estado de la Oscilación del Sur (Trenberth, 1983). El área de estudio presenta una mayor cantidad de lluvia durante la fase de El Niño.

Según Hoffmann (1975), los frentes fríos son la principal causa de las lluvias en el sur de Brasil. Debido a su variabilidad espacial y temporal, la precipitación es compleja y variable. Responde, como se ha dicho, a la influencia de los eventos ENOS y, además, a los sistemas frontales originarios de América del Sur, a través del calentamiento local y el aporte de humedad, y aún más por la orografía (Cordillera de los Andes). También tenemos un importante sistema denominado de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), influenciando la lluvia en la primavera y verano en el hemisferio sur.

El presente trabajo intenta analizar los patrones temporales de la precipitación diaria utilizando el índice de concentración diaria de la precipitación (CI), desarrollado por Martín-Vide (2003), y el PCI desarrollado por Oliver (1980) y modificado por De Luis *et al* (1997). Estos índices se calcularon para entender las variaciones de las precipitaciones en diferentes escalas de tiempo. Reflejan la concentración temporal de la precipitación, que representa el potencial de causar inundaciones, con sus efectos en los recursos hídricos y la seguridad en la ingeniería hidráulica.

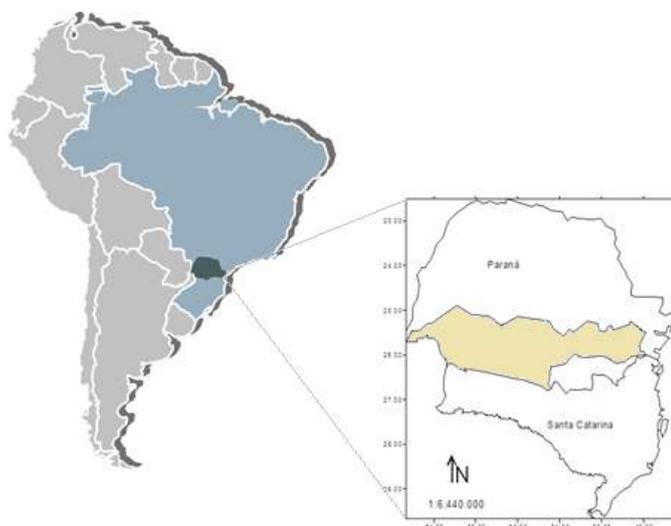


Fig 1: Ubicación de la cuenca del Río Iguazú, entre los estados de Paraná y Santa Catarina, al sur de Brasil.

## 2. MATERIAL Y MÉTODOS

El periodo de estudio seleccionado para este trabajo, corresponde a 30 años lineares (1980-2010)). Para tanto fueron seleccionados datos de 24 estaciones pluviométricas de la red de la Agência Nacional de Água (ANA). Todos los datos fueron homogeneizados y consistidos, a través del paquete Climatol (Guijarro, 2014), y posteriormente se empleó el método del CI propuesto por Martín-Vide (2003), utilizando el paquete “*Precintcon*” idealizado por Povoá (2013).

Los dos paquetes anteriores son desarrollados en ambiente R. Con los resultados alcanzados fueron confeccionados los mapas, usando el software “*Surfer 10*”, para observar la distribución espacio-temporal del índice en toda la cuenca.

Además, el uso del R en el análisis y manipulación de datos constituye un valioso instrumento, especialmente en estudios climáticos. Para Nery (2012), el programa presenta un abanico de opciones de exámenes estadísticos, como testes paramétricos y no paramétricos, modelaje lineal y no lineal, diagnóstico de series temporales, simulaciones y estadísticas espaciales o descriptivas.

La heterogeneidad de la precipitación mensual se analizó mediante el índice de concentración de la precipitación, originalmente propuesto por Oliver (1980) y modificado luego por De Luis *et al* (1997), y el coeficiente de variación.

El índice modificado se expresa como:

$$PCI = 100 * \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^2}{(\sum_{i=1}^{12} p_i)^2}$$

Según lo descrito por Oliver (1980), los valores anuales de PCI por debajo de 10 indican una distribución uniforme de la precipitación mensual, mientras que los valores de 11-20 denotan estacionalidad en la distribución de las lluvias. Valores superiores a 20 corresponden a un clima con marcada variabilidad mensual en la cantidad de precipitación.

Otro índice, a resolución diaria, llamado índice de concentración diaria (CI), propuesto por Martin-Vide (2003), se utilizó para determinar el peso de las lluvias según sus diferentes clases de precipitación.

El Índice de Concentración (CI) se define como una aproximación al índice de Gini, representación numérica de las desigualdades mostradas por la curva de Lorenz, que sirve para expresar el grado de concentración de una magnitud concreta en una porción de una población determinada. En este caso, el CI sirve para cuantificar la importancia de los días lluviosos respecto al total de lluvia acumulada en una serie temporal.

Así, para determinar el impacto relativo de las diferentes clases de precipitación diaria, y, especialmente, para evaluar el peso de las mayores cantidades diarias recogidas respecto del total, este índice analiza los porcentajes acumulados de precipitación  $Y$ , al que contribuye el porcentaje acumulado de días  $X$  en los cuales tuvo lugar.

Estos porcentajes se asocian a curvas exponenciales, del tipo:

$$Y = aX \exp(bX)$$

Los valores de  $a$  y  $b$  son constantes y se determinan de la siguiente manera:

$$\ln a = \frac{\sum X_i^2 \sum \ln Y_i + \sum X_i \sum X_i \ln X_i - \sum X_i^2 \sum \ln X_i - \sum X_i \sum X_i \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

$$b = \frac{N \sum X_i \ln Y_i + \sum X_i \sum \ln X_i - N \sum X_i \ln X_i - \sum X_i \sum \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

Una vez que las constantes han sido determinadas, la integral definitiva de la curva exponencial entre 0 y 100 es el área  $A$  bajo la curva:

$$A = \int_0^{100} \frac{a}{b} e^{bx} \left(x - \frac{1}{b}\right) dx$$

El área  $S'$  comprimida por la curva, la línea de equidistribución y  $X=100$  es la diferencia entre 5000 y el valor de la ecuación del valor de  $A$ :

$$S' = 5000 - A$$

A partir de este valor, se define el índice de concentración de la precipitación diaria:

$$CI = \frac{2S'}{10000} = \frac{S'}{5000}$$

El análisis utilizando el CI proporciona mejor comprensión y permite observar la ocurrencia de inundación en una zona concreta. Sin embargo, en eventos de precipitaciones extremas están asociados al desarrollo de estos incidentes.

Número	Código	Nombre	Longitud (W)	Latitud (S)	Altitud
62	2549017	São José dos Pinhais	-49,15	-25,51	910
63	2549051	Bocaiuva do Sul	-49,11	-25,21	980
64	2549061	Quitandinha	-49,51	-25,86	820
65	2550000	Prudentópolis	-50,93	-25,21	690
66	2550015	Palmeira	-50,01	-25,31	870
67	2550028	Lapa	-50,01	-25,69	900
69	2551000	Guarapuava	-51,45	-25,45	950
70	2551022	Inácio Martins	-51,28	-25,81	872
71	2551037	Pinhão	-51,85	-25,81	1050
72	2552000	Quedas do Iguaçu	-52,91	-25,44	550
73	2552019	Laranjeiras do Sul	-52,43	-25,32	880
74	2553004	Dois vizinhos	-53,33	-25,65	450
75	2553014	Capanema	-53,98	-25,58	250
76	2553028	Capitão Leônidas Marques	-53,56	-25,41	470
77	2554002	Foz do Iguaçu	-54,43	-25,68	152
78	2554012	Foz do Iguaçu	-54,41	-25,44	284
79	2554018	Medianeira	-54,03	-25,41	400
80	2649006	Rio Negro	-49,81	-26,11	770
81	2651000	União da Vitória	-51,08	-26,22	736
82	2651020	Bituruna	-51,41	-26,15	950
83	2652012	Vitorino	-52,81	-26,26	710
84	2650000	Papanduva	-50,28	-26,37	765
85	2650005	São Matheus do Sul	-50,32	-26,01	770
86	2650006	São Matheus do Sul	-50,58	-26,32	770

Tabla 1: NÚMERO, CÓDIGO, NOMBRE, LONGITUD, LATITUD Y ALTITUD DE LAS ESTACIONES UTILIZADAS.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Tal y como aparece en la Fig. 2, la altitud en la cuenca del río Iguazu es bien marcada, con valores superiores a 800 m en la cabecera hasta la parte central de la cuenca. Los valores en la parte final de la cuenca no exceden los 300 m y provocan una fuerte inclinación, permitiendo la generación de energía eléctrica a lo largo de esta cuenca.

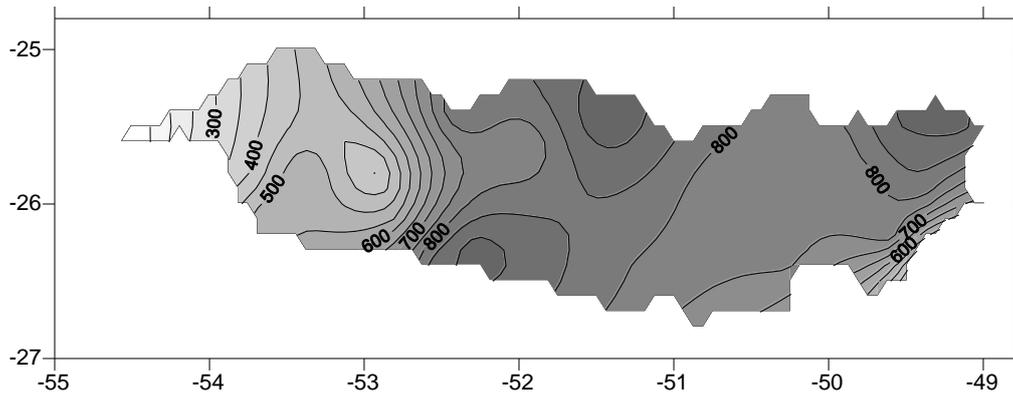


Fig. 2: Mapa de la altitud (m) de la cuenca del Río Iguazu.

En la Fig.3, las precipitaciones anuales oscilan entre 1.700 mm y 1.900 mm, donde los valores más altos se encuentran en la región de mayor altitud y pendiente, como la parte oeste de la cuenca. Otra observación importante a subrayar está en la zona central de la cuenca, en el cual se observan valores próximos a 1.800 mm de precipitación el cual está asociado a orografía de la región, el municipio de Guarapuava por ejemplo, que está a 1.200 m por encima del nivel do mar.

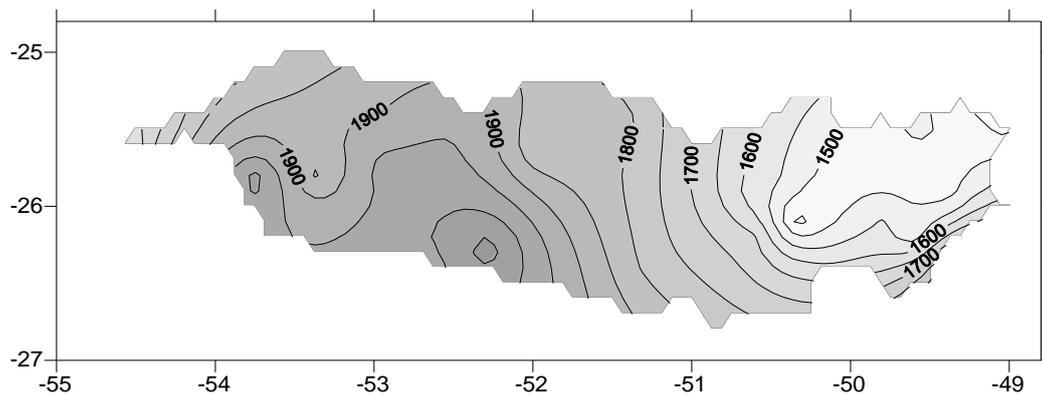


Fig. 3: Media anual de precipitación (mm) en la cuenca do Río Iguazu.

Se calcularon los valores de CV, IC y PCI para 24 estaciones ubicadas en la cuenca del Iguazu para el período 1970-2010, presentado en la Tabla 2. Martín-Vide (2003) explica que valores del CI inferiores a 0,50 se consideran con baja concentración pluviométrica, mientras para valores entre 0,50 a 0,60 son considerados moderados, entre 0,60 a 0,70 la concentración es caracterizada alta, ya para valores por encima de 0,70 se considerada muy alta.

Los datos establecidos en la Tabla 2, son entre 0,52 y 0,59, por lo tanto la concentración de la precipitación en la cuenca del Iguazú es considerada moderada, siendo el valor más pequeño de 0,52 en tres estaciones (Palmeira, Lapa y Vitorino) y el mayor valor fue de 0,59 en el municipio de São Matheus do Sul.

Número	Código	Nombre	CV	CI	PCI
62	2549017	São José dos Pinhais	0,16	0,53	11,3
63	2549051	Bocaiuva do Sul	0,22	0,53	11,3
64	2549061	Quitandinha	0,18	0,54	11,1
65	2550000	Prudentópolis	0,22	0,53	11,4
66	2550015	Palmeira	0,23	0,52	11,5
67	2550028	Lapa	0,17	0,52	11,1
69	2551000	Guarapuava	0,19	0,53	11,0
70	2551022	Inácio Martins	0,18	0,54	10,9
71	2551037	Pinhão	0,23	0,53	10,8
72	2552000	Quedas do Iguazú	0,20	0,53	11,1
73	2552019	Laranjeiras do Sul	0,18	0,55	11,2
74	2553004	Dois vizinhos	0,18	0,54	11,2
75	2553014	Capanema	0,21	0,53	11,3
76	2553028	Leônidas Marques	0,20	0,53	11,2
77	2554002	Foz do Iguazú	0,18	0,53	11,5
78	2554012	Foz do Iguazú	0,23	0,53	11,6
79	2554018	Medianeira	0,22	0,54	11,2
80	2649006	Rio Negro	0,21	0,54	11,3
81	2651000	União da Vitória	0,20	0,54	11,1
82	2651020	Bituruna	0,24	0,54	11,0
83	2652012	Vitorino	0,22	0,52	10,9
84	2650000	Papanduva	0,23	0,54	11,2
85	2650005	São Matheus do Sul	0,20	0,54	11,2
86	2650006	São Matheus do Sul	0,20	0,59	11,3

Tabla 2: NÚMERO, CÓDIGO, NOMBRE, CV, CI Y PCI DE LAS ESTACIONES UTILIZADAS.

Estos datos demuestran que la concentración de la precipitación diaria en estas áreas es regular y sin estacionalidad. La consecuencia del resultado es muy útil en estudios ambientales, cuyo objetivo es estimar el riesgo de pérdida de suelo o evaluar la intensidad de los procesos de erosión, así como estimar las zonas con inundaciones frecuentes. Los valores del CI y PCI en la Tabla 2 se representan en la Fig. 4 y 5, que permite la visualización de los patrones espaciales de concentración de la precipitación diaria.

En relación al CV y, de acuerdo Martín-Vide (2003) los valores por debajo de 0,20 se consideran bajos, entre 0,20 y 0,24 se consideran moderados, entre 0,25 y 0,29 se definen moderadamente altos, entre 0,30 y 0,34 son altos, entre 0,35 y 0,39 son alto - muy altos y valores superiores a 0,40 se consideran muy altas. Por lo tanto, cabe señalar que estos datos no tienen gran variación, siendo su valor habitual entre 0,16 y 0,24, concluyendo que para

esta cuenca, los valores del CV resultarían bajos y moderados concentraciones, así como los valores de CI.

Durante el período de análisis, la cuenca del Iguazu presentó lluvias intensas, que se produjeron por los sistemas frontales y procesos locales (calentamiento superficial) que provocaron la precipitación convectiva. Esta precipitación se asocia con la entrada de humedad, proveniente del norte de Brasil, principalmente durante la primavera y el verano. Este hecho provoca en la parte sureste de la cuenca, precisamente en el municipio de São Matheus do Sul, mayor concentración de lluvias, alcanzando un valor de CI de 0,59.

Los valores PCI varían de 10,8 (estación de Pinhão) a 11,6 (estación en Foz do Iguazu), según Oliver (1980), estos valores no denotan un sistema de lluvias estacionales. La estacionalidad es más pronunciada en las zonas de transición entre la costa y la meseta (después de la Serra do Mar). La Tabla 2 presenta los valores del PCI en cada estación y sus estadísticas estandarizadas.

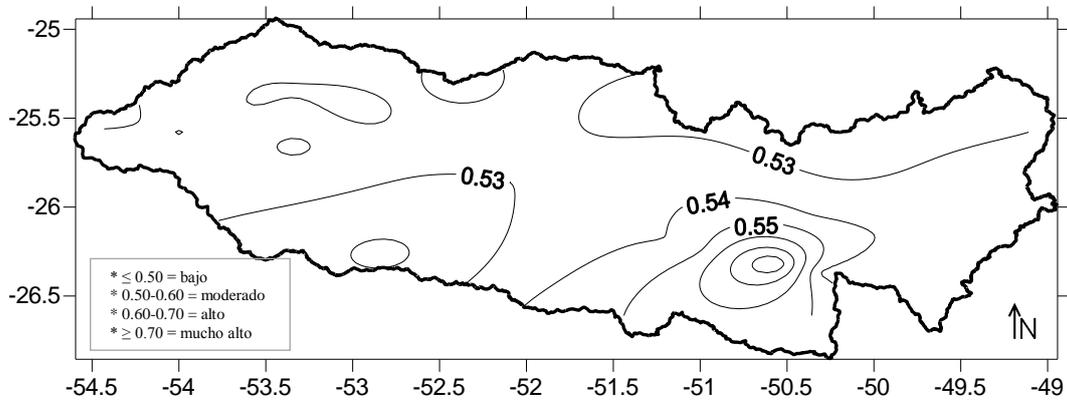


Fig. 4: Mapa del CI, período 1970-2012.

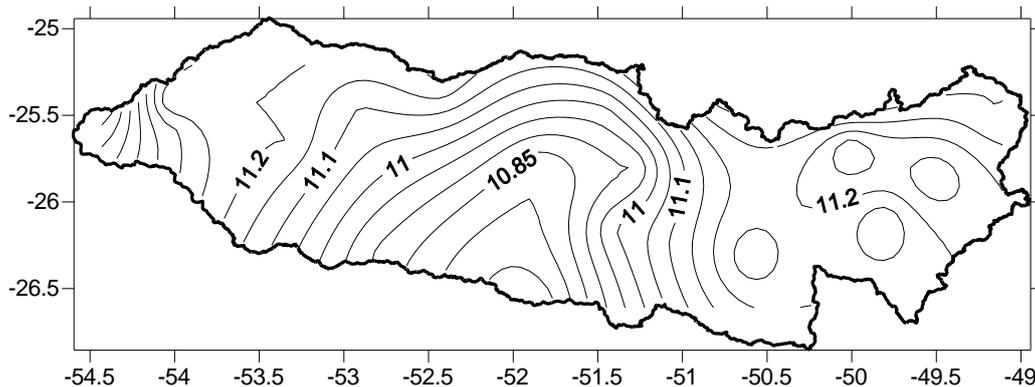


Fig. 5: Mapa del PCI, período 1970-2012.

#### 4. CONCLUSIÓN

El índice de concentración de la precipitación (PCI, de Luis et al 1997) se utilizó para evaluar la estacionalidad de la precipitación y el índice de concentración (CI, Martín-Vide 2004) fue utilizado para determinar el peso del evento más grande para un valor total de precipitación

diaria. Los resultados del PCI mostraron una baja estacionalidad de la precipitación en la cuenca. Los valores medios más altos del PCI y CI se ubican principalmente en la parte meridional (SE) del área de estudio, y particularmente en tres estaciones, dos situadas en Matheus do Sul y una en Foz do Iguaçu. El índice de concentración de IC oscila entre 0,52 y 0,59 en la cuenca.

La cuenca del río Iguaçu está situada en la zona de transición entre la región tropical y subtropical, con veranos cálidos e inviernos frescos, sin estación seca. Además, la cuenca del río Iguaçu a menudo recibe lluvias convectivas con una precipitación total muy alta durante la primavera y el verano, elevando los valores de CI. Los resultados del estudio demuestran que el CI es generalmente proporcional al PCI, mostrando una pequeña estacionalidad en la distribución de las lluvias. Para la zona de transición climática, la concentración de las precipitaciones en algunos días lluviosos (primavera y verano) es aparentemente elevada en lugares con alta precipitación anual.

## 5. AGRADECIMIENTOS

Nuestros agradecimientos al Grupo de Climatología de la Universidad de Barcelona, Cataluña, España. Los dos primeros autores tienen apoyo financiero del gobierno de Brasil (PDSE, CsF-CAPES).

## 6. REFERENCIAS

- Agência Nacional de Água - ANA (2012). <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. consultado en: 10 dez. 2012.
- COPEL. (1996). *Energia elétrica no Paraná, 25 anos de evolução*. Curitiba: Copel.
- De Luis, M. Gonzalez-Hidalgo, J.C. Ravento, S J. Sanches, JR. Cortina, J (1997). *Distribución espacial de la concentración y agresividad de la lluvia en el territorio de la Comunidad Valenciana*. Cuaternario y Geomorfología 11:33–44
- EM DAT. Emergency Disasters Data Base. (2011). <<http://www.em-dat.net/>>. consultado en: 10 dez. 2011.
- Guijarro, J. A. (2014). *User's guide to climatol. State Meteorological Agency (AEMET), Balearic Islands Office, Spain*. <<http://www.climatol.eu/index.html>> consultado en: 20.05.2014.
- Hoffmann, J. A. J. (1975). *Atlas climático de América Del Sur. Primera Parte*. Ginebra: OMM.
- Hoskin, B. J.; Karoly, D. (1981). *The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing*. J. Atmos. Sci. Boston, v. 38, p. 1179- 1196,
- Martín-Vide, J. (2003): *El tiempo y el Clima*. Barcelona. Rubes. 128 pp.
- Nery, J. T. (2012). *Análise da variabilidade da precipitação pluvial no Brasil e suas regiões*. Livre-docência. UNESP, Ourinhos-SP.

Oliver, J.E (1980) *Monthly precipitation distribution: a comparative index*. Prof Geogr 32:300–309

Povoa, L.V. (2013). “Manual do Usuário do Pacote Precinticon”. Laboratório Computacional da UNESP-Ourinhos, Brasil.

R: *A Language and Environment for Statistical Computing. Version 3.1.0* (2014-04-10)

R Development Core Team (2014). *R Foundation for Statistical Computing*, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, <<http://www.R-project.org>> consultado em: 23/05/2014.

SUDERHSA. (1997). *Qualidade das águas interiores do Estado do Paraná 1987-1995*. Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos. Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento ambiental. Curitiba, 1997.

Trenberth, K. E. (1983). *Spacial and temporal variations of the Southern Oscillation*. Roy. Meteor. Soc. Quart. J., Reading, v. 102, p. 639-653, 1983.

# ANÁLISIS SINÓPTICO DE LOS DÍAS CON RECOLECCIÓN DE AGUA DE NIEBLA EN EL NORDESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

David CORELL CUSTARDOY<sup>1</sup>, María José ESTRELA NAVARRO<sup>1</sup>, José Antonio VALIENTE PARDO<sup>2</sup>, César AZORÍN-MOLINA<sup>3</sup>, Javier MARTÍN-VIDE<sup>4</sup>, Deliang CHEN<sup>5</sup>

<sup>1</sup>*Laboratorio de Meteorología-Climatología, Unidad Mixta CEAM-UVEG, Facultad de Geografía, Universidad de Valencia*

<sup>2</sup>*Laboratorio de Meteorología-Climatología, Unidad Mixta CEAM-UVEG, Instituto Universitario Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo (CEAM) – Universidad Miguel Hernández*

<sup>3</sup>*Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Zaragoza*

<sup>4</sup>*Grup de Climatologia, Facultat de Geografia i Història, Universitat de Barcelona*

<sup>5</sup>*Regional Climate Group, Earth Sciences Centre, University of Gothenburg*

davidcocu@gmail.com, majoesna@uv.es, josean@ceam.es, cazorin@ipe.csic.es, jmartinvide@ub.edu, deliang@gvc.gu.se

## RESUMEN

En el marco del proyecto NIEVA «Evaluación del agua de niebla en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica. Potenciales usos y aplicaciones», CGL2008-04550/CLI, dirigido por el Instituto Universitario Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo (CEAM), se instaló una red de colectores de agua de niebla abarcando el conjunto del litoral mediterráneo peninsular desde el Cabo de Gata al Pirineo. Estos colectores pasivos han proporcionado datos de recolección de agua de niebla en enclaves montañosos del prelitoral y litoral mediterráneo. El objetivo del estudio ha sido determinar la relación entre la recolección de agua de niebla y los patrones de circulación atmosférica, aplicando el método automático de clasificación sinóptica de Jenkinson y Collison. Este trabajo se centra en el análisis sinóptico del agua de niebla en los colectores ubicados en el NE de la Península Ibérica, utilizando la base de datos del periodo 2010-2012 de cinco colectores ubicados en la Sierra de la Albera, los macizos del Montseny y del Montnegre, y las montañas de Tivissa-Vandellòs. Las situaciones advectivas, fundamentalmente las de tipo NE y E, se han mostrado como las que generan mayor número de días con recolección de niebla, así como las de tipo C y A. Los mayores volúmenes de agua han sido recolectados bajo situaciones de tipo C, las cuales han mostrado una elevada tasa de recolección. Los valores máximos diarios de recolección han aparecido con patrones de tipo C en los cinco colectores.

**Palabras clave:** Niebla de advección, recolección de niebla, clasificación sinóptica objetiva, Jenkinson y Collison, NE de la Península Ibérica

## ABSTRACT

Under the frame of the research project «Evaluation of fog water collection on the Mediterranean fringe of the Iberian Peninsula. Potential uses and applications» reference

CGL2008-04550/CLI, lead by the Mediterranean Centre for Environmental Studies (CEAM), a fog collection network was installed in the eastern fringe of the Iberian Peninsula, from the Pyrenees to Cape of Gata. This network of passive fog collectors has provided data of fog-water collection at several coastal and inland mountains. The aim of this study is to analyse the relationship between fog water harvesting and atmospheric circulation, by applying the automatic classification method of Jenkinson and Collison. In this paper we focus on the study of five fog collectors located at the NE of the Iberian Peninsula, using the database for the period 2009-2012. The fog collectors were located at the mountains of Sierra de Albera, the Montseny and Montnegre, and the Tivissa-Vandellòs. Advective situations, mainly NE and E types, have shown the greatest number of days with fog collection, as well as the C and A weather types. The largest volumes of water have been collected under C situations, which have shown a high fog collection rate. Daily maximum values have also appeared under C patterns in the five collectors.

**Keywords:** Advection fogs, fog collection, objective weather type classification, Jenkinson and Collison, NE of the Iberian Peninsula

## 1. INTRODUCCIÓN

Desde el año 2003 se está llevando a cabo una investigación sobre el potencial de recolección de agua de niebla en el litoral mediterráneo de la Península Ibérica (PI). Para ello, el Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo (CEAM) puso en funcionamiento una Red de Colectores de Agua de Niebla. El proyecto NIEVA «Evaluación del agua de niebla en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica. Potenciales usos y aplicaciones», CGL2008-04550/CLI, permitió extender la Red a toda la vertiente mediterránea de la PI, desde los Pirineos hasta el Cabo de Gata. En este trabajo nos centramos en el análisis de los colectores situados en el NE de la zona de estudio y evaluamos la relación entre la captación de agua de niebla con los diferentes tipos de circulación atmosférica, utilizando un método de clasificación objetivo.

La Red de Colectores de Agua de Niebla ha permitido cuantificar el agua recolectada en diferentes emplazamientos del litoral mediterráneo, a partir de nieblas orográficas o de advección. Este tipo de niebla ha sido estudiado ampliamente con fines de aprovechamiento, pero existen pocos trabajos que traten de determinar las condiciones sinópticas que favorecen su recolección. Tan sólo se conocen algunos trabajos que analizan los patrones de circulación atmosférica para mejorar la predicción meteorológica de la niebla en general (van Schalkwyk y Dyson, 2013) o que estudian episodios concretos de recolección de niebla (Marzol *et al.*, 2011; Valiente *et al.*, 2011) o épocas determinadas del año con presencia de niebla (Johnstone y Dawson, 2010). Sin embargo, no se han encontrado trabajos centrados en las nieblas de advección que determinen las situaciones sinópticas más frecuentes para su recolección utilizando series temporales largas de niebla. Por el contrario, las nieblas de radiación, que generalmente provocan un impacto negativo en la sociedad en forma de accidentes o retrasos derivado de la disminución de la visibilidad en vías de transporte (carreteras, aeropuertos, puertos, etc.), sí que han encontrado interés en la comunidad científica (Meyer y Lala, 1990). No existe una clasificación de situaciones sinópticas general y de amplia aceptación para la PI (Martín-Vide, 2002). Hasta la fecha, se han propuesto varias de ellas, las cuales, en función de su metodología de cálculo, se pueden dividir en dos grandes grupos: clasificaciones subjetivas y objetivas. Las clasificaciones subjetivas más utilizadas han sido: Lines (1981), que define 25 tipos de situaciones basadas en los mapas de 300 hPa, Font Tullot (1983) con 23 tipos que combinan mapas de superficie y 500 hPa, Martín-Vide (1991) con 16 tipos usando los

mismos niveles, y Capel-Molina (2000) que sugirió una clasificación con 18 tipos basados en presión en superficie y 500 o 300 hPa (Martín-Vide, 2002; Soriano *et al.*, 2006). Del mismo modo Millán *et al.* (2005) desarrolló, utilizando mapas de presión en superficie, y 500 y 300 hPa, una clasificación en función del tipo de precipitación con buenos resultados para la Comunidad Valenciana. Este tipo de clasificaciones son válidas para el análisis sinóptico de episodios concretos, pero resultan inabordables cuando se analizan largas secuencias temporales (Azorín-Molina *et al.*, 2008), además de que los resultados obtenidos pueden ser diferentes en función de la interpretación de cada investigador. Por el contrario, las clasificaciones objetivas permiten automatizar el cálculo de resultados, evitando la subjetividad asociada a cada investigador, permitiendo a su vez el tratamiento de series meteorológicas largas<sup>1</sup>. Dentro de este grupo se encuentran los métodos basados en análisis multivariante, así como el que sigue la clasificación de Jenkinson y Collison, en adelante JC (Jenkinson y Collison, 1977). Los primeros requieren la actuación del investigador para determinar el número de situaciones sinópticas, el nivel de la varianza explicada por las componentes, selección de un método de rotación si es necesario, etc., por lo que no son procesos totalmente objetivos, sino semi-objetivos (Grimalt *et al.*, 2013). El segundo método es más sencillo de aplicar y su sentido físico es superior (Vicente-Serrano, 2004), por lo que ha sido el seleccionado para este trabajo. Además, está considerado como el método más objetivo de clasificación sinóptica (Grimalt *et al.*, 2013).

El método JC fue desarrollado para las Islas Británicas, automatizando el método subjetivo desarrollado por Lamb (1950; 1972). Fue aplicado por primera vez a la PI por Spellman (2000) para el estudio de la precipitación y debatida por Martín-Vide (2001; 2002). Posteriormente ha sido utilizado con buenos resultados para el estudio de la precipitación torrencial (Azorín-Molina *et al.*, 2008; Martín-Vide, 2002), los temporales de viento (Rasilla, 2002), las sequías (Vicente-Serrano, 2004; Vicente-Serrano y López, 2006), las brisas marinas (Azorín-Molina *et al.*, 2009; Azorín-Molina *et al.*, 2011) y más recientemente en la investigación de la erosión y los sedimentos (Nadal-Romero *et al.*, 2014) o los tipos de clima (Grimalt *et al.*, 2013). Sin embargo, hasta la fecha esta metodología no ha sido aplicada para el estudio de la recolección de agua de niebla.

Por todo ello, el principal objetivo de este trabajo es analizar cuáles son los patrones sinópticos que favorecen la recolección de agua de niebla en el NE de la PI, aplicando para ello el método de clasificación objetiva de Jenkinson y Collison.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1 Área de estudio

El estudio se centra en el NE de la PI y más en concreto, en cinco puntos de montaña litorales y prelitorales (figura 1), localizados en las provincias de Girona, Barcelona y Tarragona. Los emplazamientos elegidos han sido el pico Puig Neulós, en la Sierra de la Albera, dos lugares del macizo del Montseny (Montseny Antenas y Montseny Canplá), el macizo del Montnegre y Portella, una de las cimas de la Sierra de Tivissa-Vandellòs. En cada uno de estos emplazamientos se instaló un colector de niebla experimental, como el que se detalla en el apartado 2.2. Todos los emplazamientos cumplían las recomendaciones geográficas realizadas por Schemenauer *et al.* (1994) a la hora de seleccionar un lugar para implantar un sistema pasivo de captación de agua de niebla. Se trata de lugares con altitudes superiores a 400 m, con presencia de vientos persistentes de componente marítima, próximos al mar y sin

---

<sup>1</sup> La acción COST733 (Harmonisation and Applications of Weather Types Classifications for European Regions), en la que participaron investigadores de 23 países, centró su esfuerzo en determinar las clasificaciones objetivas más adecuadas para el continente europeo <http://cost733.met.no/>

obstáculos en el relieve cercano (montañas, picos, etc.) que desvíen la trayectoria de los vientos e impidan que la niebla intercepte con el emplazamiento seleccionado.

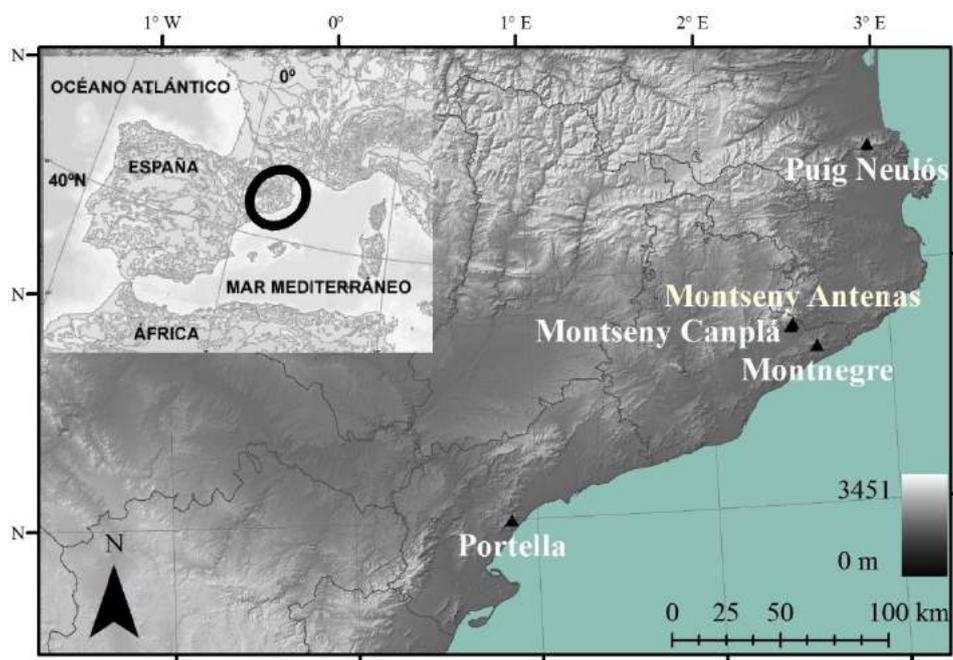


Fig. 1: Distribución geográfica de los colectores de niebla situados en el NE de la Península Ibérica

## 2.2 Instrumentación

En cada uno de los cinco emplazamientos seleccionados se instaló un captador de niebla como el descrito en Estrela *et al.* (2008) (figura 2). Se trata de un captador pasivo de tipo cilíndrico diseñado y fabricado artesanalmente por personal de la Fundación CEAM y basado en los modelos SFC (Schemenauer y Cereceda, 1994a) y ASRC (Falconer y Falconer, 1980). Se trata de un colector de tipo cilíndrico y que presenta por tanto una exposición uniforme a los vientos de todas las direcciones, pudiendo recolectar agua de niebla con la misma eficacia, independientemente de cual sea la dirección de la que proceda. Además del colector de niebla, cada emplazamiento estaba dotado con equipos para la medición de la temperatura, la humedad, la lluvia y la velocidad y dirección de viento.

## 2.3 Tipo y período de datos de recolección de agua de niebla

Se han utilizado datos diarios de niebla (niebla acumulada de 00 a 24 h UTC). El periodo de estudio difiere entre los cinco colectores, ya que no fueron puestos en funcionamiento al mismo tiempo. Todos los datos utilizados se encuentran dentro del periodo comprendido entre los años 2009 y 2012. El periodo de datos utilizado en cada caso se puede observar en la tabla 1, así como información sobre su posición y su altitud. Las unidades utilizadas para describir la recolección de niebla son el volumen acumulado por unidad de superficie captadora ( $l/m^2$ ), empleándose en algún caso el promedio en función del tiempo, en este caso, días ( $l/m^2/d$ ). La frecuencia relativa de días con recolección de niebla ha sido calculada como la suma del número de días de un determinado tipo sinóptico, dividido por el número total de días. Del mismo modo, el porcentaje del volumen total de agua recolectada se ha calculado sumando el volumen capturado en cada situación sinóptica, dividido por el volumen total recolectado.



Fig. 2: Equipo para la recolección de niebla instalado en la cima del Puig Neulós. El colector de niebla, de forma cilíndrica, se encuentra instalado en la parte superior del equipo, justo debajo de los sensores de viento y del protector de lluvia (plato naranja)

Colector	Latitud	Longitud	Altitud	Período de datos
Puig Neulós	42°29'N	02°57'E	1232	27/10/2009 - 31/12/2012
Montseny Antenas	41°45'N	02°28'E	1230	17/06/2010 - 07/02/2012
Montseny Canplá	41°45'N	02°27'E	832	17/06/2010 - 07/02/2012
Montnegre	41°40'N	02°36'E	648	18/06/2010 - 31/12/2012
Portella	41°00'N	00°52'E	707	03/11/2010 - 31/12/2012

Tabla 1: POSICIÓN GEOGRÁFICA Y ALTITUD DE LOS COLECTORES DE AGUA DE NIEBLA Y PERÍODO DE DATOS ANALIZADO

#### 2.4 Método de clasificación sinóptica objetivo de Jenkinson y Collison

Los 16 puntos de grid, cuya presión en superficie ha sido utilizada para el cálculo de la clasificación sinóptica, representan la intersección de los paralelos 30°, 35°, 40°, 45° y 50° N con los meridianos 20°W, 10°W, 0° y 10°E, y abarcan la zona delimitada entre 30° y 50°N, y 20°W y 10°E centrada sobre la PI. Los datos diarios de presión atmosférica  $[p(n)]$  se obtuvieron a partir de los datos de reanálisis NCEP/NCAR de la Unidad de Investigación Climática, Norwich, Reino Unido, (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncep/>) para el período de estudio 2009-2012. El método de JC está formado por siete ecuaciones que calculan el viento geostrófico y las condiciones de vorticidad en unidades geostróficas (hPa) para determinar el tipo de tiempo sobre el retículo definido. El método identifica 27 tipos de tiempo, agrupados en cuatro categorías: (i) Ocho tipos de flujo direccionales (N; NE; E; SE; S; SW; W; NW); (ii) tipo ciclónico (C) y anticiclónico (A), relacionados con la rotación de la atmósfera; (iii) 16 tipos híbridos, que son una combinación de los dos tipos anteriores (AN;

ANW; AW; ASW; AS; ASE; AE; ANE; CN; CNW; CW; CSW; CS; CSE; CE; CNE); y (iv) tipo sinóptico indeterminado (U), cuyo problema se subsanó ampliando el retículo original de Spellman (2000). El alto número de situaciones de tipo C durante el verano se debe a la presencia de la baja térmica sobre la Península Ibérica (Azorín-Molina *et al.*, 2011).

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los datos que aquí se muestran representan toda el agua recolectada por el colector de niebla, la cual en su mayoría es de niebla, pero que presentan una proporción variable de contaminación por lluvia. Los colectores de niebla utilizados en este trabajo están equipados con un protector colocado en su parte superior, que evita que parte de la lluvia penetre en su interior (figura 2). Sin embargo, cuando ésta viene acompañada de viento, es inevitable que haya gotas que entren en el colector. El porcentaje de contaminación por lluvia durante el periodo de estudio para los cinco colectores analizados, ha sido, en promedio, del 12 % y ha sido calculado siguiendo el procedimiento descrito en Estrela *et al.*, 2008.

#### 3.1 Frecuencias, volúmenes y tasas de recolección de agua de niebla

En la figura 3 se presenta para cada colector analizado y para cada uno de las 26 situaciones sinópticas de JC, una gráfica (A) que contiene un diagrama de caja con determinados parámetros estadísticos (media, mediana, intervalo intercuartílico y percentiles 5, 10, 25, 75, 90 y 95) y un gráfico de líneas (B) que representa la frecuencia relativa de días con recolección de niebla, así como el porcentaje del volumen total de agua recolectada asociado a cada situación sinóptica, calculados a partir de los datos de recolección diaria de niebla.

En cuanto a las situaciones sinópticas que han permitido recolectar agua con mayor frecuencia (línea continua azul, gráfica B), destacan las situaciones de tipo advectivo, fundamentalmente las provenientes del primer y cuarto cuadrante, existiendo un descenso generalizado en los días de tipo S. El conjunto de las situaciones advectivas representan en la mayor parte los colectores analizados, el 50% de los días con recolección de niebla. Sin embargo, si analizamos los 26 tipos sinópticos de JC de manera individual, observamos como las situaciones puras de tipo C y A, junto a las situaciones de NE y E, han sido las que han aportado niebla con mayor asiduidad. En cambio, los días ciclónicos y anticiclónicos híbridos apenas han generado días de recolección. Las situaciones advectivas de procedencia marítima suponen un aporte de humedad desde el mar hacia tierra, lo que favorece la aparición de nubosidad baja y por tanto, de niebla en las montañas litorales y prelitorales. A su vez, se ha detectado en estudios previos que las situaciones ciclónicas puras (tipo C) son las más importantes en días de lluvias torrenciales (Azorín-Molina *et al.*, 2008; Martín-Vide, 2002). Son, por tanto, situaciones que benefician el desarrollo de nubosidad, la cual, en muchos casos, aparece en forma de niebla en puntos de montaña. Las situaciones anticiclónicas puras (tipo A) proporcionan condiciones favorables para la formación de brisas marinas (Azorín-Molina *et al.*, 2011). Las situaciones de brisa desarrollan nubosidad baja a lo largo de la tarde-noche, siendo por tanto responsables de la formación de nieblas orográficas y nubosidad baja, las cuales permiten la captación de agua (Azorín-Molina, *et al.*, 2010).

En cuanto a las situaciones sinópticas que han aportado mayor volumen de agua durante el periodo de estudio (línea discontinua negra, gráfica B), sobresalen por encima del resto, las de tipo ciclónico, las cuales suponen en la mayoría de los casos, más del 50% del volumen total recolectado, incluso llegando al 70% en los colectores Montseny Canplá y Montnegre. Los días con flujos direccionales también tienen un peso importante en el total del volumen capturado, llegando a ser el tipo que mayor cantidad de agua aporta en el colector Puig Neulós (47%). Sin embargo, el conjunto de las situaciones anticiclónicas se muestran como las que

menor volumen de agua se ha recolectado, con valores que no superan el 16% del total capturado en ninguno de los cinco emplazamientos analizados. Cuando observamos lo que ha ocurrido de manera individual para los 26 tipos de JC, los resultados muestran que los días de situaciones C son los que han contribuido con mayor peso al total del agua recolectada en los cinco colectores, aunque con importancia diferente en cada uno de ellos. Los días ciclónicos puros han aportado más del 53% del total de agua recolectada en Montseny Canplá y Montnegre, y más del 36% en Portella y Montseny Antenas, llegando al 22% en Puig Neulós. El resto de patrones sinópticos no representa más del 10% del volumen capturado en ningún caso. Las situaciones de tipo A muestran una mayor importancia en cuanto a la frecuencia de aparición que en lo referente al volumen de agua capturada. Se trata por tanto de situaciones que, aunque aparecen con relativa frecuencia, suelen contribuir con pequeñas cantidades de agua.

Las tasas de recolección de agua de niebla más elevadas se han registrado en situaciones de tipo ciclónico. Los valores promedio más importantes aparecen con patrones de circulación de clase CNW y CW, y en los colectores Puig Neulós y Montseny Antenas. Estas situaciones presentan tasas de recolección muy altas, que incluso llegan a superar los 100 l/m<sup>2</sup>/d en algún caso. Sin embargo, su aporte al total del volumen capturado apenas tiene importancia. Se trata por tanto de situaciones en las que no se recolecta agua de niebla con frecuencia, pero que a su vez son muy productivas. Los días con patrón de circulación de tipo C han mostrado también promedios diarios de captación importantes, con valores superiores a 50 l/m<sup>2</sup>/d en Puig Neulós, y superiores a 9 l/m<sup>2</sup>/d en el resto de los casos, excepto en Montnegre. Los días con situaciones anticiclónicos presentan, por lo general, las menores tasas de captura.

### 3.2 Volúmenes máximos diarios recolectados

Se ha analizado cuáles son los días en los que se ha recolectado mayor volumen de agua en los cinco colectores estudiados. En la tabla 2 se detalla el volumen capturado en dichos días, así como el tipo de situación sinóptica que lo ha generado. Todos los máximos diarios de recolección han ocurrido en días de tipo C. El colector Puig Neulós presenta el pico más elevado, con un valor de 418 l/m<sup>2</sup>. En el resto de emplazamientos, los máximos también alcanzan valores importantes, superiores a 80 l/m<sup>2</sup> en todos los casos. En estudios anteriores, se ha visto como el método de JC clasifica como tipos ciclónicos puros situaciones que parecen híbridas, las cuales presentan circulaciones muy marcadas de componente NE, E y SE (Azorín-Molina *et al.*, 2008). Ello quizás explica que este tipo de situación genere, no sólo lluvias torrenciales, sino también días de extraordinaria recolección de agua de niebla, ya que los vientos de componente marítima favorecen la acumulación de agua en la atmósfera y por tanto, la formación de nieblas.

Colector	V recolectado (l/m <sup>2</sup> )	Tipo sinóptico
Puig Neulós	418.0	C
Montseny Antenas	166.8	C
Montseny Canplá	93.8	C
Montnegre	80.7	C
Portella	196.5	C

Tabla 2: VOLUMEN MÁXIMO DIARIO RECOLECTADO Y SU SITUACIÓN SINÓPTICA SEGÚN EL MÉTODO DE JC

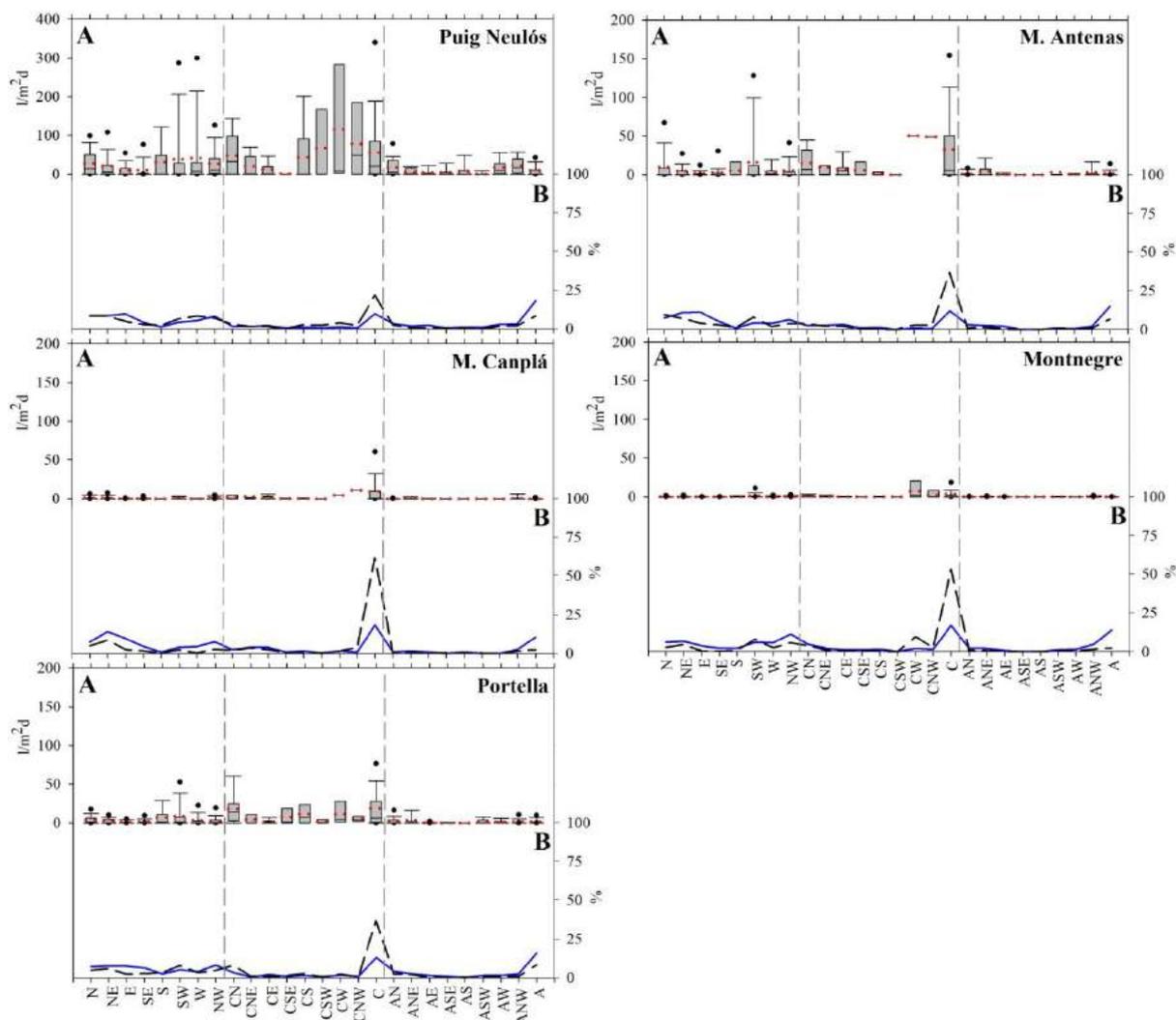


Fig. 3: Para los 26 tipos sinópticos de JC y los datos de recolección diaria de niebla de los cinco colectores, se representa: 1) Gráfica A: Diagrama de caja (media (línea punteada roja), mediana (línea continua negra), intervalo intercuartílico (caja) y percentiles 10 y 90 (bigotes), y 5 y 95 (puntos negros)); 2) Gráfica B: frecuencia relativa del número de días con recolección de niebla (línea continua azul) y porcentaje del volumen total de agua capturado por cada colector (línea discontinua negra)

#### 4. CONCLUSIONES

El método de JC ha identificado las situaciones que con mayor frecuencia producen recolección de agua de niebla, así como las que han aportado mayor volumen de agua en el periodo estudiado. Del mismo modo, el método ha permitido conocer las tasas de captación de niebla de los diferentes tipos sinópticos. Los resultados obtenidos validan la idoneidad del método de JC para detectar los tipos sinópticos que favorecen la captación de agua de niebla. Las situaciones de tipo advectivo, las cuales suponen en muchos casos un aporte de humedad desde el Mediterráneo hacia tierra, son las que generan el mayor número de días con recolección de niebla, pero son las de tipo C las que aportan mayor volumen de agua, presentando a su vez tasas de captura elevadas. Este tipo de situación genera en muchos casos días de precipitación, por lo que es posible recolectar agua de su nubosidad asociada. Las

situaciones de tipo A puro producen recolección de agua con relativa frecuencia, pero no permiten capturar grandes volúmenes de agua.

## 5. AGRADECIMIENTOS

Este proyecto ha sido financiado por el proyecto NIEVA «Evaluación del agua de niebla en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica. Potenciales usos y aplicaciones», CGL2008-04550/CLI, así como por el proyecto CGL2011-30433-C02-01 del Ministerio de Ciencia e Innovación. C. A-M disfruta de un contrato JCI-2011-10263.

## 6. REFERENCIAS

- Azorín-Molina, C.; Lopez-Bustins, J. A. (2008). "An automated sea breeze selection technique based on regional sea-level pressure difference: WeMOi". *International Journal of Climatology*, Vol. 28, 1681-1692.
- Azorín-Molina, C., Olcina, J., Moltó, E., Martínez, E., Zaragoza, B. (2008). *Análisis sinóptico objetivo de las precipitaciones torrenciales en el este de la Península Ibérica*. Estrela, M. J. (ed). CEAM, Colección Interciencias UNED Alzira-Valencia, pp. 57-76.
- Azorín-Molina, C.; Sanchez-Lorenzo, A.; Calbo, J. (2009). "A climatological study of sea breeze clouds in the Southeast of the Iberian Peninsula (Alicante, Spain)". *Atmósfera*, Vol. 22, 33-49.
- Azorín-Molina, C.; Corell, D.; Estrela, M. J.; Valiente, J. A. (2010). Fog water collection under sea breeze conditions in the western Mediterranean basin (Valencia region, Spain). *Libro de comunicaciones del 5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew 25-30 julio 2010*, Münster (Alemania).
- Azorín-Molina, C., Tijn, S.; Chen, D.; Baldi, M. (2011). "A multi-year study of sea breezes in a Mediterranean coastal site: Alicante (Spain)". *International Journal of Climatology*, Vol. 31, 468-486.
- Capel-Molina, J. J. (2000). *El clima de la península Ibérica*. Barcelona: Ariel.
- Estrela, M. J.; Valiente, J.A.; Corell, D.; Millán, M. M. (2008). "Fog collection in the western Mediterranean basin". *Atmospheric Research*, Vol. 87, 324-337.
- Falconer, R. E.; Falconer, P. D. (1980). "Determination of cloud water acidity at a mountain observatory in the Adirondack Mountains of New York State". *J. Geophysical Research*, Vol. 85, 7465-7470.
- Font Tullot, I. (1983). *Climatología de España y Portugal*. Instituto Nacional de Meteorología.
- Grimalt, M.; Tomás, M.; Alomar, G.; Martín-Vide, J.; Moreno-García, M. C. (2013). "Determination of the Jenkinson and Collinson's weather types for the western Mediterranean basin over the 1948-2009 period. Temporal analysis". *Atmósfera*, Vol. 26, 75-94.
- Jenkinson, A. F.; Collinson, B. P. (1977). *An initial climatology of gales over the North Sea*. Synoptic Climatology Branch Memorandum No. 62, Meteorological Office, Bracknell.
- Johnstone, J. A.; Dawson, T. E. (2010); "Climatic context and ecological implications of summer fog decline in the coast redwood region". *Proceedings of the National Academy of Sciences*.
- Lamb, H. H. (1950). "Types and spells of weather around the year in the British Isles". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 76, 393-438.
- Lamb, H. H. (1972). *British Isles weather types and a register of the daily sequences of circulation patterns, 1861-1971*. Geophysical memoir 116, Londres, 85 pp.

- Lines, A. (1981). *Perturbaciones típicas que afectan a la península Ibérica y precipitaciones asociadas*. Instituto Nacional de Meteorología.
- Martín-Vide, J. (1991). *Mapas de tiempo: fundamentos, interpretación e imágenes de satélite*. Barcelona: Oikos-tau.
- Martín-Vide, J. (2001). "Limitations of an objective weather-typing system for the Iberian peninsula". *Weather*, Vol. 56, 248-250.
- Martín-Vide, J. (2002). Aplicación de la clasificación sinóptica automática de Jenkinson y Collison a días de precipitación torrencial en el este de España. En *La información climática como herramienta de gestión ambiental*. Cuadrat, J. M., Vicente, S. M., y Saz, M. A. (eds). Zaragoza: pp. 123-127.
- Marzol, M. V.; Sánchez-Megía, J.; Yanes, A. (2011). "Meteorological patterns and fog water collection in Morocco and the Canary Islands". *Erdkunde*, Vol. 65, 291-303.
- Meyer, M. B.; Lala, G. G. (1990). "Climatological Aspects of Radiation Fog Occurrence at Albany, New York". *Journal of Climate*, Vol. 3, 577-586.
- Millán, M. M.; Estrela, M. J.; Miró, J. (2005). "Rainfall components: variability and spatial distribution in a mediterranean area (Valencia region)". *Journal of Climate*, Vol. 18, 2682-2705.
- Nadal-Romero, E.; Cortesi, N.; Gonzalez-Hidalgo, J. C. (2014). "Weather types, runoff and sediment yield in a Mediterranean mountain landscape". *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 39, 427-437.
- Rasilla, D., García, J. C., Garmendia, C. (2002). Los temporales de viento: propuesta metodológica para el análisis de un fenómeno infravalorado. En *La información climática como herramienta de gestión ambiental: bases de datos y tratamiento de series climatológicas. Reunión Nacional de Climatología*. Cuadrat, J. M., Vicente-Serrano, S. M., y Saz, M. A. (eds). Albarracín, España: Universidad de Zaragoza, pp. 129-136.
- Schemenauer, R. S.; Cereceda, P. (1994). "Fog collection's role in water planning for developing countries". *Natural Resources Forum*, Vol. 18 (2), 91-100.
- Schemenauer, R. S.; Cereceda, P. (1994a). "A proposed standard fog collection for use in high elevations regions". *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 33 (11), 1313-1322.
- Soriano, C.; Fernández, A.; Martín-Vide, J. (2006); "Objective synoptic classification combined with high resolution meteorological models for wind mesoscale studies". *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol. 91, 165-181.
- Spellman, G (2000). "The application of an objective weather-typing system to the Iberian peninsula". *Weather*, Vol. 55, 375-385.
- Valiente, J. A.; Estrela, M. J.; Corell, D.; Fuentes, D.; Valdecantos, A. (2011). "Fog water collection and reforestation at a mountain location in a western Mediterranean basin region: air-mass origins and synoptic analysis". *Erdkunde*, Vol. 65, 277-290.
- van Schalkwyk, L.; Dyson, L. (2013). "Climatological Characteristics of Fog at Cape Town International Airport". *Weather and Forecasting*, Vol. 28, 631-646.
- Vicente-Serrano, S. M. (2004). *Evolución espacio-temporal de las sequías en el sector central del valle del Ebro: causas y consecuencias ambientales*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza (España).
- Vicente-Serrano, S. M.; López, J. I. (2006). "The influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in Northeast Spain". *International Journal of Climatology*, Vol. 26, 1427-1453.

# CAPTACIÓN DE AGUA DE NIEBLA EN DETERMINADOS ENCLAVES DEL SUDESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

David CORELL CUSTARDOY<sup>1</sup>, María José ESTRELA NAVARRO<sup>1</sup>, José Antonio VALIENTE PARDO<sup>2</sup>, Susana BARCELÓ CERDÁ<sup>3</sup>, José Jaime CAPEL MOLINA<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio de Meteorología-Climatología, Unidad Mixta CEAM-UVEG, Facultad de Geografía, Universidad de Valencia

<sup>2</sup>Laboratorio de Meteorología-Climatología, Unidad Mixta CEAM-UVEG, Instituto Universitario Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo (CEAM) – Universidad Miguel Hernández

<sup>3</sup>Departamento de Estadística e Investigación Operativas Aplicadas y Calidad, Universidad Politécnica de Valencia

<sup>4</sup>Universidad de Almería, Almería, España

davidcocu@gmail.com, majoesna@uv.es, josean@ceam.es, sbarcelo@eio.upv.es

## RESUMEN

El sudeste de la Península Ibérica y, en concreto, las provincias de Alicante, Murcia y Almería, es un área especialmente sensible a la problemática de la escasez de agua, debido a su clima de escasas precipitaciones y de sus habituales periodos largos sin lluvias. Es por ello, que la búsqueda de fuentes de agua alternativas puede ayudar a mejorar este problema. En este trabajo, se hace un estudio sobre el potencial de captación de agua de niebla mediante métodos pasivos en siete emplazamientos de montaña, analizando a su vez sus principales características. La tasa de captación obtenida durante el periodo comprendido entre enero de 2010 y abril de 2011, ha variado entre 7.1 l/m<sup>2</sup>/d en Bernia y 0.8 l/m<sup>2</sup>/d en Helada. El episodio de recolección de niebla de mayor duración ha sido de 86 horas consecutivas, acumulándose un total 465 l/m<sup>2</sup>. El estudio nos ha permitido determinar la dirección óptima en la que se debería instalar un captador de niebla industrial de tipo pantalla así como llevar a cabo una estimación del volumen de agua potencial que se podría haber recolectado en cada emplazamiento

**Palabras clave:** Niebla de advección, recolección de niebla, captación de agua, SE de la Península Ibérica

## ABSTRACT

Little or no rain for an extended period of time is typical in the Southeast of the Iberian Peninsula and in particular, in the provinces of Alicante, Murcia and Almería. Therefore, scarcity of water is considered to be a problem in this area. Fog-water is being used successfully in many parts of the world as a new source of water. In this paper, we study the potential of fog-water harvesting and the main features of fog at seven mountain sites of this area. During the period between January 2010 and April 2011, fog collection rates varied from 7.1 l/m<sup>2</sup>/d at Bernia to 0.8 l/m<sup>2</sup>/d at Helada. The longest fog event lasted for 86 hours, accumulating 465 l/m<sup>2</sup> of fog-water. The study allowed us to determine the optimal direction and the potential volume of fog-water for a flat fog collector at each site.

**Keywords:** Advection fogs, fog collection, fog harvesting, SE of the Iberian Peninsula

## 1. INTRODUCCIÓN

Desde el año 2003 se está llevando a cabo una investigación sobre el potencial de recolección de agua de niebla en el litoral mediterráneo de la Península Ibérica. Para ello, el Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo (CEAM) puso en funcionamiento una Red de Colectores de Agua de Niebla que se extiende desde los Pirineos hasta el Cabo de Gata. En total, se instalaron 23 colectores de niebla, los cuales han funcionado de forma autónoma durante la investigación, recolectando datos de niebla acumulada cada diez minutos, entre otras variables meteorológicas.

El potencial de recolección de agua de niebla con fines de aprovechamiento ha sido estudiado previamente en numerosos países tales como Chile, Perú, Sudáfrica, Nepal o Croacia (Cereceda *et al.*, 2002; Larrain *et al.*, 2002; Mac Quarrie *et al.*, 2001; Mileta, 2004; Olivier *et al.*, 2002; Osses *et al.*, 2000; Schemenauer y Cereceda, 1991, 1993, 1994), habiéndose relatado que en zonas con unas características determinadas puede ser una importante fuente de agua. Así, en países como en Chile desde 1987 el agua procedente de la niebla costera abasteció para consumo humano durante años a un pequeño pueblo de 330 habitantes (Chungungo) y en Perú se ha aprovechado para la reforestación de un parque natural situado al norte de Lima y para abastecer una escuela cerca de la capital (Schemenauer y Cereceda, 1994). En España las primeras investigaciones sobre la niebla se realizaron en las Islas Canarias y más concretamente en la isla de Tenerife (Marzol y Valladares, 1998; Marzol, 2001, 2002, 2005). Las investigaciones llevadas a cabo allí fueron encaminadas a obtener agua para consumo en el Parque Rural de Teno, al noroeste de la isla de Tenerife, zona elevada de unos 1.000 m de altitud, con la presencia frecuente de nieblas de advección.

El presente trabajo tiene como objetivo principal analizar el comportamiento de la niebla en el sudeste peninsular. Esta área de la Península Ibérica está calificada como árida o semiárida (Capel, 1982), tratándose de una zona de lluvias escasas y con frecuentes periodos largos de sequía. Ello hace que sea un área con importantes problemas en los recursos de agua, por lo que la búsqueda de nuevas fuentes de abastecimiento distintas a las tradicionales, puede ayudar a mejorar esta problemática intrínseca del territorio.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1 Área de estudio

El estudio se centra en el análisis del potencial de recolección de agua de niebla en el sudeste de la Península Ibérica y más en concreto, en siete puntos de montaña litorales y prelitorales (figura 1), localizados en las provincias de Alicante, Murcia y Almería. En cada uno de estos emplazamientos se instaló un colector de niebla experimental, como el que se detalla en el apartado 2.2. Todos los emplazamientos cumplían las recomendaciones geográficas realizadas por Schemenauer y Cereceda (1994) a la hora de seleccionar un lugar para implantar un sistema pasivo de captación de agua de niebla. Se trata de lugares con altitudes superiores a 400 m, con presencia de vientos persistentes de componente marítima, próximos al mar y sin presencia de obstáculos en el relieve cercano (montañas, picos, etc.) que desvíen la trayectoria de los vientos e impidan que la niebla intercepte con el emplazamiento seleccionado.

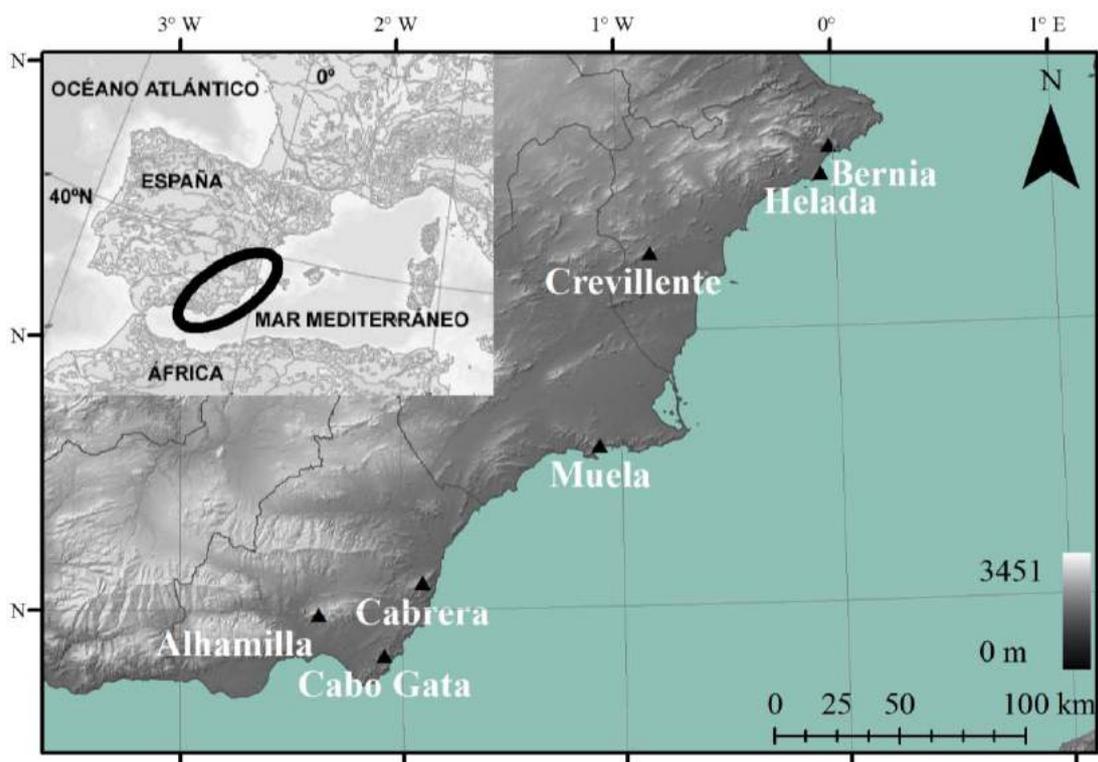


Fig. 1: Distribución geográfica de los colectores de niebla situados en el sudeste de la Península Ibérica

## 2.2 Instrumentación

En cada uno de los siete emplazamientos seleccionados se instaló un sistema integrado para la captación de niebla como el descrito en Estrela *et al.* (2008). Este equipo está instrumentado con un dispositivo para la captación experimental de agua de niebla, además de estar dotado con sensores para la medición de la temperatura, humedad relativa, lluvia y la velocidad y dirección de viento. El captador de niebla empleado es de tipo pasivo, tiene forma cilíndrica y ha sido diseñado y fabricado artesanalmente por personal de la Fundación CEAM basándose en los modelos SFC (Schemenauer y Cereceda, 1994a) y ASRC (Falconer y Falconer, 1980). El pluviómetro utilizado es de tipo balancín (modelo 7856M, marca Davis Instruments), el anemómetro de cazoletas y está integrado en un único dispositivo junto a la veleta (modelo 7914, marca Davis Instruments). La temperatura y humedad se registra mediante una sonda (modelo HMD50Y, marca Vaisala) protegida por una carcasa de intemperie.

Se optó por elegir un modelo de colector de niebla de tipo cilíndrico en lugar de uno de tipo pantalla, debido a que el primer tipo de sensor es omnidireccional y presenta una exposición uniforme a los vientos de todas las direcciones, independientemente de la orientación en que se instale. Por el contrario, los colectores de niebla de tipo pantalla, para que su eficacia de captación sea máxima, se deben instalar perpendicularmente a la dirección de los vientos dominantes portadores de la niebla, siendo más adecuada su colocación en los emplazamientos en donde está bien documentado dicha dirección o donde, por las características geográficas del terreno, se pueda suponer con seguridad cuál va a ser la misma. El proceso de recolección de agua de niebla es simple. Las gotas de agua suspendidas en el aire y arrastradas por el viento, chocan contra la superficie captadora (hilos de nylon o malla tipo raschel) y a medida que crecen por el impacto de nuevas gotas, caen por gravedad deslizándose hasta un disco inferior donde se recolectan y/o cuantifican. El volumen de agua

de niebla recolectado por unidad de área ( $l/m^2$ ) se obtiene dividiendo el volumen de agua recogido por la superficie efectiva de recolección del colector.

### 2.3 Tipo y período de datos de recolección de agua de niebla, lluvia y viento

Los datos registrados por cada uno de los siete sistemas para la prospección de la niebla y demás variables meteorológicas han sido diezminutales: en el caso de las variables niebla y lluvia, se trata de valores acumulados en diez minutos, mientras que para la velocidad y dirección de viento, son valores promedio diezminutales de datos muestreados cada seis segundos. A partir de los datos diezminutales, se han calculado los promedios o acumulados en distintos intervalos temporales (horarios y diarios), que han servido de base para el cálculo de los resultados. Siguiendo la metodología utilizada en los trabajos que estudian la niebla con fines de aprovechamiento, los valores denominados de niebla muestran toda el agua capturada por el colector de niebla, que bien podría ser niebla, precipitación o ambos meteoros a la vez. De este modo es posible conocer la cantidad de agua que se podría recolectar empleándose un sistema industrial basado en esta tecnología. El porcentaje de contaminación por lluvia durante el periodo de estudio para los siete colectores analizados, ha sido, en promedio, del 20 % y ha sido calculado siguiendo el procedimiento descrito en Estrela *et al.*, 2008. Los datos meteorológicos utilizados en el estudio corresponden al periodo entre enero de 2010 y abril de 2011.

## 3. RESULTADOS

### 3.1 Promedio diario de recolección de agua de niebla y de precipitación

La tabla 1 muestra el promedio diario de agua capturada por el colector de niebla y de precipitación registrada en cada uno de los siete emplazamientos analizados. Dichas tasas han sido calculadas como la relación entre el volumen capturado de niebla y/o de lluvia, y el número de días en que ha estado operativo el sistema, para cada estación del año y para un año completo. El colector Cabrera no presenta datos en la estación de verano, ya que no se encontraba operativo para dicho periodo. Los valores denominados de niebla se muestran en metro cuadrado de superficie captadora y día, mientras que los de precipitación aparecen en milímetros por día.

Colector	Variable meteorológica	Anual	I	P	V	O
Bernia	Niebla ( $l/m^2/d$ )	7.1	11.8	5.9	2.4	4.4
	Precipitación (mm/d)	1.5	1.6	1.2	1.3	2.0
Helada	Niebla ( $l/m^2/d$ )	0.8	1.4	0.4	0.3	0.5
	Precipitación (mm/d)	0.7	0.6	0.7	0.7	0.8
Crevillente	Niebla ( $l/m^2/d$ )	2.0	2.9	1.4	1.1	2.2
	Precipitación (mm/d)	0.9	1.0	1.0	0.6	0.9
Muela	Niebla ( $l/m^2/d$ )	2.4	4.1	2.0	0.6	2.7
	Precipitación (mm/d)	1.0	1.3	1.0	0.3	1.4
Cabrera	Niebla ( $l/m^2/d$ )	5.6	8.1	1.1	-	4.6
	Precipitación (mm/d)	1.8	1.9	1.0	-	1.9
Cabo Gata	Niebla ( $l/m^2/d$ )	1.9	2.4	0.6	0.2	3.4
	Precipitación (mm/d)	0.8	0.8	0.7	0.2	1.2
Alhamilla	Niebla ( $l/m^2/d$ )	3.1	7.2	0.5	0.1	2.8
	Precipitación (mm/d)	1.2	2.1	0.5	0.2	1.8

Tabla 1: TASA ANUAL Y ESTACIONAL DE AGUA CAPTURADA POR EL COLECTOR DE NIEBLA Y DE PRECIPITACIÓN, DURANTE EL PERIODO COMPRENDIDO ENTRE EL 1 DE ENERO DE 2010 Y EL 30 DE ABRIL DE 2011 (I: INVIERNO; P: PRIMAVERA; V: VERANO; O: OTOÑO)

Las mayores tasas anuales de captura de agua de niebla se han obtenido en los colectores Bernia y Cabrera, con valores promedios de 7.1 y 5.6 l/m<sup>2</sup>/d respectivamente, lo que equivale a volúmenes anuales superiores a 2.000 l/m<sup>2</sup> en ambos casos. En el resto de colectores, los promedios de recolección han variado entre 1.9 y 3.1 l/m<sup>2</sup>/d, a excepción del colector Helada, el cual ha logrado la menor tasa de captura. Igualmente, la tabla muestra como los valores anuales de agua capturada por el colector de niebla son superiores a los valores de precipitación en todos los emplazamientos. A su vez, las figuras 2 y 3 muestran un claro ciclo anual en cuanto a la captura de niebla y la precipitación. Las dos variables han mostrado durante el periodo analizado dos estaciones más húmedas, invierno y otoño, y dos más secas, primavera y sobre todo, verano. En el caso de la niebla, la figura 2 muestra como los promedios de captura de agua de niebla para las estaciones de invierno y otoño, superan los 2 l/m<sup>2</sup> en todos los casos, excepto en Helada. Se observa a su vez, un descenso generalizado de las tasas de captura de agua de niebla y precipitación en primavera, pero sobre todo en verano, siendo éste más acusado cuanto más al sur. Sin embargo, los colectores instalados en emplazamientos más meridionales presentan mayores tasas de captura en invierno y sobre todo en otoño que los más septentrionales.

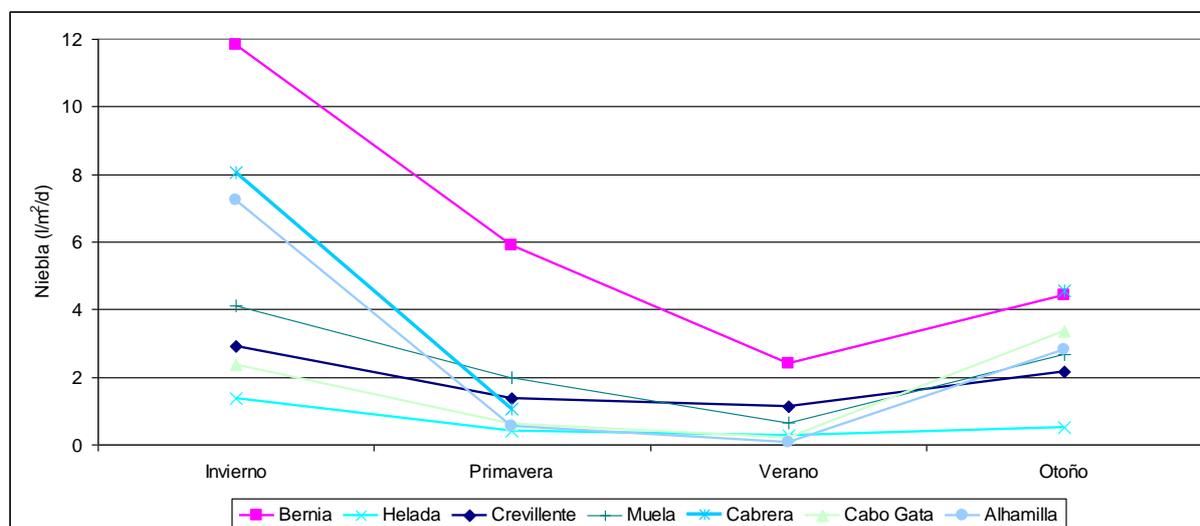


Fig. 2: Promedio diario de recolección de agua de niebla, en función de la estación del año, durante el periodo comprendido entre enero de 2010 y abril de 2011

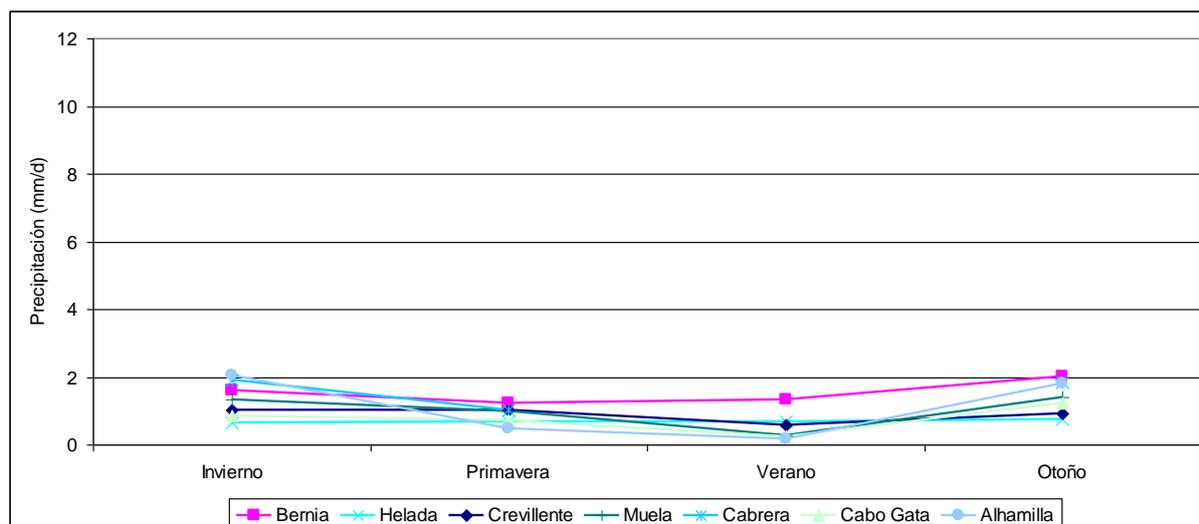


Fig. 3: Promedio diario de precipitación, en función de la estación del año, durante el periodo comprendido entre enero de 2010 y abril de 2011

### 3.2 Duración de los episodios de recolección de agua de niebla

Según Marzol (2005), se entiende por episodio de niebla al tiempo, expresado en horas, en el que de manera ininterrumpida este fenómeno aparece en el lugar. En nuestro caso, podríamos entender este concepto como el tiempo, expresado en horas, en el que de manera ininterrumpida se produce recolección de agua por medio del colector de niebla. Se ha calculado la duración, en horas, de cada episodio de niebla que ha generado recolección de la misma, independientemente de si ha habido lluvia o no. También se ha calculado el promedio horario de recolección de niebla de cada uno de dichos eventos, en  $l/m^2/h$ , como la relación entre el volumen capturado en cada evento y su duración en horas, siguiendo la metodología descrita por Estrela *et al.* (2008). La figura 4 muestra la duración de cada evento de recolección de niebla frente a su promedio de captura, para todos los episodios de captura de niebla acontecidos en los siete emplazamientos seleccionados. El gráfico contiene todos los datos de captura de niebla obtenidos durante el periodo de estudio, agrupados por episodios de niebla. Para lograr una mejor representación, se ha utilizado una escala logarítmica en el eje de abscisas.

La duración más frecuente de los episodios de niebla ha sido de 1-11 horas, con un promedio de captación comprendido entre  $0.1$  y  $4 l/m^2/h$ . Para cada uno de los puntos del gráfico, el volumen de agua capturado en cada evento de niebla se obtiene multiplicando la duración por el promedio de captación. De este modo, el episodio de mayor duración tuvo lugar en el colector Bernia y persistió durante 86 horas consecutivas, acumulándose un total  $465 l/m^2$ . Del mismo modo, el episodio con mayor promedio de captura tuvo lugar igualmente en Bernia, con valor medio de recolección de  $9.1 l/m^2/h$  y una duración de 3 horas, recolectándose por tanto un total de  $27.2 l/m^2$ . El gráfico muestra a su vez una relación positiva entre la duración de los episodios y su promedio de recolección.

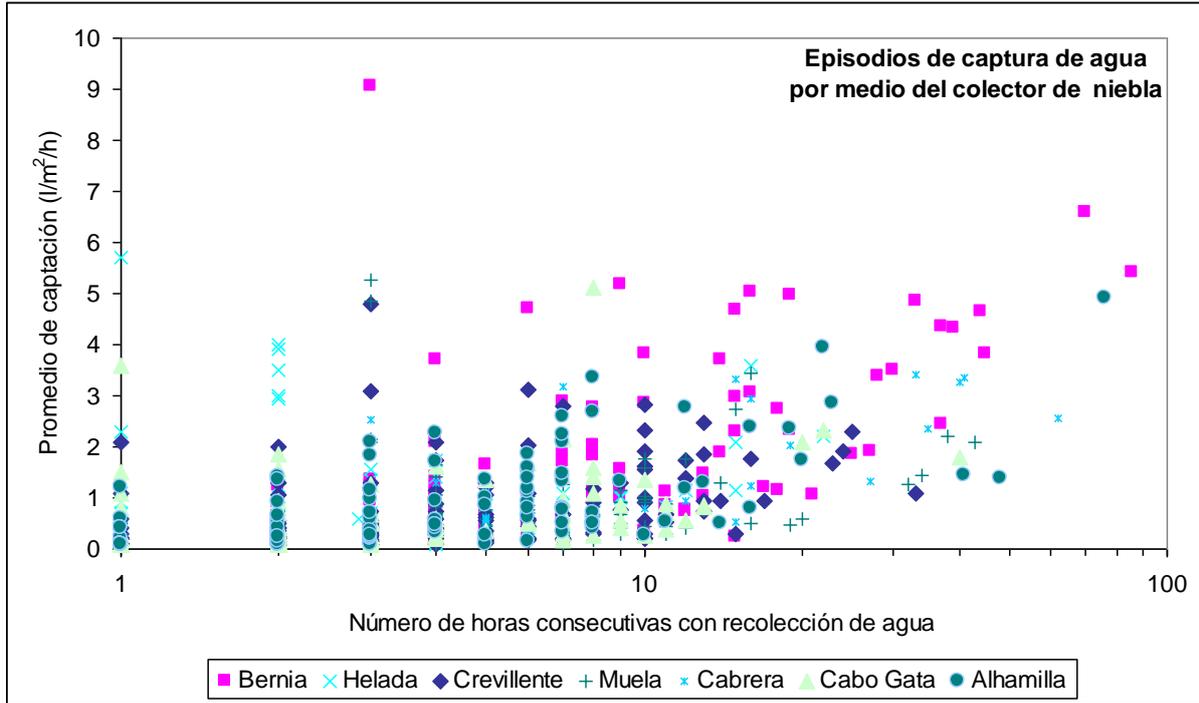


Figura 4: Duración de los episodios de recolección de agua de niebla en función del promedio de recolección, durante el periodo comprendido entre enero de 2010 y abril de 2011

### 3.3 Frecuencia horaria de la niebla

La frecuencia horaria de la niebla representa el porcentaje de días del periodo de estudio en que se ha recolectado niebla en cada una de las 24 horas del día. Su cómputo se ha realizado, a partir de los datos de niebla acumulada en una hora, como la suma del número de días en los que se ha recolectado niebla a una determinada hora, dividido por el número total de días del periodo de estudio, calculado para cada una de las 24 horas del día, en tanto por ciento. A modo de ejemplo, el colector Muela a las 6 horas ha tenido presencia (y captura) de niebla el 17.7 % de los días. La figura 5 muestra un marcado ciclo diario para la mayoría de emplazamientos, con mayores frecuencias durante las primeras y últimas horas del día (horas nocturnas), y con menores porcentajes en las horas centrales del día (horas diurnas). Estas fluctuaciones diarias en la frecuencia horaria de recolección de niebla pueden deberse al desarrollo y disipación de nieblas orográficas, ya que éstas están asociadas a las fluctuaciones diarias de la temperatura del aire. Cuando la temperatura desciende, el vapor de agua presente en la masa de aire ascendente puede condensar y producir niebla. Por el contrario, cuando la temperatura del aire aumenta en las horas diurnas del día, puede no haber suficiente enfriamiento en la masa de aire ascendente para producir la condensación del vapor de agua, por lo que se inhibe la formación de niebla.

Los emplazamientos más meridionales, a excepción de Alhamilla, son los que han mostrado un ciclo diario más marcado, con presencia de niebla superior al 12 % de los días durante determinadas horas nocturnas, y con un descenso notable de la misma a mediodía, con valores entre 4 y 8 %. Las estaciones situadas al norte de la zona de estudio, Bernia y Helada, son las que muestran una curva de frecuencias con menores fluctuaciones.

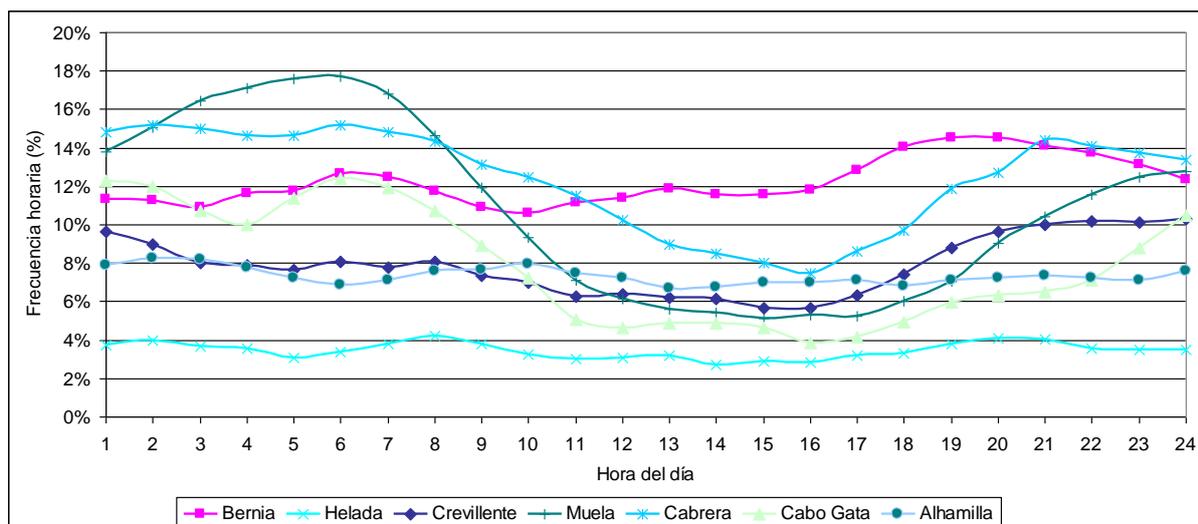


Fig. 5: Porcentaje de horas con recolección de niebla en función de la hora del día, durante el periodo comprendido entre enero de 2010 y abril de 2011

### 3.4 Direcciones de viento óptimas para la recolección de agua de niebla

Para cada uno de los siete colectores de niebla analizados, se ha calculado la dirección del viento que maximiza la recolección de agua de niebla utilizando un colector de tipo pantalla, que es el empleado habitualmente cuando se quiere capturar agua de niebla de manera industrial. Para ello se ha recurrido a una expresión que es función de la dirección de viento y del volumen de niebla capturado (Estrela *et al.*, 2009; Valiente *et al.*, 2010). Dicha ecuación calcula el volumen teórico a recolectar de niebla en todas las direcciones de viento, habiéndose escogido para cada emplazamiento la que maximiza la captura (tabla 2). Se observa cómo cada emplazamiento presenta una dirección óptima particular y que instalando un colector de tipo pantalla, se hubiera obtenido durante el periodo de tiempo analizado y en el mejor de los lugares, unos 2.471 l/año de agua por cada metro cuadrado de malla. A modo de ejemplo, si se hubiera instalado un colector de 18 m<sup>2</sup> de malla y asumiendo una relación igual a  $y=0.97x$  ( $y$  = volumen recolectado por un colector de tipo pantalla de 18 m<sup>2</sup>;  $x$  = volumen captado por un colector experimental cilíndrico (Estrela *et al.*, 2009)), se hubieran recolectado en un año unos 43.144 litros de agua.

Colector	Dirección óptima (Grados)	Volumen teórico (l/m <sup>2</sup> /a)
Bernia	170	2471
Helada	80	200
Crevillente	130	551
Muela	20	772
Cabrera	175	1100
Cabo Gata	55	585
Alhamilla	55	822

Tabla 2: DIRECCIÓN DE VIENTO QUE OPTIMIZA LA RECOLECCIÓN DE NIEBLA Y VOLUMEN TEÓRICO A CAPTURAR POR UN COLECTOR DE TIPO PANTALLA, OBTENIDO A PARTIR DE LOS DATOS COMPENDIDOS ENTRE ENERO DE 2010 Y ABRIL DE 2011

#### 4. CONCLUSIONES

El presente trabajo pone de manifiesto que en determinados emplazamientos, los cuales deben cumplir ciertas reglas en cuanto a altitud y orientación hacia el mar, es posible obtener volúmenes considerables de agua a partir de nieblas orográficas y de advección. La presencia del mar Mediterráneo y de una geografía abrupta cercana a la línea de costa a lo largo del litoral este peninsular, hace de esta región un lugar idóneo para la formación de nieblas de montaña. Los sistemas pasivos de recolección de niebla como el utilizado en este trabajo, cumplen perfectamente la función de extracción de agua de dichas nieblas, mostrándose por tanto como un sistema eficaz. Además, como los materiales utilizados para la fabricación de los colectores son de bajo coste y alta durabilidad, y como no es necesario el aporte de energía para su funcionamiento, se trata de una tecnología económica.

Los colectores de niebla analizados han tenido un comportamiento dispar en cuanto a los volúmenes de agua de niebla recolectados. El colector Bernia se ha mostrado como el más eficaz de todos los estudiados, habiendo recolectado, en promedio, un volumen anual superior a 2.500 l/m<sup>2</sup>. Este colector limita por el norte la región analizada y debido a su situación geográfica y a su altitud, era de esperar un comportamiento de este tipo. El resto de colectores analizados de la provincia de Alicante han tenido menores tasas de captura. El colector Crevillente, a pesar de ser el más alejado del mar de los tres colectores de la provincia, ha tenido una tasa de captura que podría considerarse como media y que bien podría compararse con las obtenidas en otros colectores como Muela o Cabo Gata. Mientras tanto, el colector Helada ha sido el que menor tasa de captura de niebla ha obtenido de todos los emplazamientos analizados, menor incluso que la obtenida por los colectores situados al sur de la región, que en principio podían esperarse como menos productivos. Debido a la buena situación geográfica que presenta este colector, el cual se localiza en una zona bien ventilada, abierta a los vientos de componente marítima y separada del mar por escasos 300 metros, su escasa altitud (428 m) ha podido ser el factor limitante. De hecho, se trata del colector situado a menor altitud de los siete analizados. Consideramos que la altitud es uno de los factores clave a la hora de seleccionar un emplazamiento para realizar la captación de agua de niebla, corroborando lo mencionado por Schemenauer y Cereceda (1994). En este trabajo, con altitudes próximas a 500 m se han obtenido tasas de captura considerables. Tanto el colector Muela, con 556 m de altitud, como el captador Cabo Gata, con 487 m, han obtenido tasas de recolección importantes. Por último, los colectores situados en la parte más meridional del área de estudio también han obtenido promedios de captación elevados, destacando por encima del resto Cabrera, el cual, en promedio, ha obtenido un volumen anual superior a 2.000 l/m<sup>2</sup>, aunque bien es cierto que no presenta datos en la estación de verano, tradicionalmente la más seca.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Este proyecto ha sido financiado por el proyecto NIEVA «Evaluación del agua de niebla en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica. Potenciales usos y aplicaciones», CGL2008-04550/CLI, así como por el proyecto CGL2011-30433-C02-01 del M. Ciencia e Innovación.

#### 6. REFERENCIAS

- Capel Molina, J. J. (1982). La aridez en la Península Ibérica. Algunos mapas bioclimáticos. En volumen *Homenaje al Botánico Rufino Sagredo*, Instituto de Estudios Almerienses, Almería, pp. 11-35.
- Cereceda, P.; Osses, P.; Larrain, H.; Farías, M.; Lagos, M.; Pinto, R.; Schemenauer, R. S. (2002). "Advective, orographic and radiation fog in the Tarapacá region in Chile". *Atmospheric Research*, Vol. 64 (1-4), pp. 261-271.
- Estrela, M. J.; Valiente, J.A.; Corell, D.; Millán, M. M. (2008). "Fog collection in the western Mediterranean basin". *Atmospheric Research*, Vol. 87, pp. 324-337.
- Estrela, M. J.; Valiente, J. A.; Corell, D.; Fuentes, D.; Valdecantos, A. (2009). "Prospective use of collected fog water in the restoration of degraded burned areas under dry Mediterranean conditions". *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 149, pp. 1896-1906.
- Falconer, R. E.; Falconer, P. D. (1980). "Determination of cloud water acidity at a mountain observatory in the Adirondack Mountains of New York State". *J. Geophysical Research*, Vol. 85, pp. 7465-7470.
- Larrain, H.; Velásquez, F; Cereceda, P.; Espejo, R.; Pinto, R; Osses, P.; Schemenauer, R. S. (2002). "Fog measurements at the site "Falda Verde" north of Chañaral compared with other fog stations of Chile". *Atmospheric Research*, Vol. 64 (1-4), pp. 273-284.
- Mac Quarrie, K. I. A.; Pokhrel, A.; Shrestha, Y; Osses, P.; Schemenauer, R. S.; Vitez, F.; Kowalchuk, K.; Taylor, R. (2001). Results from a high elevation fog water supply project in Nepal. *2<sup>nd</sup> International Conference on Fog and Fog Collection*. Del 15 al 20 de julio. St. John's, Canadá, pp. 227-229.
- Marzol, M. V.; Valladares, P. (1998). Evaluation of fog water collection in Anaga (Tenerife, Canary Islands). *1<sup>st</sup> International Conference on Fog and Fog Collection*. Del 19 al 24 de julio. Vancouver, Canadá, pp. 449-452.
- Marzol, M. V. (2001). Fog: Drinking water for rural zones. *2<sup>nd</sup> International Conference on Fog and Fog Collection*. Del 15 al 20 de julio. St. John's, Canadá, pp. 247-250.
- Marzol, M. V. (2002). "Fog water collection in a rural park in the Canary islands (Spain)". *Atmospheric Research*, Vol. 64 (1-4), pp. 239-250.
- Marzol, M. V. (2005) *La captación del agua de niebla en la isla de Tenerife*. Publicación 333, investigación 61. Caja General de Ahorros de Canarias. Tenerife, Canarias.
- Mileta, M. (2004). Results from fog water collection on Mt Velebit in Croatia. *3<sup>rd</sup> International Conference on Fog, Fog Collection and Dew*. Del 11 al 15 de octubre. Ciudad del Cabo, Sudáfrica, H4.
- Olivier, J.; de Rautenbach, C. J. (2002). "The implementation of fog water collection systems in South Africa". *Atmospheric Research*, Vol. 64 (1-4), pp. 227-238.
- Osses, P.; Schemenauer, R. S.; Cereceda, P.; Larrain, H.; Correo, C. (2000). Los atrapanieblas del Santuario del Padre Hurtado y sus proyecciones en el combate a la desertificación. *Revista Norte Grande de Geografía*, Vol. 27, pp. 61-67.
- Schemenauer, R. S.; Cereceda, P. (1991). "Fog-water collection in arid coastal locations". *Ambio*, Vol. 20 (7), pp. 303-308.
- Schemenauer, R. S.; Cereceda, P. (1993). "Meteorological conditions at a coastal fog collection site in Peru". *Atmósfera*, Vol. 6, pp. 175-188.
- Schemenauer, R. S.; Cereceda, P. (1994). "Fog collection's role in water planning for developing countries". *Natural Resources Forum*, Vol. 18 (2), pp. 91-100.
- Schemenauer, R. S.; Cereceda, P. (1994a). "A proposed standard fog collection for use in high elevations regions". *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 33 (11), pp. 1313-1322.
- Valiente, J. A.; Estrela, M. J.; Corell, D.; Fuentes, D.; Valdecantos, A. (2010). Fog water collection and reforestation on mountain locations in a western Mediterranean basin region. *Proceeding of 5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew*. Del 25 al 30 de julio. Münster, Alemania, pp. 52-55.

# ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LA TEMPERATURA DEL AIRE Y DE LA ETP PARA UNA ZONA DEL CARIBE COLOMBIANO

Leonardo GÓNIMA, Melisa PÉREZ VILORIA

Departamento de Física y Electrónica. Grupo de Materiales y Física Aplicada. Universidad de Córdoba, Colombia

**lgonima@correo.unicordoba.edu.co; meliperezv@hotmail.com**

## RESUMEN

En el presente trabajo se analiza detalladamente la variabilidad climática, a escala local, de gran parte de la cuenca media y baja del río Sinú (Departamento de Córdoba-Caribe colombiano). Se seleccionaron series de datos (promedios mensuales) de la temperatura del aire T, entre 1968 y 2011, de cuatro estaciones meteorológicas representativas, las cuales fueron previamente sometidas a rigurosos análisis estadísticos y climáticos para evaluar su calidad. Posteriormente, se calcularon promedios anuales de T y con estos se estimó ETP (Thornthwaite modificado), para cada uno de los 44 años seleccionados. El análisis de variabilidad climática muestra que la zona de estudio está fuertemente influenciada por los fenómenos de El Niño y La Niña, identificándose además una tendencia al aumento de T y ETP desde 1968, relacionada con la ocurrencia del calentamiento global en dicha zona desde esa época y que responde a la gran intervención antrópica que ésta experimenta desde el año 1960. Se encontraron incrementos de T y ETP, calculados por medio de la tendencia lineal, diferentes para cada una de las estaciones seleccionadas, mientras que para la zona de estudio integrada el aumento de T fue de 0.75 °C, equivalente a 0.17 °C por década, valor similar al reportado por la WMO a nivel global. Similarmente, la ETP calculada aumentó en 144 mm (9.2%) ó 33 mm/déc para los 44 años estudiados. Así mismo y con base en el análisis de tendencia, se determinó que no fue la década 2001-2010 la más caliente, sino la correspondiente a 1991-2000. Por otra parte, los promedios decadales calculados de T y ETP no explican completamente la gran variabilidad climática local y el efecto producido por el fenómeno del calentamiento global. Finalmente, un análisis estadístico más detallado de las tendencias temporales parciales de T y ETP, permitió identificar evidencias del posible inicio en 1974, del calentamiento global en la zona de estudio.

**Palabras clave:** Variabilidad climática, calentamiento global, temperatura del aire, evapotranspiración potencial, tendencias estadísticas.

## ABSTRACT

In the present work was analyzed at local level, the climatic variability of a large part of the middle and lower basin of the Sinú river (Departamento de Córdoba-colombian Caribbean). Monthly mean data series of the air temperature T (1968-2011) of four representative meteorological stations were selected, which were previously undergoing rigorous statistical and climatological tests, in order to evaluate its quality. After calculation of annual mean data of T for each of the selected 44 years, ETP values (Thornthwaite modified) were estimated. The climatic

variability analysis shows that the study area is strongly influenced by the phenomena of El Niño and La Niña, being identified also a rising T and ETP trend since 1968, which is related to the global warming occurrence in this zone since that time, and that responds to the great anthropogenic intervention experienced from the year 1960. Different increments, calculated by means of linear trend, were found in T and ETP for each of the selected stations, while the increase of T for the integrated studied zone was 0.75 °C, equivalent to 0.17 °C per decade, value similar to that reported by the WMO on a global level. Similarly, the calculated ETP increased in 144 mm (9.2%) or 33 mm/dec during the studied 44 years. Likewise and based on trend analysis, it was determined that the 1991-2000 decade was the warmest and not the following 2001-2010. On the other hand, the calculated decadal averages of T and ETP do not explain completely the great local climatic variability and the effect produced by the global warming phenomena. Finally, a more detailed statistical analysis of the partial temporal tendencies of T and ETP allowed to identify in 1974, evidences of the possible beginning of the global warming in the studied zone.

**Key words:** Climatic variability, global warming, air temperature, potential evapotranspiration, statistical trends.

## 1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, el estudio de la variabilidad climática ha adquirido una gran importancia al estar relacionada con alteraciones en el régimen climático de una región o zona en particular, que a la vez han comenzado a afectar negativamente la cobertura vegetal, la composición y el estado de los suelos, la disminución en la disponibilidad y calidad del agua, así como también a los patrones de vida de los animales. Como consecuencia de esta situación, diversos organismos internacionales, como por ejemplo, el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC), la FAO de las Naciones Unidas y la Organización Meteorológica Mundial (WMO), han venido estimulando y apoyando la realización de estudios sobre la variabilidad climática y sus implicaciones ambientales global (IPCC, 2007; Gerber et al., 2013; WMO, 2013).

En este sentido, la gran preocupación de la comunidad científica mundial por los cambios que está experimentando el clima a nivel global, regional y aún local, se está manifestando por un sinnúmero de investigaciones sobre la relación entre la variabilidad climática y el calentamiento global. Es así como varios de los estudios realizados sobre la variabilidad climática se han centrado en el análisis de la temperatura del aire T y del contenido de vapor de agua de la interfase suelo-vegetación. Una muestra de éstos es el de Pereira y Oregon-Pruitt (2004), los cuales utilizan T y la ETP de Thornthwaite (modificada) para la descripción y análisis de climas áridos. Vadillo-Fernández (2006), basándose en T, ETP y el balance de energía de Thornthwaite, clasifican climáticamente la región del Bierza en España. En su estudio sobre el seguimiento de la cobertura vegetal en España, García-Haro et al. (2009) clasificaron el país en 9 regiones húmedas, a partir de la determinación de variables biofísicas de la vegetación (LAI y Fracción de Cobertura Vegetal) derivadas de imágenes de satélite procesadas, el análisis de T y la precipitación pp, el cálculo de la ETP de Thornthwaite y de índices de humedad y aridez. Olcina-Cantos y Martínez-Ibarra (2009) realizaron un diagnóstico del clima y su relación con el desarrollo socioeconómico de la Provincia de Alicante (España), a partir del análisis de variables climáticas como T, pp y ETP de Thornthwaite, entre otras. Para la clasificación de regiones áridas en el mundo Maliva y Missimer (2012) utilizaron el esquema de Thornthwaite, basado en el cálculo de la ETP, para calcular índices de humedad y aridez. Recientemente, Coppola et al.

(2014) hacen un análisis de las variaciones en la disponibilidad hídrica de la cuenca del río Po (Italia), como consecuencia del calentamiento global, mediante el cálculo de la escurriencia superficial, la ETP de Thornthwaite, el punto de fusión y la infiltración de agua por la superficie.

En Colombia se han venido realizando estudios sobre la variabilidad climática, la mayor parte de ellos realizados por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), utilizando modelos globales y regionales para el análisis de T, pp y el contenido de humedad del aire (Pabón, 2008; Ruiz-Murcia, 2010). Respecto al estudio de la evapotranspiración potencial, Hurtado-Moreno (2000) utilizó varios métodos de estimación de dicha variable, entre ellos el de Thornthwaite, para describir la distribución y el comportamiento de ésta a escala nacional. A nivel regional y debido a la gran complejidad climática existente en la cuenca media y baja del río Sinú, Gónima (2009) encontró evidencias del calentamiento global en el Caribe colombiano, representadas por variaciones de T, pp, ETP (Thornthwaite) y el déficit hídrico. Por otra parte, Padilla (2011) analizó el efecto del calentamiento global (variaciones de T, pp, ETP de Thornthwaite y el déficit hídrico) sobre la producción agrícola del cultivo de arroz en el Distrito de Riego de la Doctrina (Departamento de Córdoba). Recientemente, en Pérez y Gónima (2014) se demuestra la importancia de la relación entre la variabilidad climática (T y contenido de humedad del aire) y el calentamiento global a escala local en zonas tropicales.

Con base en lo anterior, en el presente trabajo se analiza climática y estadísticamente el comportamiento, entre 1968 y 2011, de la temperatura del aire y la evapotranspiración potencial (Thornthwaite modificada) de la interfase suelo-vegetación, para determinar la variabilidad climática local en gran parte de la cuenca media y baja del río Sinú.

## **MATERIALES Y MÉTODOS**

### **2.1 Zona de estudio**

La Fig. 1 muestra parte de la cuenca media y baja del río Sinú, con una extensión aproximadamente plana de 2800 km<sup>2</sup> y una altura media de 20 msnm. Para la realización del estudio se seleccionaron las estaciones meteorológicas de Turipaná, El Salado, Lórica y La Doctrina, como representativas del clima de la zona (IDEAM, 2005). La zona que tiene temperatura media de 27.5 °C y precipitación anual de 1300 mm, está caracterizada por ser parte de la llanura de inundación del río Sinú y un extenso complejo lagunar (ciénagas), cuya cobertura vegetal, que se extiende aproximadamente al 85% del área de estudio, está constituida principalmente por pastos (ganadería) y en menor extensión por cultivos tropicales diversos y áreas pequeñas de bosques (CVS et al., 2006).

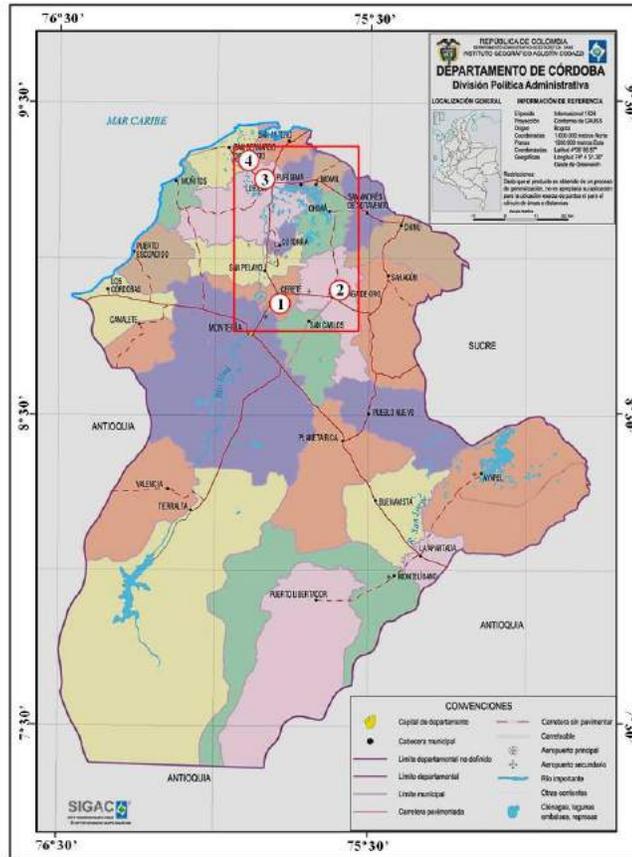


Fig. 1. Ubicación geográfica de la zona de estudio (rectángulo en rojo) y localización de las estaciones meteorológicas seleccionadas: 1. Turipaná, 2. El Salado, 3. Lorica y 4. La Doctrina (Pérez y Gónima, 2014).

## 2.2 Datos y procedimientos utilizados

El contenido de vapor de agua en atmósferas tropicales es de gran importancia para la descripción y análisis de la variabilidad climática de una región o zona en particular (New *et al.*, 1999; Pérez y Gónima, 2014). Por consiguiente, al ser este contenido dependiente de la evaporación directa de los ríos y humedales, de la evaporación de agua del suelo y de la transpiración de la vegetación existentes en la zona de estudio seleccionada, las variaciones a escala local de T y del contenido de agua de la interfase suelo-vegetación, determinado a través de ETP, fueron utilizadas para el estudio de la respectiva variabilidad climática. De acuerdo con lo anterior, una vez adquiridas las series de datos mensuales de T, entre 1968 y 2011 (44 años), de las estaciones meteorológicas de Turipaná, El Salado, Lorica y La Doctrina, se procedió a someterlas a un riguroso análisis de calidad de acuerdo con la metodología de la WMO (valores medios, diferencias, desviaciones estándar, análisis de rachas, persistencia, homogeneidad, test t de Student, correlación de Spearman, análisis de regresión, filtros). Después de completar las series de datos por medio de análisis de regresión entre estaciones meteorológicas, se calcularon

nuevas series de promedios mensuales multianuales y anuales de T, las cuales fueron evaluadas nuevamente respecto a su calidad estadística, por medio del proceso descrito anteriormente.

Definidas las series de datos de T óptimas para el estudio, se procedió al cálculo de la evapotranspiración potencial ETP mensual de la interfase suelo-vegetación, utilizando la ecuación de Thornthwaite (Fernández, 1995), modificada introduciendo en ella  $T_{ef}$  en vez de la temperatura del aire media mensual T (Camargo et al. 1999):

$$ETP = 16 \left( \frac{10 T_{ef}}{W} \right)^a K \quad (1)$$

$T_{ef}$ : temperatura media mensual efectiva en °C,  $T_{ef} = 0.72[T + \Delta T]$ .

$\Delta T$ : amplitud media mensual de la temperatura del aire en °C.

W: índice de calor anual en función de  $T_{ef}$ .

$$a = 0.492 + 0.0179W - 0.0000771W^2 + 0.000000675W^3$$

K: factor de corrección que incluye la latitud geográfica y la duración del día para cada mes del año.

Entonces, a partir de los datos anuales calculados de T y ETP, conjuntamente con acumulados anuales de la precipitación pp (1971-2010), verificados en su calidad estadística y completados posteriormente por medio de los métodos mencionados anteriormente, se realizó el estudio de la variabilidad climática en la cuenca media y baja del río Sinú (1968-2011), basado en el análisis del comportamiento multianual de las variables mencionadas. En concordancia con lo anterior, para identificar la tendencia temporal de las variables climatológicas seleccionadas, se utilizaron un filtro de suavizado (Savitzky-Golay), análisis de tendencia lineal, cálculo de incrementos y promedios decadales durante los 44 años, así como un análisis estadístico detallado (correlación de Spearman y distribución t de Student) para la identificación de tendencias temporales parciales de T y ETP.

### 3. RESULTADOS Y ANÁLISIS

El análisis de la variabilidad climática de la zona de estudio a partir de T y ETP, se dividió en dos secciones: la primera relativa a cada una de las estaciones meteorológicas seleccionadas y la segunda respecto a la zona integrada como un todo. Se debe anotar que el análisis y los resultados obtenidos para T, en cada una de las secciones mencionadas, se extrajo de lo expuesto en Pérez y Gónima (2014) sobre esta variable.

#### 3.1 Estaciones meteorológicas seleccionadas

Uno de los aspectos importantes que contribuyen al análisis de la variabilidad climática de una determinada región o zona geográfica, es la identificación del régimen climático imperante en ella. En cada una de las estaciones meteorológicas seleccionadas, el clima está caracterizado por tener dos periodos secos (diciembre-marzo y junio-julio) y dos lluviosos (abril-mayo y septiembre-noviembre), con amplitudes de T que varían entre 0.8 °C y 1.1 °C. Por otra parte, si se analiza el comportamiento de T y ETP durante el periodo de tiempo entre 1968 y 2011 (Fig. 2),

se observa claramente que ambas variables muestran una marcada tendencia al aumento (datos, filtro de Savitzky-Golay y tendencia lineal), lo cual es un indicativo de la existencia del fenómeno del calentamiento global que está experimentando la zona de estudio.

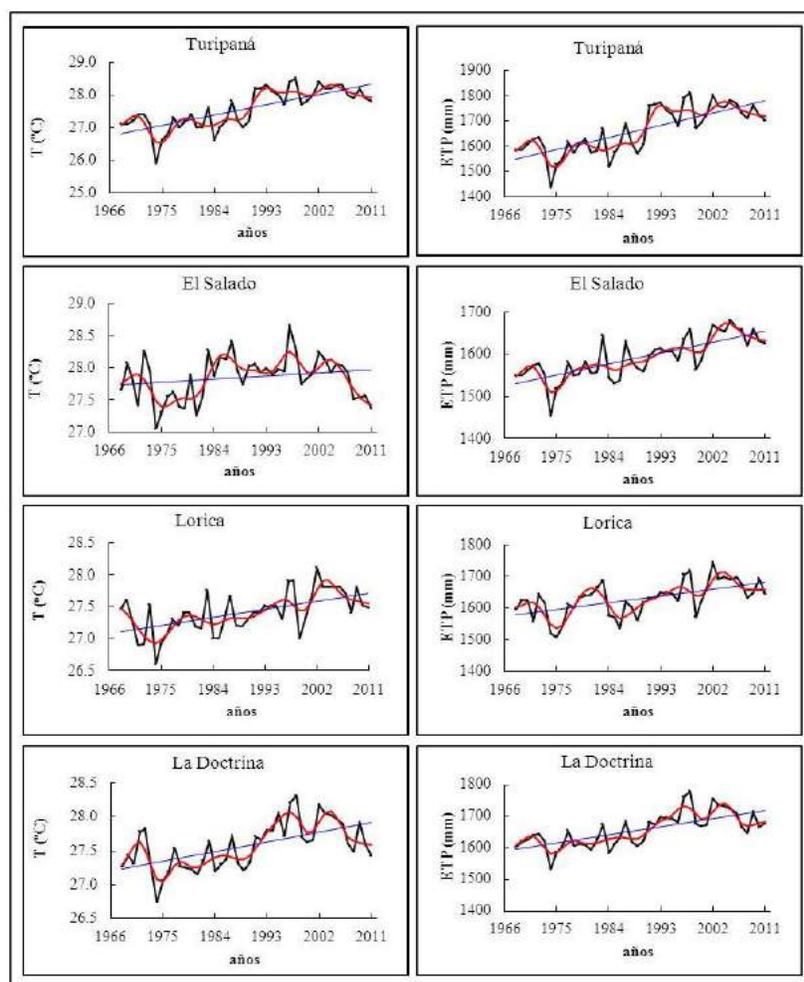


Fig. 2. Variación interanual (1968-2011) de la temperatura del aire T y la evapotranspiración potencial ETP para cada una de las estaciones meteorológicas seleccionadas (línea roja: filtro de Savitzky-Golay de orden 8, línea azul: tendencia lineal).

Analizando más detalladamente la Fig. 2, se puede determinar que existe una estrecha relación entre la ocurrencia del fenómeno ENSO con los máximos y mínimos de T y ETP, para todas las estaciones meteorológicas. La Tabla 1 muestra la relación existente entre el comportamiento temporal del índice ONI (NOAA, 2014) y el de las variables mencionadas.

Fenómeno	ONI	T	ETP
El Niño	0.8-2.4	77%	70%
La Niña	0.9-2.0	77%	85%

Tabla 1. IDENTIFICACIÓN DEL FENÓMENO ENSO EN LA ZONA DE ESTUDIO (1968-2011).

De acuerdo a la Tabla 1, el estado de la atmósfera (T) como el de la interfase suelo-vegetación (ETP) se ven afectados por el fenómeno ENSO en la mayoría de los casos. En particular en la zona de estudio, la ETP es más sensible a La Niña que a El Niño, debido a que al precipitarse una mayor cantidad de lluvia y disminuir T (características de La Niña) sobre la interfase suelo-vegetación, ésta aumenta en forma relativamente rápida su capacidad de absorber radiación solar, disminuyendo consecuentemente la evapotranspiración posterior. Respecto a El Niño, la capacidad de retención de agua de los suelos durante el año, contrarresta algunas veces el incremento parcial de T producida por dicho fenómeno, impidiendo el respectivo aumento de ETP.

Continuando con el análisis de la variabilidad climática de la zona de estudio, la Tabla 2 muestra la magnitud de los cambios experimentados por T y ETP durante los 44 años seleccionados.

Estación	$\Delta T$ (°C)	$\Delta T$ (%)	$\Delta ETP$ (mm)	$\Delta ETP$ (%)
Turipaná	1.49	5.5	288	14.7
El Salado	0.23	0.8	105	8.2
Lorica	0.61	2.2	122	7.7
La Doctrina	0.68	2.5	144	9.3

Tabla 2. DIFERENCIAS ABSOLUTAS Y PORCENTUALES DE LA TEMPERATURA DEL AIRE  $\Delta T$  Y LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL  $\Delta ETP$  (1968-2011), CALCULADAS MEDIANTE LAS ECUACIONES DE TENDENCIA LINEAL (LÍNEA AZUL DE LA FIG. 2).

Los diferentes incrementos de T y ETP para cada una de las estaciones (Tabla 2), que son representativos de la diversidad climática existente en la zona de estudio seleccionada, están relacionados con los diferentes grados de intervención antrópica sobre el territorio, representado principalmente por la desecación de humedales y por la magnitud de la precipitación en cada lugar en particular. En la estación de Turipaná el mayor incremento de T y ETP, comparado con las demás, es la consecuencia de drásticos cambios en el uso del suelo realizados para la implementación de la actividad agrícola y ganadera, ocurridos desde los años 60's (Pérez, 2012). Al secarse los humedales por deforestación o por la construcción de canales artificiales de drenaje, se producen dos fenómenos radiativos que explican el incremento de T y ETP en dicha estación: de una parte, aumenta la cantidad de radiación solar que es reflejada por los suelos emergidos, mientras que por otra, éstos al absorber mayor cantidad de radiación solar incidente que las antiguas superficies de agua o forestadas, también emiten una mayor cantidad de calor proveniente de su interior, calentando la atmósfera y produciendo al mismo tiempo una mayor evapotranspiración de la interfase. Respecto a la estación El Salado, a pesar de que este lugar también ha sido intervenido antrópicamente, es la magnitud de la precipitación la que explica el menor incremento en T y ETP. Para esta estación la lluvia acumulada durante el periodo de tiempo 1971-2010 fue equivalente a 55536 mm, mientras que para Turipaná, Lorica y La Doctrina representó 51372 mm, 52211 mm y 52630 mm, respectivamente. En concordancia con el IPCC (2013), los resultados anteriores sobre la variabilidad climática de la zona de estudio, son una demostración de que el fenómeno del calentamiento global es un hecho en ella y de que éste no sólo afecta el estado de la atmósfera, sino también las condiciones ambientales de la interfase suelo-vegetación.

Otro de los métodos utilizados para el análisis de la variabilidad climática y que es recomendado por la WMO (2013), es el cálculo de promedios decadales de las variables climatológicas definidas para tal fin. Los resultados obtenidos a partir de los promedios decadales de T y ETP se muestran en la Tabla 3.

Estación	Variable	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010
Turipaná	T (°C)	27.0	27.2	28.1	28.1
	ETP (mm)	1579	1599	1741	1750
	pp (mm)	11453	13179	12871	13869
El Salado	T (°C)	27.6	27.9	28.0	27.9
	ETP (mm)	1547	1571	1606	1652
	pp (mm)	13433	13909	13233	14961
Lorica	T (°C)	27.1	27.2	27.5	27.7
	ETP (mm)	1586	1607	1643	1682
	pp (mm)	11254	14056	12450	14451
La Doctrina	T (°C)	27.3	27.4	27.9	27.9
	ETP (mm)	1611	1625	1700	1702
	pp (mm)	11785	13832	12939	14074

Tabla 3. PROMEDIOS DECADEALES CALCULADOS DE LA TEMPERATURA DEL AIRE T Y LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL ETP, Y PRECIPITACIÓN DECADAL ACUMULADA PP (1971-2010).

Analizando la Tabla 3, se observa que para todas las estaciones, se presentó un aumento gradual de T y ETP desde 1971 hasta 2000, mientras que entre 2001 y 2010 no se identificó un patrón climático común en T (invarianza, aumento y disminución indistintamente), aunque la ETP siguió incrementándose respecto a las décadas anteriores. Respecto a la década 1991-2000 para todas las estaciones, la Tabla 3 muestra que ésta fue la más caliente de todas y en la cual la precipitación disminuyó respecto a las décadas 1981-1990 y 2001-2010, lo que se confirma observando detalladamente el comportamiento cualitativo de T y ETP en las dos últimas décadas de tiempo (Fig. 2). El que el mayor aumento de T se haya presentado durante la década 1991-2000 y no entre 2001 y 2010 como lo afirma la WMO (2013), demuestra que los promedios decadales no son suficientemente representativos de la gran variabilidad climática local existente en cada una de las estaciones seleccionadas. En particular, la década 2001-2010 fue la más lluviosa de todo el periodo de tiempo analizado (1971-2010), lo cual estuvo en cierta medida determinado por la ocurrencia de intensos fenómenos La Niña (ONI: -1.5) en 2007-2008 y 2010-2011, este último causantes de grandes y graves inundaciones en el país (IDEAM, 2011).

Por otra parte y como complementación de la discusión anterior se calcularon, a partir de los resultados de la Tabla 3, las variaciones de T y ETP entre 1971 y 2010 para cada una de las estaciones meteorológicas seleccionadas (Tabla 4).

Estación	$\Delta T$ (°C)		$\Delta ETP$ (mm)	
	promedio decadal	tendencia lineal	promedio decadal	tendencia lineal
Turipaná	1.11	1.57	171	197
El Salado	0.30	0.35	105	122
Lorica	0.62	0.76	96	118
La Doctrina	0.61	0.73	91	113

Tabla 4. VARIACIONES DE T Y ETP ENTRE 1971 Y 2010, CALCULADAS POR MEDIO DE LOS PROMEDIOS DECADEALES Y DE LAS ECUACIONES DE TENDENCIA LINEAL (LÍNEA AZUL DE LA FIG. 2).

Comparando los resultados de  $\Delta T$  y  $\Delta ETP$  calculados por medio de los dos métodos (Tabla 4), se observa que los obtenidos a partir de los promedios decadales de la Tabla 3 son significativamente menores que los estimados por medio de la tendencia lineal de la Fig. 2. Esto podría interpretarse como una nueva confirmación de la inadecuada representatividad de los promedios decadales para la descripción de la variabilidad climática de zonas tropicales a escala local.

Finalmente, se obtuvo otro resultado a partir del estudio temporal parcial de las variables T y ETP, relacionado con la identificación del posible inicio del calentamiento global en la zona de estudio alrededor del año 1974. Analizando cualitativamente las series de datos de T y ETP con un mayor detalle (Fig. 2), se identificaron dos tendencias temporales diferentes: una negativa (disminución) entre 1968 y 1974, y otra positiva (aumento) desde 1975 y hasta 2011. Dicho comportamiento coincide con la ocurrencia, entre 1973 y 1974, del evento más intenso de La Niña de toda la historia (ONI: -2.0), reportado por NOAA (2014). Este resultado, aunque no permite asegurar completamente la validez de la identificación del posible inicio del fenómeno mencionado, debido a que desafortunadamente no existen datos climatológicos anteriores a 1968 en las estaciones seleccionadas, puede considerarse como relativamente probable de acuerdo al análisis estadístico realizado para verificar la independencia de las series de datos de T y ETP entre 1968-1974 y 1975-2011 (Tabla 5).

Estación	T		ETP	
	P(0.05)	$\tau$	P(0.05)	$\tau$
Turipaná	0.000370	0.045751	0.001213	0.084967
El Salado	0.080652	-0.045751	0.0049411	0.150326
Lorica	0.01389	0.019607	0.0000116	0.346405
La Doctrina	0.012337	0.058823	0.0001371	0.215686

Tabla 5. VALIDACIÓN ESTADÍSTICA DEL COMPORTAMIENTO TEMPORAL PARCIAL DE T Y ETP ENTRE 1968-1974 Y 1975-2011 (P-VALOR Y COEFICIENTE DE CORRELACIÓN T DE KENDALL).

A excepción del p-valor de T para El Salado (Tabla 5), los demás p-valores y todos los  $\tau$  coeficientes se encuentran por debajo del umbral de significancia estadística de 0.05 para el p-valor y 0.61 para  $\tau$  (Förster y Rönz, 1979), lo que demuestra que las tendencias parciales de cada

una de las series de datos de T y ETP (1968-1974 y 1975-2011) son estadísticamente independientes.

### 3.2 Zona de estudio integrada

El comportamiento climático de la zona de influencia de las cuatro estaciones meteorológicas seleccionadas (Fig. 1) fue analizado integralmente, promediando los valores anuales de T y ETP de las cuatro estaciones mencionadas. De esta forma, el área que abarca la zona integrada, que es de aproximadamente 2800 km<sup>2</sup> de extensión, podría ser representativa de un modelo climático regional (50 km x 50 km).

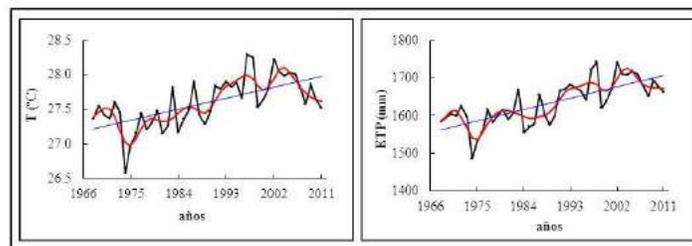


Fig. 3. Variación interanual (1968-2011) de la temperatura del aire T y la evapotranspiración potencial ETP para la zona integrada (línea roja: filtro de Savitzky-Golay de orden 8, línea azul: tendencia lineal).

El análisis cualitativo de la Fig. 3 corrobora la tendencia al aumento de T y ETP (datos, filtro y tendencia lineal) durante el periodo de tiempo de 44 años. El incremento calculado entre 1968 y 2011, por medio de las ecuaciones de tendencia lineal (línea azul: Fig. 3), que para T fue de 0.75 °C (2.7%) ó 0.17 °C/déc, y para ETP de 144 mm (9.2%) o 33 mm/déc, demuestran la existencia del fenómeno del calentamiento global en la zona de estudio. Así mismo, las series de datos de T permiten identificar el 85% de los eventos El Niño y La Niña 85%, mientras que en ETP se reconocen el 77% de El Niño y el 85% de La Niña, lo que demuestra la fuerte dependencia de la variabilidad climática de la zona de estudio integrada con el fenómeno ENSO.

A diferencia de lo obtenido por medio del cálculo de los promedios decadales para cada una de las cuatro estaciones (Tabla 3), de acuerdo a la Tabla 6 la zona integrada muestra un aumento continuo de T y ETP entre las décadas 1971-1980 y 2001-2010, lo que significaría que la década 2001-2010 fue las más caliente del periodo 1971-2010. Aunque este resultado coincide con lo expuesto por la WMO (2013) respecto a esta última década, la tendencia real de los datos de T y ETP mostrada en la Fig. 3 (disminución), demuestra nuevamente la deficiente representatividad de los promedios decadales en la descripción de la variabilidad climática de la zona de estudio (integrada).

Variable	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010
T (°C)	27.3	27.4	27.8	27.9
ETP (mm)	1581	1601	1672	1697

Tabla 6. PROMEDIOS DECADEALES CALCULADOS DE LA TEMPERATURA DEL AIRE T Y LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL ETP DE LA ZONA DE ESTUDIO INTEGRADA.

Respecto a las variaciones decadales de T y ETP entre 1971 y 2010 (Tabla 6), éstas fueron para T de 0.6 °C (0.15 °C/déc) y de 116 mm (29 mm/déc) para ETP. La tasa calculada de aumento para T de 0.15 °C/déc, al ser negativa la tendencia de T entre 2001 y 2010 (Fig. 3), pierde validez como representativa del comportamiento de dicha variable durante el periodo de tiempo mencionado.

Finalmente y de acuerdo con el análisis de las dos tendencias parciales de la Fig. 3 (1968-1974 y 1975-2011), verificadas con los tests de independencia estadística correspondientes (p-valores de 0.03027 y 0.00303 para T y ETP, y  $\tau$  coeficientes de 0.00653 y 0.03267 para T y ETP), también se pudo identificar el posible inicio del fenómeno del calentamiento global en la zona de estudio integrada, a partir del año 1974.

#### 4. CONCLUSIONES

El análisis de variabilidad climática de los promedios anuales de la temperatura del aire y la evapotranspiración potencial, previa evaluación estadística de la calidad de las respectivas series de datos originales, demuestra que no solamente cada una de las estaciones meteorológicas por separado sino también la zona de estudio integrada (2800 km<sup>2</sup>), se encuentran bajo la influencia del fenómeno del calentamiento global posiblemente causado por la fuerte intervención antrópica (deseccación de humedales). Este fenómeno, que entre 1968 y 2001 significó un incremento de la temperatura del aire variable para cada una de las estaciones meteorológicas seleccionadas, representa para la zona de estudio integrada un aumento de 0.75 °C (tendencia lineal), equivalente a 0.17 °C por década, valor similar al reportado por la WMO para el Planeta.

Al mismo tiempo, los resultados muestran que esta variabilidad está estrechamente relacionada con la ocurrencia del fenómeno ENSO, el cual modifica temporalmente el clima de la zona de estudio. En particular, para la zona de estudio integrada, el comportamiento de la temperatura del aire y de la evapotranspiración potencial permitió reconocer, respectivamente, el 77% y 70% de los eventos El Niño y el 77% y 85% de los de La Niña. Aunque en todos los casos los eventos El Niño estuvieron relacionados con altas temperaturas parciales del aire y La Niña con fuertes precipitaciones causantes de inundaciones, el análisis realizado demuestra claramente que el fenómeno del calentamiento global muestra su propia dinámica climática independientemente de la variabilidad representada por el ENSO.

Al calcular los incrementos de la temperatura del aire y la evapotranspiración potencial para cada una de las estaciones meteorológicas seleccionadas, se observa la gran diversidad climática local existente en la zona de estudio. El mayor efecto del calentamiento global se observa en la interfase suelo-vegetación, a través de la evapotranspiración potencial, al mostrar esta variable los mayores incrementos porcentuales en el periodo de tiempo analizado, en comparación con los respectivos incrementos de la temperatura del aire.

El análisis cualitativo por décadas de las dos últimas de ellas, 1991-2000 y 2001-2010, mostró que la década 1991-2000 fue la más caliente del período 1971-2010, no sólo para las cuatro estaciones por separado, sino también para la zona de estudio integrada, en contraposición con lo expuesto por la WMO sobre que fue 2001-2010 la década más caliente del mismo periodo de tiempo a nivel mundial. Este resultado nuevamente confirma las particularidades climáticas locales de la zona de estudio seleccionada y la insuficiente representatividad de dichos promedios en la adecuada descripción del fenómeno del calentamiento global existente en ésta.

Finalmente, el posible inicio del fenómeno del calentamiento global en la zona de estudio, coincidente con el evento más intenso de La Niña de la historia (ONI de -2.0), sucedido entre

1973 y 1974, fue identificado cualitativa y estadísticamente, tanto para cada una de las estaciones meteorológicas seleccionadas, como para la zona integrada.

## 5. BIBLIOGRAFIA

- Camargo, A.P.; Marin, F.R.; Sentelhas, P.C. y Picini, A.G. (1999). Ajuste da equacao de Thornthwaite para estimar a evapotranspiracao potencial em climas áridos e superúmidos, com base na amplitude térmica. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 7, pp 251–257.
- Coppola, E.; Verdecchia, M.; Giorgi, F.; Colaiuda, V.; Tomassetti, B. y Lombardi, A. (2014). Changing hydrological conditions in the Po basin under global warming. *Science of the Total Environment*, pp 1-14.
- CVS; PNN; CARSUCRE y Universidad de Córdoba (2006). Fases de prospección y formulación del Plan de Ordenamiento y Manejo Integral de la Cuenca Hidrográfica del Río Sinú (POMCA-RS). Corporación Autónoma Regional de los Valles del Sinú y San Jorge (CVS), Parques Nacionales Naturales de Colombia (PNN), Corporación Autónoma Regional de Sucre (CARSUCRE) y Universidad de Córdoba, Montería.
- Fernández, F. (1995). *Manual de climatología aplicada*. Ed. Síntesis, Madrid.
- Förster, E. y Rönz, B. (1979). *Methoden der Korrelations- und Regressionsanalyse*. Verlag die Wirtschaft, Berlin.
- García-Haro, F. J.; Moreno, A., Pérez-Hoyos; A., Gilabert, M. A.; Meliá, J.; Belda, F.; Poquet, D.; Martínez, B. y Verger, A. (2009). Seguimiento de la cubierta vegetal en la península ibérica a partir de sensores de nueva generación y su interrelación con variables climáticas. *Teledetección: Agua y desarrollo sostenible*, Proceedings XIII Congreso de la Asociación Española de Teledetección, pp 365-368.
- Gerber, P. J.; Steinfeld, H.; Henderson, B.; Mottet, A.; Opio, C.; Dijkman, J.; Falcucci, A y Tempio, G. (2013). *Hacer frente al cambio climático a través de la ganadería – Evaluación global de las emisiones y las oportunidades de mitigación*. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO), Roma.
- Gónima, L. (2009). Evidencias del calentamiento global en el Caribe Colombiano. *Meteorología Colombiana*, 13, pp 1-10.
- Hurtado-Moreno, G. (2000). *Caracterización agroclimática de Colombia*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), Bogotá.
- IDEAM (2005). *Atlas Climático de Colombia*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá.
- IDEAM (2011). *Boletín informativo sobre el monitoreo del fenómeno de "La Niña"*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Boletín número 30, Bogotá.
- IPCC (2007). *Cambio climático 2007: Informe de síntesis*. Intergovernmental Panel on Climate Change Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, Ginebra.
- IPCC (2013). *Intergovernmental Panel on Climate Change. Summary for policymakers*. [http://www.climatechange2013.org/images/uploads/WGIAR5-SPM\\_Approved27Sep2013.pdf](http://www.climatechange2013.org/images/uploads/WGIAR5-SPM_Approved27Sep2013.pdf)
- Maliva, R. y Missimer Th. (2012). *Arid lands water evaluation and management*. Beck Fachbuchhandlung, Alemania.
- NOAA (2014). *ENSO cycle: recent evolution, current status and predictions*. [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/lanina/enso\\_evolution-status-fcsts-web.pdf](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/lanina/enso_evolution-status-fcsts-web.pdf)

- New, M.; Hulme, M. y Jones, P. (1999). Representing 20th century space-time climate variability. I: Development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate*, 12, pp 829-856.
- Olcina-Cantos, J. y Martínez-Ibarra, E. (2009). Cambio climático: efectos en el territorio alicantino. Universidad de Alicante, DT 2009-4.
- Pabón, J. (2008). Escenarios de cambio climático para 24 regiones de Colombia. Informe presentado en el marco del proyecto Integrated National Adaptation Pilot (INAP). Conservación Internacional – Departamento de Geografía (Universidad Nacional de Colombia), Bogotá.
- Padilla, M. (2011). Definición de indicadores de cambio climático para la cuenca baja del río Sinú: Distrito de Riego de la Doctrina. Tesis de Maestría, Universidad de Manizales, Manizales.
- Pereira, A. R. y Oregon-Pruitt, W. (2004). Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. *Agricultural Water Management*, 66, pp 251–257.
- Pérez, M. (2012). Nuevas evidencias del calentamiento global en el Caribe colombiano. El Cambio Global: su expresión e impactos en Colombia, Memorias del X Ciclo Anual de Conferencias. Departamento de Geografía, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Pérez, M. y Gónima, L. (2014). El contenido del vapor de agua de la atmósfera como indicador del calentamiento global en una zona del caribe de Colombia. *Cuadernos de Investigación Geográfica* (en prensa).
- Ruiz-Murcia, J. F. (2010). Cambio Climático en temperatura, precipitación y humedad relativa para Colombia usando modelos meteorológicos de alta resolución (panorama 2011-2100). Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), Bogotá.
- Vadillo-Fernández, L. (2006). Acuerdo específico de colaboración entre el Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) para la restauración ambiental de la región del Bierzo. Ministerio de Educación y Ciencia (España).
- WMO (2013). The global climate 2001–2010: a decade of climate extremes. World Meteorological Organization, WMO-No. 1103, Ginebra.



# **SOBRE LA COVARIABILIDAD DE LAS TEMPERATURAS Y LAS PRECIPITACIONES ANUALES EN ESPAÑA, 1956-2005.**

F.S. RODRIGO<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>*Dpto. Química y Física, Universidad de Almería*

<sup>2</sup>*Centro Andaluz para la Evaluación y Seguimiento del Cambio Global (CAESCG)*

frodrigo@ual.es

## **RESUMEN**

En este trabajo se analiza la covariabilidad de las anomalías estandarizadas de temperaturas medias y precipitaciones totales anuales en 19 ciudades españolas durante los periodos 1956-1980 y 1981-2005. Los datos originales se estandarizaron usando el periodo de referencia 1971-2000. Bajo la hipótesis de distribución normal bivariante, los estados climáticos correspondientes a cada periodo pueden caracterizarse mediante las elipses de confianza al 95%. Los desplazamientos de estas elipses indican cambios en el vector de valores medios (traslaciones) y en la matriz de varianza-covarianza (rotaciones, deformaciones). La significación estadística de estos cambios fue comprobada mediante los tests de Hotelling y Barlett, respectivamente. Los resultados indican una traslación generalizada hacia más altas (bajas) temperaturas medias (precipitaciones totales), así como cambios significativos en la matriz de varianza-covarianza de las localidades mediterráneas. Se indican futuros desarrollos de esta metodología.

**Palabras clave:** Temperaturas, precipitaciones, covariabilidad, España.

## **ABSTRACT**

In this work, the covariability between the standardized anomalies of mean annual temperature and total annual rainfall in 19 Spanish sites during the periods 1956-1980 and 1981-2005 is analyzed. Original data are standardized using the reference period 1971-2000. Using the hypothesis of bivariate normal distribution, the climate states corresponding to each period may be characterized by the confidence ellipses at the 95% confidence level. Movements of the ellipses indicate changes in the vector mean (translations) and in the variance-covariance matrix (rotations, deformations). Significance of these changes is assessed by Hotelling and Barnett tests, respectively. Results indicate a general translation towards higher (lower) mean temperature (precipitation) in the second period, as well as significant changes in the variance-covariance matrix of the Mediterranean localities. Future developments of this methodology are outlined.

**Key words:** Temperature, rainfall, covariability, Spain.

## 1. INTRODUCCIÓN

La comprensión y exploración de la variabilidad climática interanual e interdécada de los ciclos globales de la energía y del agua es un aspecto esencial en los estudios de cambio climático. A largo plazo, los cambios positivos de la temperatura han demostrado ser un fenómeno destacado en las últimas décadas, con el aumento de las concentraciones de los gases de efecto invernadero como principal causa (Adler *et al.*, 2008). Las claves para la comprensión de los cambios en la precipitación vienen de las correlaciones entre precipitación y temperaturas (Trenberth, 2011). La interacción y dependencia entre temperaturas y precipitaciones, principalmente debidas a las relaciones termodinámicas entre ellas, han sido estudiadas en numerosos trabajos (por ejemplo, Emori y Brown, 2005). Los datos de precipitación y temperatura son generalmente interdependientes y los cambios en sus relaciones pueden ser más importantes que los cambios independientes en una u otra variable (Hao *et al.*, 2013). Sin embargo, la covariabilidad entre temperatura superficial anual y precipitaciones no es bien comprendida (Déry y Wood, 2005; Trenberth y Shea, 2005). La cuantificación de las relaciones de covariabilidad entre ambas variables es esencial para mejorar nuestro conocimiento de los procesos, particularmente las respuestas regionales, y de los balances de energía superficial y agua (Adler *et al.*, 2008).

El uso de funciones de densidad de probabilidad conjuntas proporciona perspectivas sobre el comportamiento de los modos particulares de calor y humedad que el análisis estadístico de cada variable por sí sola no puede hacer (Beniston, 2009). Por otro lado, los estudios de impactos suelen necesitar escenarios del clima que involucran a ambas variables conjuntamente (Tebaldi y Sansó, 2009). En agricultura, por ejemplo, la integración de varias variables climáticas es importante ya que diversas combinaciones de factores ambientales pueden afectar a la vegetación de forma diferente que un único valor extremo (Estrella y Menzel, 2013). Para tener en cuenta la interdependencia entre lluvias y temperaturas, la modelización mediante funciones de distribución multivariantes es necesaria (Cong y Brady, 2012). Diversos métodos han sido usados en la literatura: Beniston (2009) utilizó la aproximación de cuantiles conjuntos para definir modos climáticos (cálido/seco, cálido/húmedo, frío/seco, frío/húmedo) y caracterizar fenómenos extremos; una metodología similar fue usada por Morán-Tejada *et al.* (2013) para estudiar extremos climáticos en las regiones montañosas de la Península Ibérica; Cong y Brady (2012) estudiaron la interdependencia entre temperaturas y precipitaciones en Scania (Suecia) usando el análisis de cópulas; Estrella y Menzel (2013) consideraron el carácter bivariante gaussiano de temperaturas y precipitaciones usando una elipse de confianza al 95% para estudiar futuros extremos en Bavaria, Alemania.

En este trabajo, utilizamos el modelo gaussiano para analizar la covariabilidad entre las anomalías estandarizadas de temperatura diaria media anual y total de precipitaciones anuales en 19 ciudades españolas durante el periodo 1956-2005. El clima de España es notablemente sensible a cambios en la configuración latitudinal de la circulación general atmosférica debido a su compleja orografía y a su localización en una región de transición entre latitudes medias y subtropicales, y entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo (García *et al.*, 2007). Por otro lado, Giorgi (2008) subrayó la pronunciada sensibilidad del clima mediterráneo al calentamiento global. Por tanto, el estudio de las relaciones de las variables en el pasado puede proporcionar información útil para el análisis de cambios potenciales en el futuro.

El esquema del trabajo es como sigue: la sección 2 describe la base de datos empleada, la sección 3 la metodología utilizada, los resultados obtenidos se recogen en la sección 4, y las principales conclusiones y futuros posibles desarrollos se indican en la sección 5.

## 2.DATOS.

La base de datos utilizada en este estudio comprende cantidades acumuladas de lluvia y temperaturas medias diarias de 19 ciudades españolas, que cubren los principales dominios climáticos de la Península Ibérica, durante el periodo 1956-2005. La Figura 1 muestra las localizaciones de las estaciones.



Fig. 1. Estaciones meteorológicas utilizadas

Los datos de temperatura se han extraído de la base de datos SDATS (Brunet *et al.*, 2006), que cubre el periodo comprendido entre las últimas décadas del siglo XIX (la fecha concreta depende de la estación elegida) y 2005. Todas las series fueron homogeneizadas y ninguna presenta huecos importantes desde 1956. Los datos de lluvias totales mensuales fueron obtenidos de la base de datos de series largas de referencia de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), que cubre el periodo 1851-2008 (Luna *et al.*, 2012). Estas bases de datos están disponibles en la página web de la AEMET (<http://www.aemet.es>). Después de un análisis preliminar de los datos, se escogieron 19 ciudades sin datos perdidos, que cubren el periodo común 1956-2005. Las estaciones elegidas proporcionan una cobertura espacial razonable, cubriendo los principales dominios climáticos de la Península Ibérica (Martín Vide y Olcina Cantos, 2001). Los datos de temperatura media diaria fueron integrados para obtener la temperatura media anual, y los datos de precipitaciones totales mensuales fueron sumados para obtener el total anual. Con el fin de comparar con estudios estacionales (actualmente en preparación) y teniendo en cuenta la fuerte estacionalidad de las precipitaciones en la Península Ibérica, el año se definió entre los meses de Diciembre y Noviembre (es decir, 1981 comienza en Diciembre de 1980 y termina en Noviembre de 1981).

## 3.MÉTODOS

Para cada estación y año se calcularon las anomalías estandarizadas de temperatura ( $x$ ) y precipitación ( $y$ ), usando la media y la desviación típica del periodo de referencia 1971-2000. Por tanto, todos los datos se expresan en unidades de desviación típica. En las gráficas de precipitación frente a temperatura, el origen corresponde por tanto a los valores medios del periodo de referencia, y los ejes  $x$  e  $y$  dividen el espacio bidimensional en cuatro cuadrantes que caracterizan las condiciones termoplumiométricas con respecto al periodo de referencia: el

cuadrante inferior izquierdo está relacionado con condiciones frías y secas, el superior izquierdo con frías y húmedas, el superior derecho con condiciones cálidas y húmedas, y el inferior derecho con condiciones cálidas y secas.

Un estudio previo sobre extremos de temperatura en la Península Ibérica indica un desplazamiento hacia condiciones más cálidas alrededor de 1980 (Fernández-Montes y Rodrigo, 2012). Por tanto, el periodo total 1956-2005 fue dividido en dos subperiodos, 1956-1980 y 1981-2005, y el modelo gaussiano bivalente fue aplicado separadamente a cada subperiodo. La hipótesis básica es que cada subperiodo puede caracterizarse por las elipses de confianza al 95% en el plano x-y, centradas en el vector valor medio  $\vec{\mu} = (\bar{x}, \bar{y})$ . En el modelo bivalente hay que considerar además la matriz de varianza-covarianza, que describe no solamente la varianza de cada variable individual, sino que también tiene en cuenta la covarianza entre las variables. Las direcciones de los ejes mayor y menor de la elipse vienen dadas por los autovectores de la matriz de varianza-covarianza. La longitud de cada semieje viene dada por  $[\lambda_m \chi_2^2(P)]^{1/2}$  donde  $\chi_2^2(P)$  es el valor de la chi-cuadrado con 2 grados de libertad correspondiente a la probabilidad acumulativa P (95% en nuestro caso) y  $\lambda_m$  (m=1,2) son los autovalores de la matriz de varianza-covarianza (Wilks, 1995). Los ejes de la elipse vienen dados por (+ para el eje mayor, - para el eje menor)

$$y = \bar{y} \pm \operatorname{sgn}(\rho) \frac{s_y}{s_x} (x - \bar{x}) \quad (1)$$

con  $s_i$  (i=x,y) desviaciones típicas de las variables x e y,  $\operatorname{sgn}(\rho)=\pm 1$  dependiendo del signo del coeficiente de correlación (+1 si  $\rho>0$ , -1 si  $\rho<0$ , von Storch y Zwiers, 1999). Por tanto, la orientación de las elipses depende del signo del coeficiente de correlación y en el caso de variables incorrelacionadas ( $\rho=0$ ) las elipses se convierten en circunferencias.

Si hay un cambio significativo entre los dos periodos considerados, el resultado es un desplazamiento de la elipse en el plano x-y. Este desplazamiento puede descomponerse en tres componentes: traslación, rotación y deformación. La traslación indica un cambio en el valor medio de las variables y viene dada por

$$\Delta \vec{\mu} = \begin{pmatrix} \Delta \bar{x} \\ \Delta \bar{y} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \bar{x}_2 - \bar{x}_1 \\ \bar{y}_2 - \bar{y}_1 \end{pmatrix} \quad (2)$$

donde los subíndices 1 y 2 se refieren al primer y segundo subperiodos, respectivamente. El significado estadístico de este cambio se analiza mediante el test de Hotelling (1931), un análogo multivariante al test t de diferencia entre las medias del caso univariante. Para estudiar el papel de cada variable se calculó también el test univariante.

Desde un punto de vista estadístico los cambios en la matriz de varianza-covarianza pueden analizarse mediante el test de Barlett (1937). Si hay una diferencia significativa entre las matrices correspondientes a los dos subperiodos, puede deberse a cambios en  $\rho$  o a cambios en el tamaño y forma de las elipses. Interpretamos que tiene lugar una rotación cuando hay un cambio en el signo de  $\rho$  y este cambio está relacionado con la significación estadística del coeficiente de correlación (es decir, de un coeficiente significativo a otro no significativo, o viceversa). Por tanto, las rotaciones están ligadas a variaciones en las relaciones o retroalimentaciones entre las dos variables. Además puede haber deformaciones, relacionadas con un cambio en la longitud de los ejes de las elipses. Estos cambios pueden expresarse en términos porcentuales como (subíndice i=1 para el eje mayor, i=2 para el eje menor de la elipse)

$$\Delta l_i = 100 \left( \sqrt{\frac{\lambda_{2i}}{\lambda_{1i}}} - 1 \right) \tag{3}$$

El cambio en el área de elipse vendrá dado en porcentaje por

$$\Delta A = \Delta l_1 + \Delta l_2 \tag{4}$$

Este cambio expresa la variación de la concentración de los datos alrededor de los ejes, y, por tanto, puede utilizarse como una medida del cambio en la variabilidad conjunta de las dos variables. Con el fin de discriminar el papel de cada variable en el cambio de la matriz se calcularon además los test F de comparación de varianzas univariantes. Todos los tests estadísticos se aplicaron al nivel de confianza del 95%.

#### 4.RESULTADOS

La Tabla 1 muestra los resultados del análisis estadístico.

Estación	Hotelling	t(x)	t(y)	Barlett	F(x)	F(y)
Alb	6.95*	+2.89*	-1.59	10.31*	2.01*	1.58
Ali	23.99*	+6.54*	-1.74*	11.21*	2.60*	1.05
Bad	9.28*	+6.07*	-2.15*	5.41	1.36	1.29
Bar	12.36*	+5.01*	+0.05	12.29*	3.38*	1.35
Bur	9.88*	+5.49*	-2.37*	2.51	2.60*	1.88
CRe	8.87*	+4.64*	-2.84*	1.78	1.17	1.11
Gr	5.42*	+4.28*	-2.21*	4.04	1.32	1.60
Hu	9.27*	+5.32*	-0.17	0.24	1.02	2.20*
Cor	8.74*	+5.87*	-0.41	3.02	2.06*	1.49
Mad	13.02*	+7.15*	-2.12*	7.40	1.28	1.54
Mal	9.54*	+6.54*	-1.62	1.15	1.23	1.06
Mur	24.08*	+6.00*	-0.65	21.58*	1.50	1.87
Sa	4.04*	+3.81*	-1.20	5.84	1.01	1.26
SSeb	10.33*	+4.05*	-1.51	9.34*	2.02*	2.03*
Se	9.91*	+6.32*	-1.93*	1.06	2.19*	1.17
So	7.95*	+5.51*	-1.26	2.64	1.30	1.31
Val	27.78*	+6.73*	-0.71	24.27*	1.84	1.55
Vall	11.36*	+6.54*	-1.29	4.21	1.96	1.21
Zar	12.37*	+5.94*	-0.24	5.12	1.16	1.95

Tabla 1. Comparación estadística entre los periodos 1956-1980 y 1981-2000. t=estadístico del test t de diferencia entre las medias, F=estadístico del test F de comparación de varianzas (\*=diferencias estadísticamente significativas al 95% de nivel de confianza).

En todas las estaciones el test de Hotelling indica diferencias significativas entre los vectores de valores medios. En todos los casos los cambios de temperatura son significativos, indicando un incremento del valor medio (t(x)). En cuanto a las lluvias, en términos generales, hay un descenso del valor medio (t(y)), aunque sólo es significativo en 7 localidades. Este resultado indica un desplazamiento de las elipses hacia el cuadrante correspondiente a condiciones cálidas y secas (la Figura 2 muestra el ejemplo de las elipses correspondientes a Badajoz).

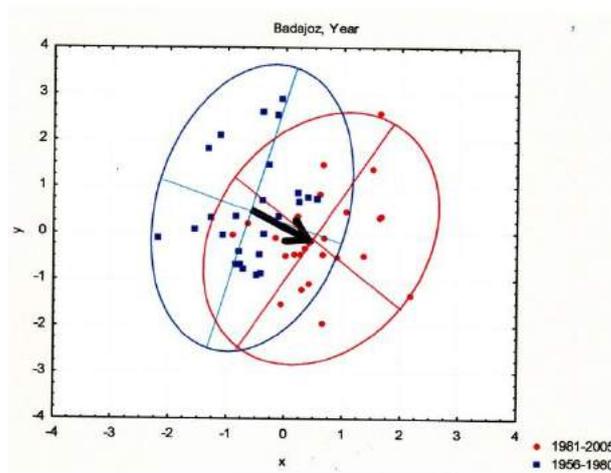


Figura 2. Elipses al 95% correspondientes a Badajoz. La flecha indica el sentido de la traslación.

El test de Barlett indica cambios significativos en la matriz de varianza-covarianza sólo en 6 localidades, San Sebastián, en la costa norte del país, y las localidades de la vertiente oriental mediterránea (Albacete, Alicante, Barcelona, Murcia y Valencia). La Figura 3 muestra el ejemplo de Albacete, donde es evidente el cambio en tamaño de la elipse.

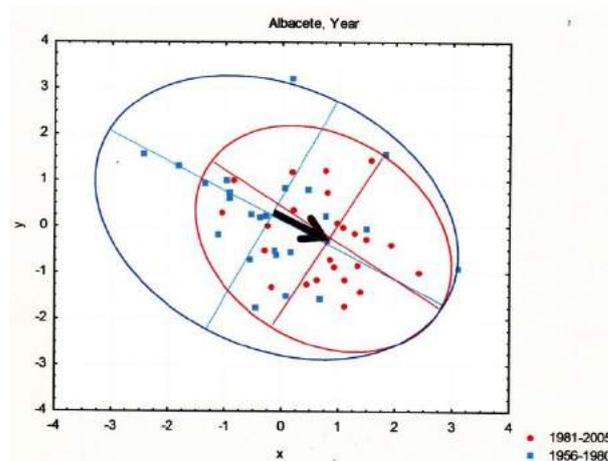


Figura 3. Como Fig.2, para el caso de Albacete.

En la comparación con el comportamiento individual de las variables, el test F indica cambios significativos en la varianza de la temperatura para Albacete, Alicante, Barcelona y San Sebastián, y en la varianza de las precipitaciones sólo para San Sebastián (nótese este diferente comportamiento entre las localidades mediterráneas y San Sebastián, en la costa septentrional). Las dos estaciones donde no hay cambios significativos de las varianzas individuales son Murcia y Valencia, pero, como se indica en la Tabla 2, es en estas estaciones donde el coeficiente de correlación pasa de un valor negativo y significativo a un valor no significativo, es decir, el cambio se registra en la covarianza, y es donde aparecerá un giro en la orientación de las elipses. La Figura 4 muestra las elipses correspondientes a Murcia.

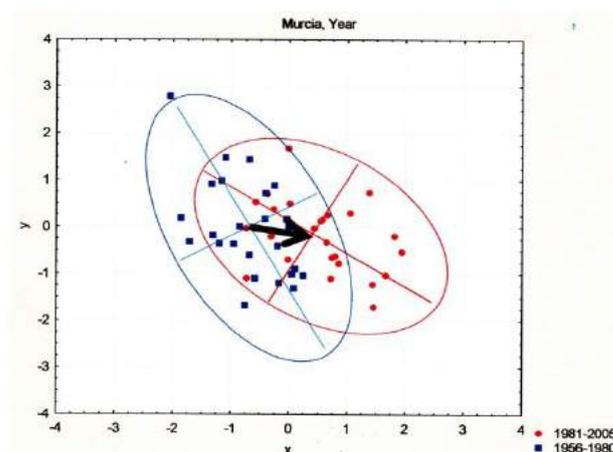


Figura 4. Como Fig. 2, para Murcia.

La Tabla 2 muestra las magnitudes de los desplazamientos encontrados para cada estación. En términos generales el cambio de temperatura es del orden de 1 desviación típica, comprendido entre 0.8 (Albacete, Salamanca) y 1.5 (Valencia), es decir, entre 0.6 y 1.0°C. Las lluvias muestran tendencias decrecientes, con un descenso del orden de 0.6 desviaciones típicas. En el caso de Sevilla, por ejemplo, este decrecimiento supone un 19% con respecto al valor medio del periodo de referencia. Estos resultados coinciden con otros publicados en la literatura donde se encuentran desplazamientos desde unas condiciones frías/húmedas a otras cálidas/secas en diferentes regiones del mundo y para periodos de tiempo similares a los estudiados aquí (Déry y Wood, 2005; Wu, 2014). Por otro lado, mientras que el comportamiento de las temperaturas es similar para todas las estaciones, las precipitaciones no muestran un patrón tan claro. Este resultado no es sorprendente, y es coherente con estudios previos que muestran un claro calentamiento, pero no tendencias claras en las precipitaciones de los países mediterráneos (Bladé y Castro-Díez, 2010).

Un resultado interesante de este trabajo es que mientras que las traslaciones son comunes a todas las estaciones, los cambios en la matriz de varianza-covarianza sólo son significativos en San Sebastián y en las localidades del Este mediterráneo. Parece, por tanto, que los cambios en el valor medio responden a tendencias generales (probablemente el calentamiento global), mientras que los cambios en la matriz de varianza-covarianza están determinados principalmente por factores locales o regionales. Esta idea viene apoyada por la ausencia de un claro patrón espacial en el comportamiento de las rotaciones y las deformaciones.

En términos generales, los coeficientes de correlación son no significativos a un nivel de confianza del 95%. Este es un resultado de la escala anual utilizada en este estudio. El análisis estacional (en preparación) muestra coeficientes de correlación positivos en invierno y negativos en el resto de las estaciones del año. Estos cambios estacionales pueden estar controlados por las anomalías de circulación a gran escala y las retroalimentaciones entre la superficie terrestre y la atmósfera, vía intercambios de humedad y de calor latente y sensible (Trenberth y Shea, 2005; Adler *et al.*, 2008; Trenberth, 2011; Cong y Brady, 2013). A escala anual, por tanto, estos diferentes comportamientos pueden estar hasta cierto punto compensados.

Estación	Traslaciones		Rotaciones		Deformaciones
	$\Delta\bar{x}$	$\Delta\bar{y}$	$\rho_1$	$\rho_2$	$\Delta A$ (%)
Alb	+0.8	-0.5	-0.26	-0.25	-40
Ali	+1.3	-0.4	-0.36	+0.04	+70
Bad	+1.2	-0.6	+0.23	+0.24	0
Bar	+0.9	0.0	+0.04	-0.33	-60
Bur	+1.2	-0.7	+0.09	+0.31	+10
CRe	+1.0	-0.9	-0.13	+0.03	0
Gr	+0.9	-0.6	-0.21	+0.08	+40
Hu	+1.2	0.0	-0.11	+0.36	+40
Cor	+1.2	-0.1	+0.19	-0.07	+30
Mad	+1.4	-0.6	-0.26	-0.09	0
Mal	+1.2	-0.4	-0.14	+0.10	+10
Mur	+1.2	-0.2	-0.52*	-0.37	0
Sa	+0.8	-0.4	+0.33	+0.23	-10
Sseb	+1.0	-0.4	-0.04	-0.29	-10
Se	+1.2	-0.6	+0.26	+0.14	+40
So	+1.1	-0.4	+0.04	+0.25	0
Val	+1.5	-0.2	-0.69*	-0.09	+70
Vall	+1.4	-0.4	+0.15	+0.31	+40
Zar	+1.4	-0.1	-0.17	-0.01	-30

Tabla 2. Desplazamientos de las elipses correspondientes a cada estación desde el primer periodo 1956-1980 hasta el segundo 1981-2005 (\*=coeficientes de correlación significativos al 95% de nivel de confianza).

En relación a los cambios de área, la magnitud de  $|\Delta A|$  es mayor en aquellas estaciones con cambios significativos en la matriz de varianza-covarianza.  $\Delta A > 0$  en Alicante y Valencia, indicando un aumento de la variabilidad en estas ciudades. En cambio,  $\Delta A < 0$  en Albacete, Barcelona y San Sebastián, indicando aquí una reducción de la variabilidad. Quizás el factor latitudinal y altitudinal puede jugar un importante papel aquí: las estaciones localizadas al norte o a mayor altitud (Albacete, situada a 699 m sobre el nivel del mar) muestran una reducción de la variabilidad, mientras que las estaciones más al sur y cerca del nivel del mar muestran un aumento de la variabilidad. Por otro lado, la aparición de desplazamientos comparables en otras ciudades, donde no se rechazó la hipótesis nula del test de Barlett, sugiere que la naturaleza estadística de los datos debe tenerse en cuenta, y que una interpretación correcta debe distinguir entre el “ruido” estadístico y la “señal” física de los desplazamientos detectados. Este es un aspecto metodológico que debe investigarse en el futuro.

## 5.CONCLUSIONES

Este trabajo estudia la covariabilidad entre temperaturas y precipitaciones anuales en 19 ciudades españolas que cubren los principales dominios climáticos del país. Usando la distribución gaussiana bivalente se comparan los periodos 1956-1980 y 1981-2005. La comparación se realiza estudiando el comportamiento de las elipses de confianza al 95%, y analizando sus cambios. Estos cambios se interpretan como traslaciones (cambios en el vector de valores medios), rotaciones (cambios del coeficiente de correlación) y deformaciones (cambios de la matriz de varianza-covarianza). El significado estadístico de estos cambios fue estudiado aplicando los tests de Hotelling y Barlett. Los resultados muestran una significativa y generalizada traslación desde condiciones frías/húmedas a cálidas/secas. Los cambios en la

matriz de varianza-covarianza, por el contrario, no son generalizados, y parecen estar ligados a factores locales y/o regionales. El estudio de estos desplazamientos a nivel estacional, y el análisis de los posibles factores causales (incluyendo el papel de posibles fluctuaciones estadísticas), son aspectos que exigen más investigación, y serán objeto de análisis en futuros trabajos.

## 6.REFERENCIAS

- Adler, R.F.; Gu, G.; Wang, J.J.; Huffman G.J.; Curtis S. y Bolvin, D. (2008). Relationships between global precipitation and surface temperature on interannual and longer timescales (1979-2006). *J. Geophys. Res.* 113: D22104, doi: 10.129/2008JD010536.
- Bartlett, M.S. (1937). Properties of sufficiency and statistical tests. *Proceedings of the Royal Statistical Society, Series A* 160: 268–282.
- Beniston, M. (2009). Decadal-scale changes in the tails of probability distribution functions of climate variables in Switzerland. *Int. J. Climatol.* 29: 1362-1368.
- Bladé, I. y Castro Díez, Y. (2010). Tendencias atmosféricas en la Península Ibérica durante el periodo instrumental en el contexto de la variabilidad natural. En: Pérez, F. y Boscolo, R. (eds) *Clima en España: pasado, presente y futuro*. CLIVAR-España, pp. 25-42.
- Brunet, M.; Saladié, O.; Jones, P.; Sigró, J.; Aguilar, E.; Moberg, A.; Lister, D.; Walther, A.; Lopez, D. y Almarza, C. (2006). The development of a new dataset of Spanish daily adjusted temperature series (SDATS) (1850-2003). *Int. J. Climatol.* 26: 1777–1802.
- Cong, R.G. y Brady, M. (2012). The interdependence between rainfall and temperature: copula analyses. *The Scientific World Journal.* 2012, doi: 10.1100/2012/405675.
- Déry, S.J. y Wood, E.F. (2005). Observed twentieth century land surface air temperature and precipitation covariability. *Geophys. Res. Lett.* 32: L21414, doi: 10.129/2005GL024234.
- Emori, S. y Brown, S.J. (2005). Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.* 32: L177706, doi: 10.129/2005GL023272.
- Estrella, N. y Menzel, A. (2013). Recent and future climate extremes arising from changes to the bivariate distribution of temperature and precipitation in Bavaria, Germany. *Int. J. Climatol.* 33: 1687-1695.
- Fernández-Montes, S. y Rodrigo, F.S. (2012). Trends in seasonal indices of daily temperature extremes in the Iberian Peninsula, 1929-2005. *Int. J. Climatol.* 32: 2320-2332.
- García, J.A.; Gallego, M.C.; Serrano, A. y Vaquero, J.M. (2007). Trends in block seasonal extreme rainfall over the Iberian Peninsula in the second half of the twentieth century. *J. Climate.* 20: 113-130.
- Giorgi, F. (2008). A simple equation for regional climate change and associated uncertainty. *J. Climate* 21: 1589-1604.

Hao, Z.; Kouchak, A.A. y Phillips, T.J. (2013). Changes in concurrent monthly precipitation and temperature extremes. *Environ. Res. Lett.* 8, doi: 10.1088/1748-9326/8/3/034014.

Hotelling H. 1931. The generalization of Student's ratio. *Annals of Mathematical Statistics* 2 (3): 360–378.

Luna, M.Y.; Guijarro, J.A. y López, J.A. (2012). A monthly precipitation database for Spain (1851-2008): Reconstruction, homogeneity and trends. *Advances in Science and Research*, 8, 14. Doi:10.5194/asr-8-1-2012

Martín Vide, J. y Olcina Cantos, J. (2001). *Climas y tiempos de España*. Alianza Editorial, Madrid.

Morán-Tejada, E.; Herrera, S.; López-Moreno, J.; Revuelto, J.; Lehmann, A. y Beniston, M. (2013). Evolution and frequency (1970-2007) of combined temperature-precipitation modes in the Spanish mountains and sensitivity of snow cover. *Reg. Environ. Change*. 13: 873-885.

Tebaldi, C. y Sansó, B. (2009). Joint projections of temperature and precipitation change from multiple climate models: a hierarchical Bayes approach. *Journal of the Royal Statistical Society, Series A*, 172: 83-106.

Trenberth, K.E.. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Clim Res.* 47: 123-138.

Trenberth, K.E. y Shea. D.J. (2005). Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophys. Res. Lett.* 32: L14703. Doi: 10.1029/2005GL022760, 2005.

Wilks, D.S. (1995). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, San Diego.

Wu, L.Y. (2014). Changes in the covariability of surface air temperature and precipitation over East Asia associated with climate shift in the late 1970s. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. 7: 92-97.

von Storch, H. y Zwiers, F.W. (1999). *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, Cambridge.

# SPATIOTEMPORAL VARIABILITY OF PRECIPITATION AND TEMPERATURE IN THE SOUTHEAST IBERIAN PENINSULA (1950-2007)

FERNÁNDEZ-MONTES, Sonia; RODRIGO, Fernando S.

Andalusian Centre for Evaluation and Monitoring of Global Change (CAESCG),  
Department of Chemistry and Physics, University of Almería, Spain

[soniafm@ual.es](mailto:soniafm@ual.es), [frodrigo@ual.es](mailto:frodrigo@ual.es)

## ABSTRACT

In this work climate variability of the SE region of the Iberian Peninsula is analysed during 1950-2007, using the high-resolution dataset “Spain02”. To that end, Principal Component analysis is applied on annual and seasonal basis to anomalies in total precipitation, and in average maximum and minimum temperatures (Tmax, Tmin).

Long-term changes in temperature are more significant and widespread than in precipitation. Tmax and Tmin have increased in most of the region, especially in spring, summer and autumn, but with sub-regional differences. Tmax has risen remarkably in main mountainous areas and SE sub-region from the 1970s to 1990s and in Sierra Nevada Mountains especially in the 1990s and early 2000s. However, Tmax depicts cooling patterns in SW coastal Almeria province (El Ejido area) and in parts of the NE (Alicante-Murcia), which are probably explained by an albedo effect of greenhouses and other urban reflective surfaces, as well as to evaporative cooling through irrigation. By contrast, Tmin has risen continually since late 1950s in the NE (Alicante-Murcia), possibly linked with an intense urbanization process in that area, and in the SW/W (Alpujarras-Sierra Nevada-Guadix regions) in late-1970s onwards. Precipitation depicts high interannual and decadal fluctuations, with a clear distinction in the regimes between west and east regions, and specific patterns for small geographical areas. Decreasing precipitation patterns are observed in the northern face of Sierra Nevada Mountains from 1950s to 1990s and in the northern part of Sierra Cazorla Mountains in the 1980s onwards. An opposite pattern is observed towards the most arid E/SE region, with a slight recovery in total precipitation since the 1980s, mainly due to winter.

Results point out the vulnerability of mountainous areas to global warming and changing circulation patterns, whereas coastal regions in SE Spain seem to be also highly influenced by anthropic land use changes, such as intensive agriculture and urbanization. We discuss large-scale and regional factors driving the observed variability in the different sub-regions, as well as feedbacks between temperature and precipitation. We also discuss impacts on the environment and drawn possible strategies to mitigate global and climate change in this region.

Keywords: semiarid areas, sub-regional changes, total precipitation, maximum and minimum temperatures, decadal variability, land-use changes

## RESUMEN

En este trabajo se analiza la variabilidad en el clima de la región SE de la Península Ibérica (PI) durante el período 1950-2007, usando la base de datos de alta resolución “Spain02”. Para ello, se aplica un análisis de Componentes Principales tanto en base

anual como estacional a las anomalías de precipitación y de temperatura máxima y mínima (Tmax, Tmin).

Los cambios a largo plazo en las temperaturas son más significativos y generalizados que en la precipitación. Tmax y Tmin han aumentado remarcablemente en la mayoría del área considerada, especialmente en primavera, verano y otoño, aunque mostrando deferencias sub-regionales. Tmax ha aumentado más en las principales regiones montañosas y en el SE desde los 1970s y Sierra Nevada en los 1990s y 2000s. En cambio, Tmax sigue patrones de descenso (enfriamiento) en la zona costera del SW de Almería (área de El Ejido) y en partes del NE (Alicante y Murcia), que están probablemente ligados a un efecto albedo de los invernaderos -y otras superficies urbanas reflectantes- así como a un enfriamiento por evaporación en zonas de regadío. Por el contrario, Tmin ha aumentado continuamente desde finales de los 1950s en el área Alicante-Murcia, probablemente ligado a un intenso proceso de urbanización. Tmin también ha aumentado notablemente en la región W/SW (Alpujarras- Sierra Nevada-Guadix) desde finales de los 1970s. La precipitación muestra importantes fluctuaciones interanuales y decenales, con una clara distinción entre las regiones occidentales y orientales, y patrones específicos para pequeñas áreas geográficas. Se observan patrones de disminución en la parte norte de Sierra Nevada (desde 1950s hasta 1990s) y de la Sierra de Cazorla (desde los 1980s). Un patrón opuesto se obtiene para la zona más árida, al E/SE, con una recuperación de la precipitación total desde los 1980s, sobre todo debido al aumento en invierno.

Los resultados resaltan la vulnerabilidad de las áreas montañosas mediterráneas al calentamiento global y cambios en la circulación atmosférica, mientras que las regiones costeras del SE de la PI se muestran además altamente influenciadas por cambios en los usos del suelo, como la agricultura intensiva y la urbanización. Discutimos los factores a gran escala y regionales que pueden estar implicados en la variabilidad observada, así como las retroalimentaciones entre temperatura y precipitación. Por último destacamos los impactos sobre el medio ambiente y perfilamos posibles estrategias de mitigación del cambio climático y cambio global en esta región.

Palabras clave: áreas semiáridas, cambios subregionales, precipitación total, temperaturas máximas y mínimas, variabilidad decenal, cambios en los usos del suelo

## 1. INTRODUCTION

The Iberian Southeast is one of the most arid regions in the Euro-Mediterranean area, although it comprises a rich variety of environments due to its climatic gradient from sea level to high mountains. This region is a major hotspot of biodiversity, with species being threatened both due to insufficient protection policies (e.g., Martínez-Hernández *et al.* 2010) and to recent climate change (Pauli *et al.* 2011). Shrubs and perennial grasses are the dominant vegetation, while forests are confined to mountainous areas (> 1500 m.a.s.l), like Sierra Nevada, S. Filabres, S. Cazorla and Segura (Fig. 1). These mountain ranges shelter SE Spain from the Atlantic cyclones and give rise to a NW-SE gradient in precipitation, from above 1000 mm/year in parts of S. Cazorla to less than 200 mm/year towards Cabo de Gata (Fig. 1). The region is characterized by few rainy days and large precipitation variability (de Luis *et al.* 2009). Temperature is moderate in the coast with mild winters and warm/hot summers, but very extreme values and strong annual temperature range can be registered in the inland mountainous regions.

Atmospheric circulation changes influence both precipitation and temperature in Mediterranean Spain, especially in winter (López-Moreno *et al.* 2011; Fernández-Montes *et al.* 2012). Some works have obtained a decreasing contribution from both Atlantic fronts and convective storms to total precipitation, together with increasing contribution from Mediterranean cyclogenesis in the cold season (Millán *et al.* 2005). Beyond large-scale forcings, regional processes and feedbacks are also of utmost importance for the climate of this region (e.g., Millán *et al.* 2005). Human activities have historically put a huge stress in the environment of SE Spain, first in mountains and recently in coastal areas (Sánchez-Picón *et al.* 2011).

Previous works analysing recent climate variability in this region have usually focussed on one or a few stations in localized areas (e.g., Lázaro *et al.*, 2001; Campra *et al.* 2008). Using high resolution datasets, trends have been assessed in seasonal precipitation (e.g., de Luis *et al.* 2009), and in maximum and minimum temperatures for Spain –including SE region- from the 1960s onwards (del Río *et al.* 2012), but without studying variability patterns. This paper aims to contribute to the knowledge about past climate change in the SE IP obtaining different sub-regional patterns which may help to understand the role of large-scale and local factors on the observed variability. The Spain02 dataset of precipitation (Precip) and maximum and minimum temperature (Tmax, Tmin) in the period 1950-2007 is considered.

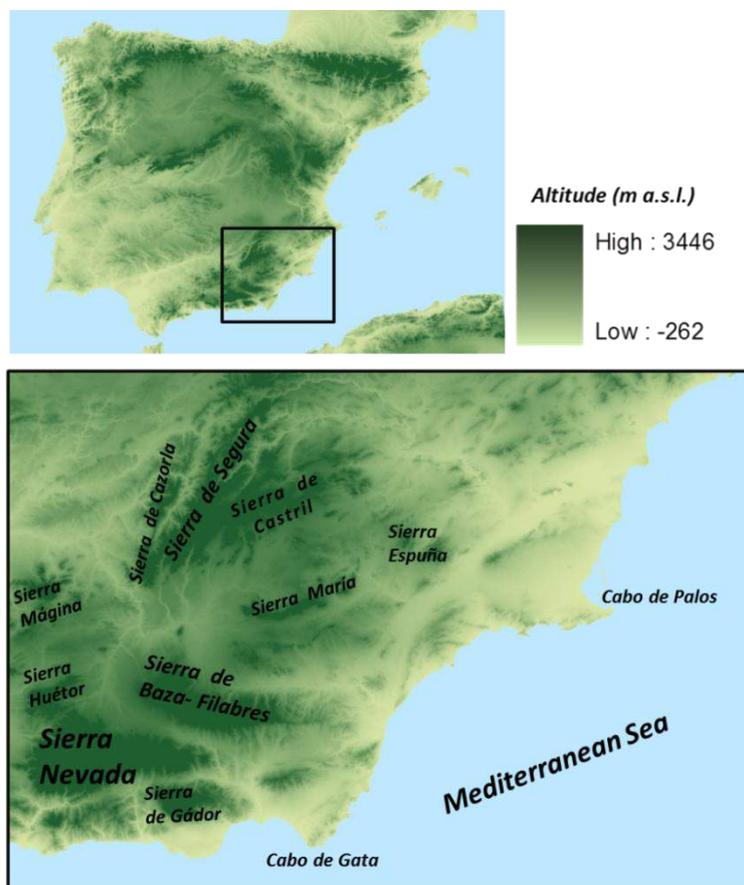


Figure 1. Study area in the SE Iberian Peninsula, showing main mountain ranges.

## 2. DATA AND METHODS

We use data from the recently developed Spain02 (Herrera *et al.* 2012), which are regular  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  gridded data. The dataset of monthly Tmax, Tmin and Precip is considered in the whole period 1950-2007. The area selected in SE Spain contains 113 grid points; it encompasses not only dry regions (southern and easternmost areas) but also wetter areas like Sierra Cazorla to the NW (Fig. 1). In semiarid regions water from mountains contributes in 50–90% to total runoff (López-Moreno *et al.* 2011), thus they are crucial for the study area. To validate Spain02 data we made use of 6 Tmax and Tmin and 10 Precip station series from the AEMET ([www.aemet.com](http://www.aemet.com)) and the Junta de Andalucía (<http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/rediam>). We assessed correlation between them and the corresponding gridded data, on seasonal level. In general high correlations were found ( $\rho > 0.7$ ). Lower correlations were obtained in mountainous areas for temperature data ( $\rho \sim 0.6$ ), given the very high variability of temperature in altitude gradients (one station only may not be representative for the grid point). The highest correlations ( $\rho > 0.9$ ) were achieved for the main stations of Alicante, Murcia and Almería.

To discover homogeneous regions with similar temporal behaviour in the period 1950-2007, Principal Component Analysis (PCA) in s-mode (Preisendofer, 1988) is applied to the standardized anomalies of the 3 variables (Tmax, Tmin, Precip) in each year. We apply PCA using the correlation matrix and Varimax rotation. By regression of the loadings for each rotated EOF, the PC time series (scores) that characterize the EOF time behaviour are obtained. For sake of brevity we only display results for the annual basis, although we also briefly comment on seasonal results. The existence of trends in the time-series of the PC scores is tested by means of the Rho Spearman's correlation test (Lanzante 1996). Correlation coefficients among Tmax and Precip scores series are also tested; the most significant results will be comment in next section.

## 3. RESULTS AND DISCUSSION

### 3.1. Precipitation

Results of applying a PCA to annual precipitation (anomalies) for the period 1950-2007 are presented in Fig. 2. The first five PCs represent nearly 80% of total variability. Among them, two main patterns are identified, jointly explaining more than 50% of the total variability: the first one (PC1) is weighted towards E-NE region and presents high annual and decadal variations with peaks in the early 1970s and late 1980s. The Rho-Spearman correlation test detected a positive trend in this PC at 10% s.l. ( $p$ -value=0.058). PC2 is weighted towards western regions (mainly to the NW and SW of the area) (Fig 2a). It also shows positive trend at 10% s.l. in the whole period, probably because the 1950s were notably dry (Fig 2b). Its temporal variability seems fairly opposite to the previous one (i.e., PC2 maximums are coincident with PC1 minimums). This behaviour is meaningful, given the different origins of precipitation, i.e., primarily due to easterly vs westerly fronts and cyclones. PC3 encompasses the northern face of Sierra Nevada Mountains and inter-ranges region of Guadix-Baza. It depicts a declining in precipitation from the 1950s to 1990s, with slight increase since then but negative trend (at 1% s.l.) in 1950-2007. PC4 is weighted towards the eastern mountains of S. Alhamilla and Filabres and shows peaks of precipitation in the mid-1950s and early 1990s, high inter-annual variability, and no long-term trends.

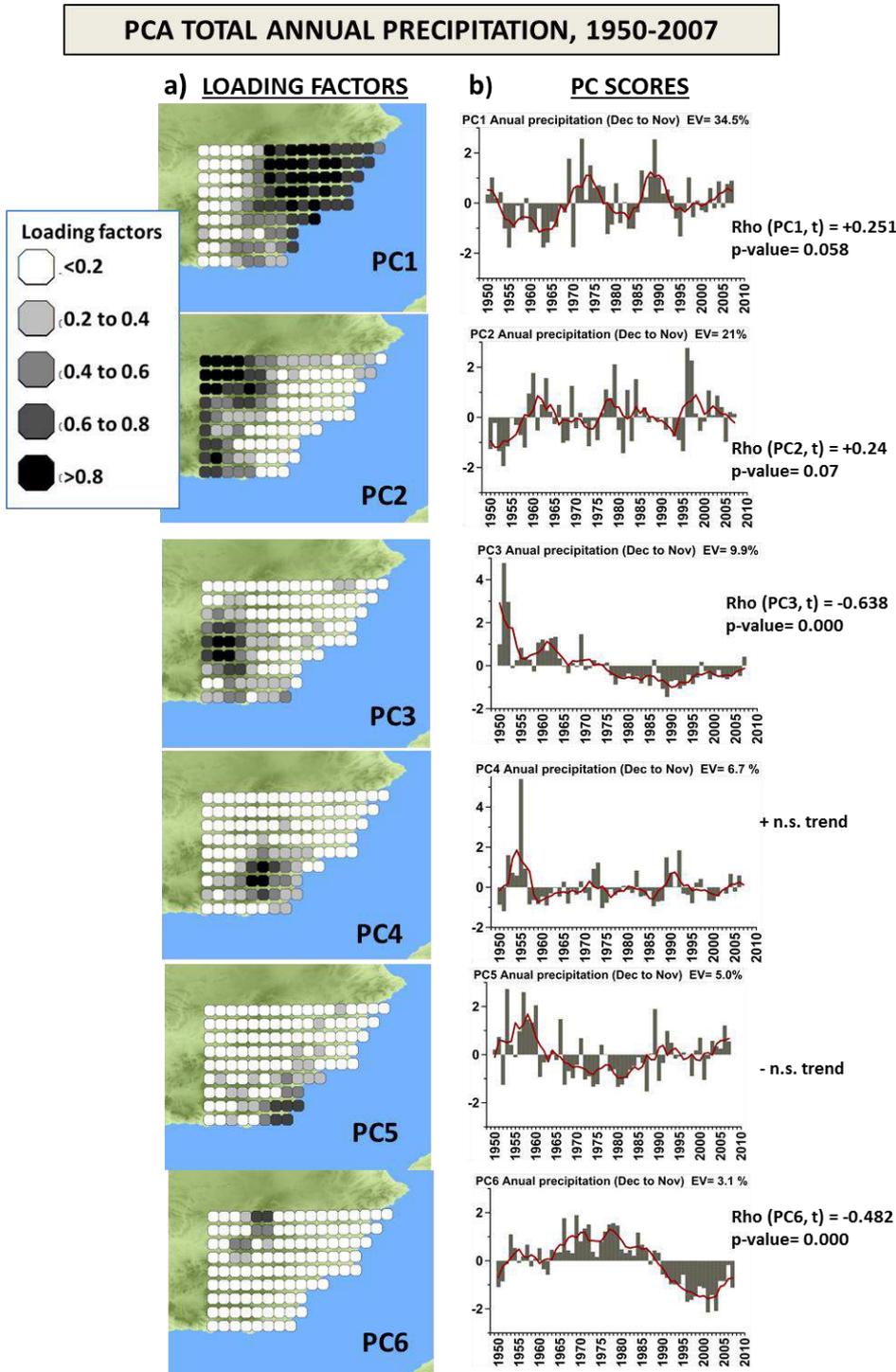


Figure 2. Results of applying a Principal Component Analysis (PCA) in s-mode to total annual (December y-1 to November y) precipitation for the period 1950-2007. a) Loading factors and b) PCs scores (bars) together with a low-pass filter of 5 yr (red line). Percentage of explained variance (EV) by each PC is given, as well as results of Rho-Spearman correlation test to identify trends in the period 1950-2007.

The SE (Cabo de Gata) region (PC5) is characterized by large decadal variability with positive rainfall anomalies in the 1950s and negative in the 1970s-1980s, slightly increasing afterward. By contrast, the northernmost region of Segura Mountains (PC6) shows decreased precipitation in the 1990s and 2000s after wetter decades from 1960s to 1980s, with significant (1% s.l.) negative trend in the period.

PCA applied to the seasonal anomalies of precipitation (winter, spring and autumn seasons) yield spatial patterns of regionalization very similar to those for annual values (not shown). The Northern Sierra Nevada-Guadix-Baza region depicts decreasing precipitation in spring and autumn in the 1950s to 1990s (similar as on annual basis, Fig.2, PC3). These evolutions concur with decreasing frequency of moderately extreme precipitation days in the SE IP in autumn (Fernández-Montes *et al.* 2014). Additionally, a major decrease in precipitation in Cazorla Mountain is observed in winter and spring seasons since the 1980s (as in annual basis). Given its location exposed to westerly circulation, it seems connected to a positive trend in the NAO index and less frequent Atlantic cyclones crossing the south IP in late winter and early spring (e.g., López-Moreno *et al.* 2011). By contrast, positive anomalies in the last 2 decades are observed over the SE area (Cabo de Gata-Níjar) in winter (larger than on annual basis). These results are likely related to increasing frequency of easterly circulations and associated back-door cold fronts -responsible for intense precipitation events in coastal areas- in the cold season since the 1950s (Millán *et al.* 2005; Fernández-Montes *et al.* 2012).

### 3.2. Maximum and minimum temperatures

Tmax (Fig. 3) shows patterns of large warming in the 1990s-early 2000s with respect to previous decades, especially to the west (PC1), and remarkably in Sierra Nevada-Guadix (PC5). In the region west-central to north (PC2, average altitude of the grid points ~1000 m.a.s.l) an increase in Tmax is notable from 1950s to 1990s, with significant trend in the whole period. This Tmax PC2 scores series correlates negatively with Precipitation PC3 series (Rho= -0.57). This could be indicative of circulation changes affecting both Tmax and precipitation series, i.e., increasing anticyclonic conditions. A positive feedback loop between soil moisture deficit and increasing Tmax is also likely in these inner regions of the IP (Jerez *et al.* 2010). By contrast, in the SE (PC3) a cool period took place around the 1970s, Tmax increasing since then.

SW Almeria province (PC4) and parts of the NE region in Alicante-Murcia (PC6) show two cooling patterns since the 1960s and especially 1980s onwards, both with long-term significant negative trends (Fig 3b). These cooling signals are present throughout all seasons (not shown) and confined to the most populated areas to the NE and SW coastal regions (Sánchez-Picón *et al.* 2011). Although modulated by natural climate variability (e.g., relatively cool period in the 1970s), these patterns seem indeed affected by anthropic land-use changes (Kalnay and Cai, 2003). PC4 pattern might well be influenced by increasing albedo due to greenhouses development, as pointed by previous research in Almeria (Campra *et al.* 2008). Other urban reflective surfaces might have also increased the albedo and led to lower Tmax to the NE, as well as evaporative cooling effect due to irrigation in agricultural areas (Kalnay and Cai 2003).

The most remarkable changes in Tmin (Fig. 4) are found for PC1, towards NE region (Murcia-Alicante), with continuous increase from early 1960s to 2000s and highly

significant trend ( $Rho = 0.79$ ). This is congruent with positive trends found by del Río *et al.* (2012) for this area. The intense urbanization process undertaken since the 1960s (Gozálvez Pérez *et al.* 1993) might partially explain it.

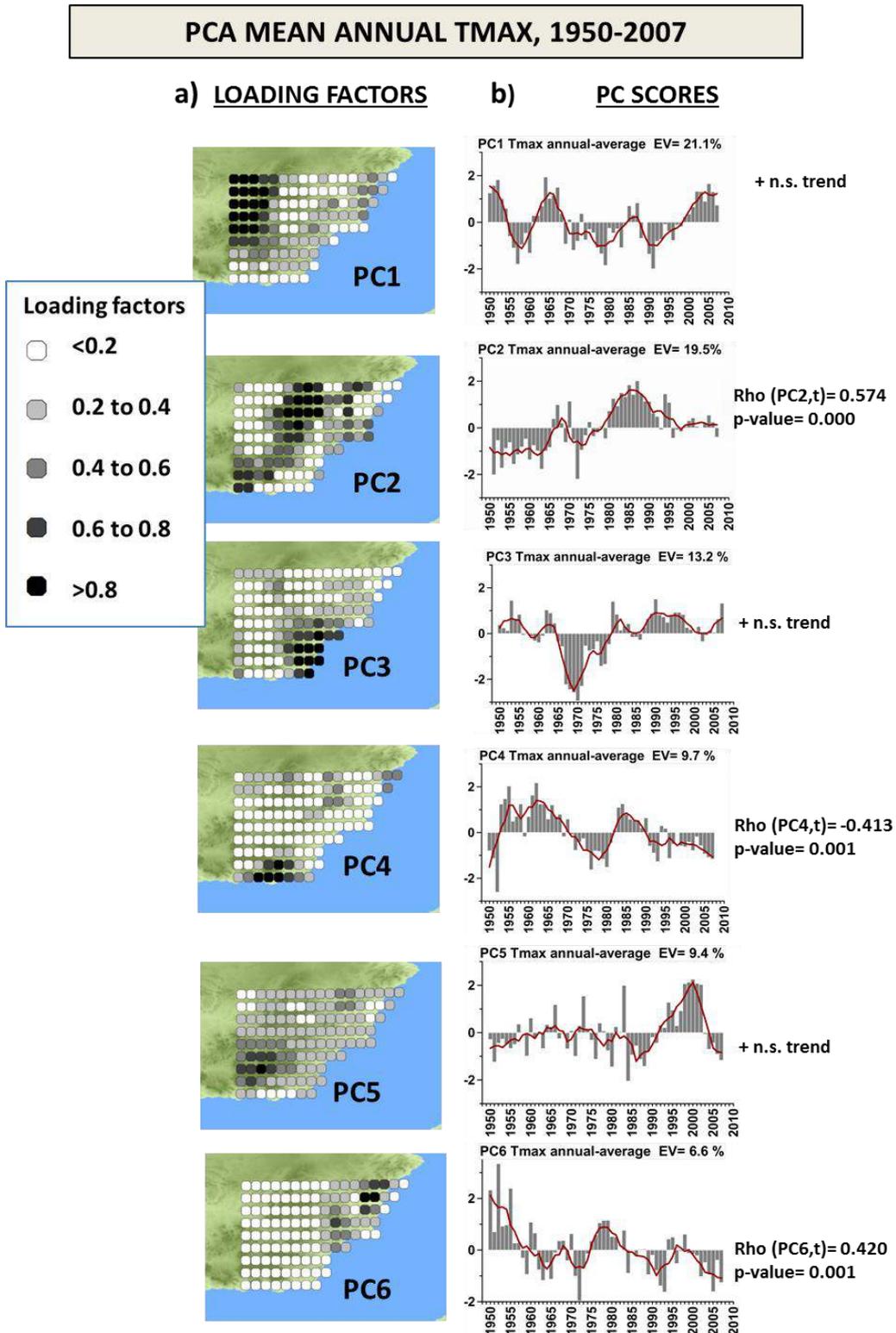


Figure 3. As in Fig. 2, but for annual (January to December) mean Tmax.

**PCA MEAN ANNUAL TMIN, 1950-2007**

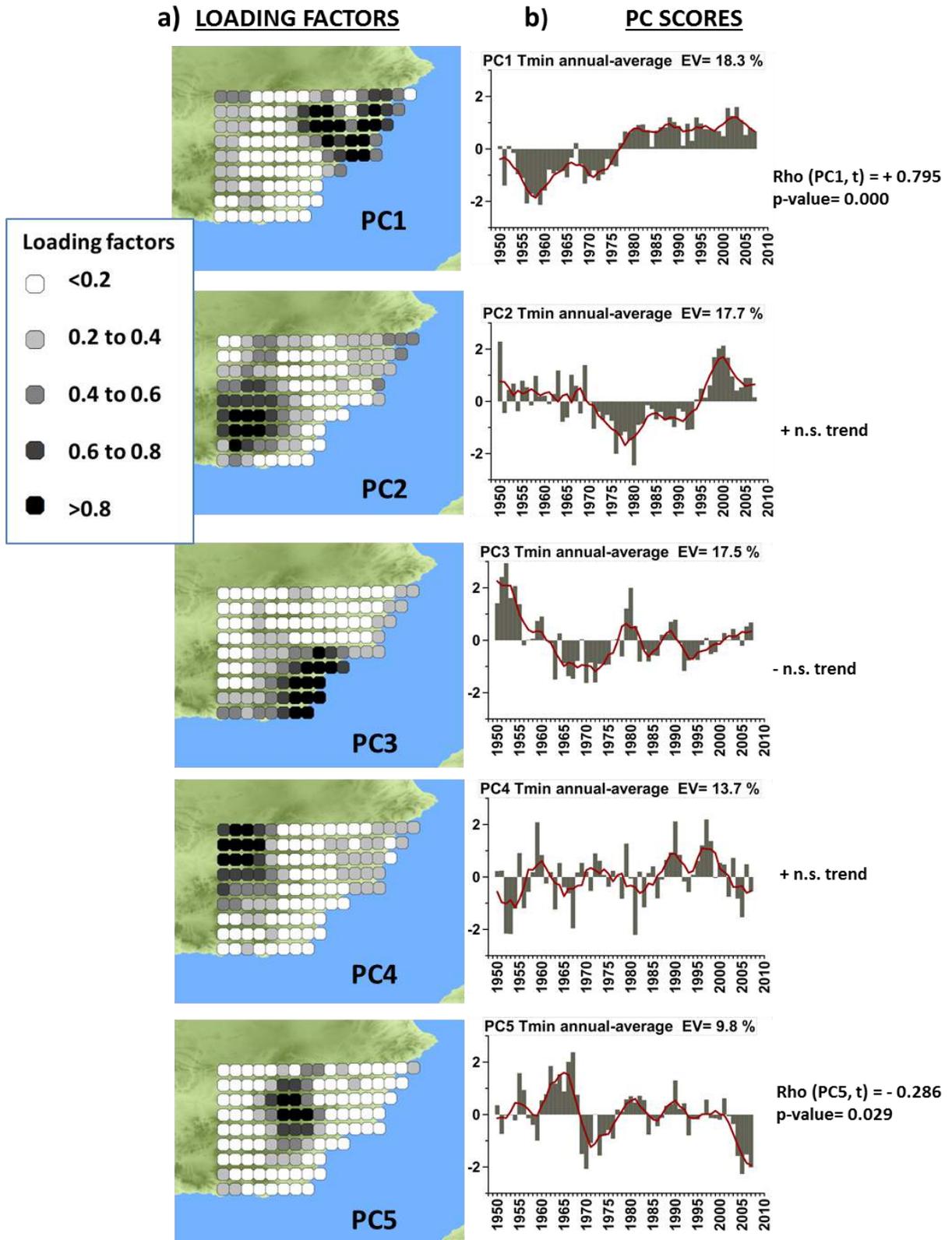


Figure 4. As in Fig 3 but for annual (January to December) mean Tmin.

For the second PC (SW region), an increase in T<sub>min</sub> is remarkable in the 1990s and 2000s. This period is concurrent with global and hemispheric warming and positive Atlantic SST anomalies (Ting *et al.* 2009). In the SE-most area, highest T<sub>min</sub> values were achieved in the 1950s followed by a cooler period in the 1960s- 1970s and slightly increasing pattern in last decades. This evolution seems also well related to decadal changes in SST (Ting *et al.* 2009). Towards the NW (PC4), high annual and decadal variability and a recent decrease in T<sub>min</sub> are observed. Finally, PC5 depicts a significant (5% s.l.) negative trend in the time-pattern, weighted towards northern Almeria and Granada provinces (PC5).

As a consequence of different evolutions in T<sub>min</sub> and T<sub>max</sub>, the diurnal temperature range has decreased to the NE and SW (most urbanized areas and eastern S.Nevada-Alpujarras), while increased in S. Cazorla and S. María mountains and east Almeria province in the 1970s onwards (not shown). Regionalization of seasonal T<sub>max</sub> and T<sub>min</sub> provides some additional information. For example, winter T<sub>min</sub> increased remarkably in S.Nevada in the 2000s after a cooling period in 1980s-1990s. This could be related to atmospheric circulation fluctuations: dominant positive NAO in the 1980s-1990s means strengthened anticyclone, with clear skies and northerly winds which damp T<sub>min</sub> (López-Moreno *et al.* 2011; Fernández-Montes *et al.* 2012). Conversely, the period of larger T<sub>max</sub> increase in most regions (especially in summer) is 1980s onwards, congruently with increasing solar radiation (Sánchez-Lorenzo *et al.* 2013).

#### 4. CONCLUSIONS

This study analyses precipitation and temperature (T<sub>max</sub> and T<sub>min</sub>) in the SE Iberian Peninsula in 1950-2007. Large inter-annual to decadal variability characterizes precipitation patterns, whereas temperature depicts more multidecadal and long-term changes. Several physical factors seem evolved in the different sub-regional patterns, but a rigorous evaluation goes beyond the scope of this paper. Nonetheless, the intense urban and agriculture development in the Alicante-Murcia region and in SW coastal Almería has very likely lowered T<sub>max</sub> and increased T<sub>min</sub> in those areas.

In the region with the most arid conditions (Cabo de Gata-Níjar) precipitation slightly increased since the 1980s and temperature has moderately risen since mid-1970s. By contrast, the region around Sierra Nevada Mountains has experienced an important shift towards drier conditions in the 1980s and 1990s, accompanied by recent large increases in T<sub>min</sub> and T<sub>max</sub>. In most of the area, increases in temperature together with non-significant changes in precipitation have likely driven this region to an intensification of droughts during the last five decades (Vicente-Serrano *et al.* 2014). The observed climatic –and land use- changes have surely had several environmental impacts. As increasing temperature is expected in coming decades, local policy-makers should start mitigation and adaptation plans. These should include improvements in water resources management, e.g., by means of more sustainable and spread agriculture systems (including policies for re-using abandoned rural inland areas). Similarly, important effort should be put in monitoring droughts and in forest fires early-warning systems.

## 6. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank AEMET and UC for the data provided for this work (<http://www.meteo.unican.es/datasets/spain02>). This work has been supported by the project GLOCHARID (Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía).

## 7. REFERENCES

- Campra, P., and coauthors. (2008). Surface temperature cooling trends and negative radiative forcing due to land use change toward greenhouse farming in southeastern Spain. *JGR: Atmospheres* (1984–2012), 113(D18).
- de Luis, M., Gonzalez-Hidalgo, J.C., Longares, L.A., Stepanek, P., (2009). Seasonal precipitation trends in the Mediterranean Iberian Peninsula in the second half of 20th century. *Int. J. Climatol.* 29, 1312–1323.
- del Río, S., and coauthors (2012), Recent trends in mean maximum and minimum air temperatures over Spain (1961–2006), *Theor. Appl. Climatol.*, 109, 605–626.
- Fernández-Montes, S., Seubert, S., Rodrigo, F.S., Hertig, E., (2012). Wintertime circulation types over the Iberian Peninsula: long-term variability and relationships with weather extremes. *Clim. Res.* 53, 205–227..
- Fernández-Montes, and coauthors (2014). Circulation types and extreme precipitation days in the Iberian Peninsula in the transition seasons: Spatial links and temporal changes. *Atm Res* 138 (2014) 41–58.
- Gozálvez Pérez, Vicente, and coauthors. "Los espacios periurbanos en el área de Alicante-Elche (España)". *Investigaciones geográficas.* 1993, nº 11, pp. 171-188
- Herrera, S., and coauthors (2012). Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *Int J Climatol*, 32(1), 74-85..
- Jerez, S., and coauthors, 2010. Temperature sensitivity to the land-surface model in MM5 climate simulations over the Iberian Peninsula. *Meteorol. Z.* 19 (4), 363–374.
- Kalnay, E., and Cai, M. Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature* 423.6939 (2003): 528-531.
- Lanzante JR (1996) Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: theory and examples, including applications to historical radiosonde station data. *Int J Climatol* 16: 1197–1226
- Lázaro, R., Rodrigo, F.S., Gutiérrez, L., Domingo, F., 2001. Analysis of a 30-year rainfall record (1967–1997) in semi-arid SE Spain for implications on vegetation. *Journal of Arid Environments* 48, 373–395.
- López-Moreno JI, Vicente-Serrano and coauthors (2011) Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: observed relationships and projections for the 21st century. *Global Planet Change* 77:62–76
- Martínez-Hernández and coauthors (2011). The distribution of Iberian gypsophilous flora as a criterion for conservation policy. *Biodivers Conserv* 20:1353–1364
- Millán M, Estrela MJ, Sanz MJ and coauthors. (2005) Climatic feedbacks and desertification: the Mediterranean model. *Journal of Climate*, 18, 684–701.
- Pauli, H., and coauthors (2012). Recent plant diversity changes on Europe's mountain summits. *Science*, 336(6079), 353-355.

- Preisendorfer, R., 1988. *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Developments in Atmospheric Science, vol. 17. Elsevier, Amsterdam.
- Sánchez-Picón, A., Aznar-Sánchez, J.A., García-Latorre, J., 2011. Economic cycles and environmental crisis in arid southeastern Spain. A historical perspective. *Journal of Arid Environments* 75, 1360–1367..
- Sánchez-Lorenzo, A., J. Calbó, M. Wild. Global and diffuse solar radiation in Spain: Building a homogeneous dataset and assessing their trends. *Glo Pla Cha* 100 (2013) 343–352
- Ting M, Kushnir Y, Seager R, Li C (2009) Forced and internal twentieth-century SST trends in the north Atlantic. *J Clim* 22(6):1469–1481
- Vicente-Serrano, Sergio M., Juan-I. Lopez-Moreno, and coauthors. (2014). Evidence of increasing drought severity caused by temperature rise in southern Europe. *Environmental Research Letters* 9, no. 4 (2014): 044001.



# VARIABILIDAD DE LOS REGÍMENES DE TIEMPO QUE AFECTAN A LA PENÍNSULA IBÉRICA

David GONZÁLEZ BARTOLOMÉ <sup>(1)</sup>, Concepción RODRÍGUEZ PUEBLA <sup>(2)</sup>

*Departamento de Física General y de la Atmósfera, Universidad de Salamanca, España*

<sup>(1)</sup>davidgonbar@hotmail.com, <sup>(2)</sup>concha@usal.es

## RESUMEN

La influencia de la circulación atmosférica en el clima de la Península Ibérica puede ser analizada en función de los tipos de tiempo. El objetivo de este trabajo es describir la variabilidad de los regímenes de tiempo que influyen en el clima de la PI. Para ello el número de tipos de tiempo de la clasificación de Font Tullot se reduce en regímenes de tiempo con la condición de que estos regímenes mantengan una proporción elevada de la varianza de la circulación atmosférica asociada a los tipos de tiempo. El método que permite esta reducción de la dimensión del campo de circulación es la regresión de mínimos cuadrados parciales. Además, con este método se obtienen las series temporales que representan la evolución de los regímenes de tiempo.

Palabras clave: Península Ibérica, regímenes de tiempo, regresión de mínimos cuadrados parciales.

## ABSTRACT

Climate over the Iberian Peninsula (IP) can be analyzed by considering its relationships with Atmospheric Circulation and particularly with weather types. The main objective of this study is to describe the time series of the weather regimes affecting climate over the IP. First, a reduction of the number of weather types of Font Tullot classification is performed as condition of accounting for a high percentage of the atmospheric circulation variance associated with the weather types. Partial Least square regression is the method that allows us this dimension reduction of the circulation field. It also provides the time series characterizing the evolution of weather regimes.

Palabras clave: Iberian Peninsula, Partial Least Square Regression, weather regimes, weather types.

## 1. INTRODUCCIÓN

El objetivo principal de este trabajo es identificar regímenes de circulación que sean estables y que a su vez estén relacionados con la clasificación de tipos de tiempo establecida por Font Tullot.

La clasificación de tipos de tiempo ha tenido una larga historia en la meteorología y la

climatología (Michelangeli et al., 1995) (Esteban et al., 2006) (Casado y Pastor, 2013) (Martín Vide, 2005). Desde los inicios de la meteorología, las clasificaciones fueron principalmente usadas como herramientas en las predicciones meteorológicas. Como ejemplo de ello, en 1983, Inocencio Font Tullot estableció una clasificación de 23 tipos de tiempo para la Península Ibérica publicada en su obra *Climatología de España y Portugal* (Font Tullot, 2000). Puesto que los avances tecnológicos en aquella época eran de mucha menor ayuda que los actuales, Font se basó en su propia experiencia como predictor para la identificación de estas situaciones, hecho por el que podemos calificar su clasificación como subjetiva. No obstante, gracias a las herramientas informáticas de las que disponemos hoy en día, podemos afirmar que, en los últimos años, se ha producido un importante giro en la formulación de clasificaciones, cambiando como base de estos trabajos la meteorología predictiva por la climatología estadística (Huth et al., 2008).

Los regímenes de tiempo se refieren a un número reducido de configuraciones del flujo atmosférico, afirmación que considera que la circulación atmosférica puede caracterizarse por estados recurrentes y estacionarios. El análisis de los regímenes de circulación es una de las estrategias principales para la evaluación del pasado, presente y futuro de climas simulados. Debido a que las clasificaciones subjetivas siguen siendo muy usadas y conocidas hoy en día y a que sería prácticamente imposible analizar de forma manual los datos diarios a partir de estos criterios subjetivos, la objetivización de estos catálogos se presenta como una solución práctica y lógica. Ahora bien, debemos entender esta objetivización no como una reproducción exacta, sino como la creación de una nueva clasificación que sustituya de forma aceptable a la original (Huth et al., 2008).

Siguiendo esta línea, el objetivo de nuestro estudio será establecer una nueva clasificación más reducida que conecte los estados físicos de la atmósfera identificados por Font con la varianza de los datos, simplificando con ello el estudio dinámico de la atmósfera. Para ello haremos uso de la metodología Regresión de Mínimos Cuadrados Parciales (PLS) y de los datos de presión al nivel del mar. No podemos olvidarnos tampoco de que, mediante este método, además de la ya nombrada reducción, conseguiremos una parametrización de nuestra nueva clasificación de regímenes de tiempo que afectan a la Península. De este modo se abrirán las puertas a un estudio ya no solo espacial, sino también temporal.

Con el análisis de las series temporales asociadas a cada régimen de tiempo obtendremos importantes resultados, como la tendencia o las fluctuaciones frecuenciales que éstos han sufrido en los últimos años. A través de la observación de las anomalías asociadas a dichas series podremos apreciar si ha existido un cambio climático o no (Barry y Chorley, 1990). A su vez, podremos relacionar estos cambios y sus extremos con diversos episodios anómalos ocurridos, estudiando así el impacto de estos regímenes en innumerables aspectos de nuestra vida cotidiana.

El trabajo está organizado de la siguiente manera. En el apartado 2 explicamos el método usado, así como los datos utilizados. En la sección 3 presentamos los resultados obtenidos, analizando detenidamente dos de los regímenes alcanzados y presentando de forma más breve el resto de casos. El apartado 4 muestra las conclusiones más importantes de esta primera aproximación al problema.

## 2. METODOLOGÍA Y DATOS

Los métodos para extraer tipos y/o regímenes de tiempo se basan, principalmente, en buscar estados de la atmósfera asociados. De este modo se usan numerosos y diversos métodos, como algoritmos de conglomerados, funciones de máxima probabilidad, análisis de componentes principales, mapas autoorganizados, etc. En este estudio proponemos la aplicación del método PLS (*Partial Least Square regression*) porque nos permite reducir la dimensión de todos los estados atmosféricos disponibles en función de estados atmosféricos previamente identificados.

El método PLS utiliza como datos de entrada dos matrices: la matriz X (predictor) y la matriz Y (predictando). La técnica trata de modelizar la relación existente entre estos dos conjuntos de variables observadas mediante unas nuevas variables ficticias (no cuantificadas experimentalmente) denominadas variables latentes. Estas nuevas variables se obtienen por combinación lineal de las variables experimentales, buscando la máxima variabilidad en la matriz X y la mayor correlación con la matriz Y, eliminando a su vez información redundante (Abdi Hervé, 2003).

Es decir, PLS propone una descomposición de las matrices X (predictor) e Y (predictando) de la forma:

$$\begin{aligned} X &= TP^T + E \\ Y &= UQ^T + F \end{aligned}$$

donde X es una matriz  $n \times N$  y la matriz Y es de dimensión  $n \times M$ . T y U son matrices de dimensión  $n \times p$  y que son denominadas matrices score o de puntuación, creadas con el fin de reducir la dimensionalidad del problema y maximizar la covarianza entre los vectores que las forman. A su vez, P y Q (de dimensión  $N \times p$  y  $M \times p$  respectivamente) son las matrices de carga o loadings, las cuales actúan como coeficientes de regresión entre las matrices X e Y junto con sus respectivos vectores de puntuación. Por último, E y F son los términos de error, los cuales asumiremos independientes y distribuidos de forma idéntica entre ambas variables, no modificando por tanto el objetivo del estudio (Rosipal y Krämer, 2006)

En nuestro problema, las observaciones, predictor X, serán los datos diarios de presión a nivel del mar ( $N$  serán los días del periodo analizado y  $n$  el número de puntos de la malla que engloba la región a estudiar). Por su parte, el predictando Y será el conjunto de situaciones sinópticas que Font utiliza para identificar cada uno de los 23 tipos de tiempo de su clasificación ( $M$  tendrá así el valor 23 y cada columna representará cada uno de los tipos de tiempo de Font). De la matriz predictor se extraen las variables latentes o independientes que contienen la máxima información asociada a la variable dependiente. Obtendremos así dos importantes resultados. Primero, los vectores de puntuación o scores, que nos proporcionarán unos regímenes de tiempo modelizados a partir de los datos de presión a nivel del mar y los tipos de tiempo de Font, tratando de explicar la mayor varianza posible de ambas fuentes de datos. En segundo lugar, los vectores de carga o loadings, que nos indicarán la evolución de cada uno de estos regímenes para el periodo de tiempo analizado. El valor  $p$  se corresponderá con el número de regímenes que elijamos.

Para todo ello hemos trabajado con dos fuentes distintas de datos del reanálisis: NCEP/NCAR

de la agencia norteamericana NOAA/OAR/ESRL (NNR) (Kalnay et al., 1996) PSD y ERA-Interim del centro europeo de predicción (Dee et al., 2011). Tras comprobar previamente la concordancia de los datos de partida, decidimos continuar nuestro estudio utilizando los datos NNR. Así, los resultados a continuación expuestos corresponden a los datos NNR para el período comprendido entre los años 1970 y 2012.

### 3. RESULTADOS

A la hora de identificar las trayectorias preferentes de la circulación atmosférica nos encontramos con el problema del número de regímenes que hay que retener. Se trata de dilucidar entre el compromiso de que se describa un porcentaje elevado de la varianza de los datos y de que las configuraciones elegidas tengan significado físico. En esta primera aproximación hemos decidido considerar la varianza explicada y por ello se analizarán 7 regímenes que describen un 78% de la varianza de los datos diarios de presión a nivel del mar. Identificaremos cada uno de ellos con una situación sinóptica, a la vez que diferenciaremos entre la fase positiva (la situación mostrada en cada imagen) y la negativa (con los centros de anomalías de presión invertidos)

Por su parte, para el análisis temporal, fijaremos dos intensidades umbrales (positiva y negativa), calificando los días como días de régimen positivo, si se encuentran por encima del límite positivo, y días de régimen negativo, si se sitúan por debajo. En base al recuento de estos días de fase positiva o negativa representaremos el ciclo anual y las series temporales de ambos; con lo cuál se proporciona la época del año en la que el régimen estudiado aparece de forma más común y la evolución temporal de la frecuencia de aparición

#### 3.1. Régimen 1

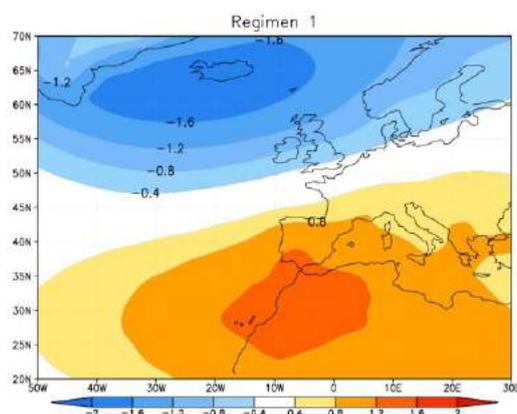


Fig. 1: Primer régimen: anomalías estandarizadas de presión a nivel del mar (fase positiva)

El primero de todos los regímenes describe un 25.47% de la varianza de los datos diarios de presión a nivel del mar y un 35.95% de los datos referentes a los tipos de tiempo de Font.

Para la fase positiva, observamos un dipolo de presiones en la dirección Norte-Sur, con un centro negativo sobre la isla de Islandia y otro positivo sobre la costa noroccidental africana. Se trata así de una situación que puede recordarnos en gran medida al mapa de presiones

asociado a la fase positiva de la NAO. Como podemos apreciar en la figura 2, su frecuencia de aparición es nula en los meses veraniegos, mientras que presenta valores muy altos en los meses fríos (en su máximo, en el mes de enero, será superior a 0.5)

Observando la serie temporal correspondiente (figura 2), podríamos aventurarnos e intuir cierto comportamiento ondulatorio: los 6 valores más altos se recogen entre 1986 y 1994, mientras que los valores registrados en los 15 primeros años representados parecen asemejarse más a los alcanzados entre finales de la década de 1990 y comienzos del siglo XXI (exceptuando los valores mínimos extremos). Los máximos los encontramos para los años 1986, 1990 y 1994, y entre los mínimos destacan los alcanzados en 1996 y 2010. Analizando este último, podemos relacionarlo con el anómalo invierno de 2009-2010, el cual fue muy húmedo en la Península (se registraron el doble de precipitaciones del valor medio) y extremadamente frío en el norte y centro de Europa.

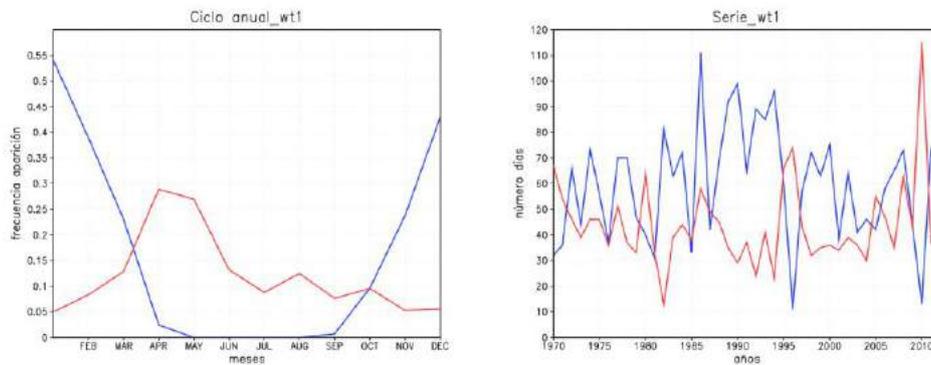


Fig. 2: Primer régimen: gráficas del ciclo anual y serie temporal (la línea azul representa la fase positiva y la roja la negativa)

Por su parte, la fase negativa se presentará más frecuentemente durante la primavera, siendo su frecuencia de aparición máxima en los meses de abril y mayo. La serie temporal, cuyas oscilaciones son menores que para la fase positiva, presenta su valor mínimo en 1982 y el máximo, muy destacado, en 2010 (año del que ya previamente hablamos).

### 3.2. Régimen 2

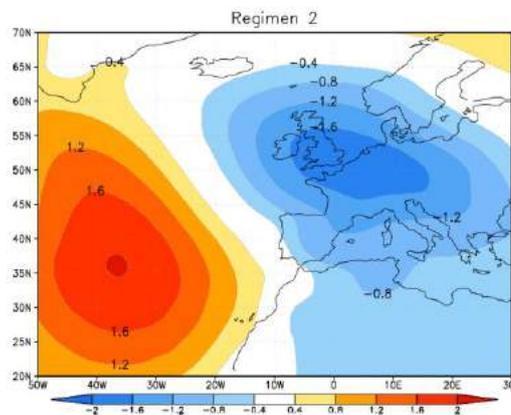


Fig. 3: Segundo régimen: anomalías estandarizadas de presión a nivel del mar (fase positiva)

Este régimen explicará el 13,72% de la varianza de los datos diarios de presión a nivel del mar y un 13,26% de los datos de presión a nivel del mar relativos a la clasificación de tipos de tiempo de Font.

Nos encontramos ante un nuevo dipolo, ahora en la dirección Suroeste-Noreste, con un centro positivo en el Atlántico (35° Norte, 35° Oeste) y otro negativo que se extiende desde las islas británicas hasta la Europa central para la fase positiva. Esta configuración del mapa barométrico favorecerá el flujo de masas frías y marítimas de origen polar hacia la Península y puede asociarse con la situación denominada “Atlantic Ridge” e identificada por (Ferrati, 2014). La fase negativa de este régimen se asemejará a la situación dada por el índice de teleconexión del Atlántico Este y Oeste de Rusia. En su libro, Font hace igualmente referencia a una situación similar bajo el nombre de “anticiclón centro europeo”, la cual describe como de claro carácter invernal y en la que prevalecerá en superficie un intenso flujo del Sur. (Font Tullot, 2000)

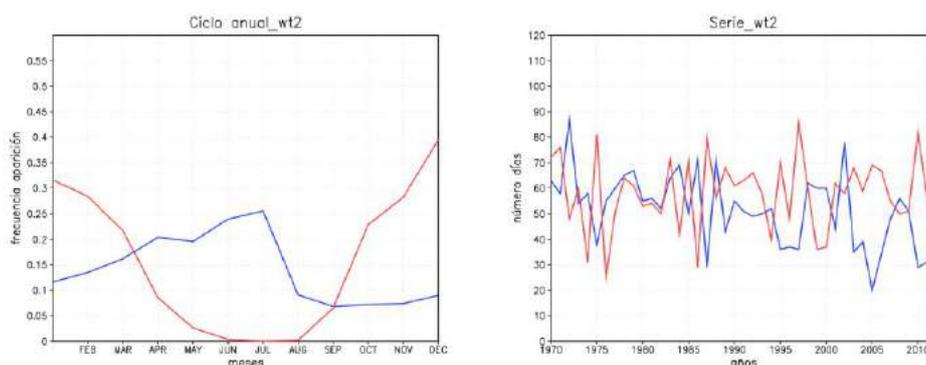


Fig. 4: Segundo régimen: gráficas del ciclo anual y serie temporal (la línea azul representa la fase positiva y la roja la negativa)

Observando el ciclo anual (figura 4) vemos que la fase positiva se presenta con mayor frecuencia en los meses de junio y julio, siendo más inusual a partir de agosto y en los meses otoñales. Fijándonos en la serie temporal advertimos una tendencia decreciente para el periodo representado, registrándose los valores máximos en 1972 y 2002 y los mínimos en 1975, 1987 y 2005.

Esta situación en fase negativa alcanzará su mayor frecuencia en diciembre (hecho que coincide con el apunte previamente señalado por Font), mientras que su aparición será insólita durante los meses estivales. La tendencia de la serie temporal permanecerá más o menos estable en este caso. Como valores máximos destacan los alcanzados en 1975, 1987, 1997 y 2010. Entre los mínimos, los de 1976, 1986 y 1999. Llama en especial nuestra atención la posibilidad de un comportamiento cuasi-decadal, ya que valores máximos y mínimos se suceden con periodos próximos a los 10 años.

### 3.3. Resumen de los regímenes 3 a 7

A continuación, presentamos en la figura 5 las configuraciones espaciales de presión a nivel

del mar para las fases positivas del resto de regímenes de tiempo obtenidos. Además, en la tabla 1 señalamos las características más importantes de éstos regímenes y los dos ya analizados de forma detenida previamente. La simbología para los meses es: enero (E), febrero (F), marzo (M), abril (A), mayo (My), junio (J), julio (Jl), agosto (Ag), septiembre (S), octubre (O), noviembre (N) y diciembre (D).

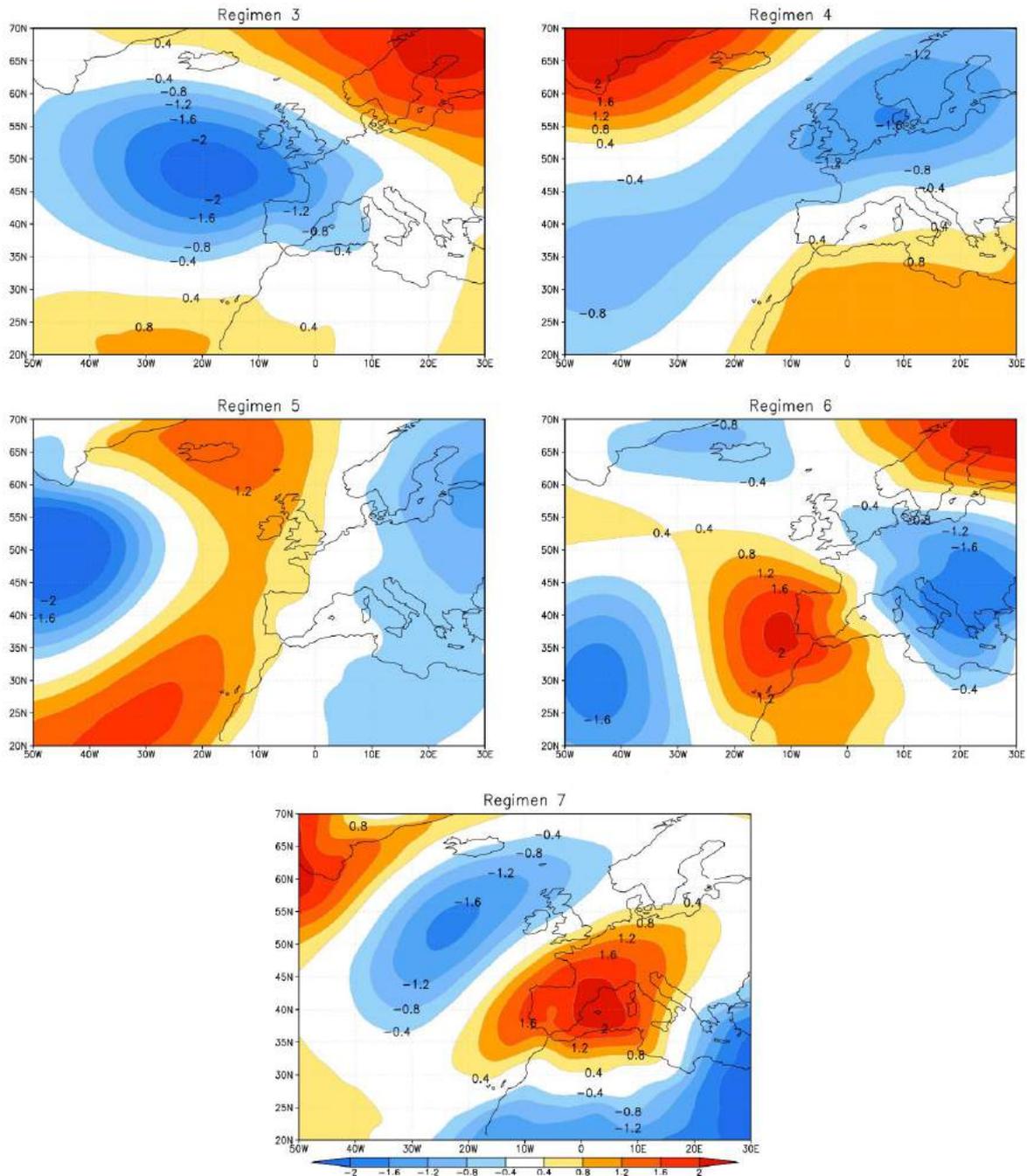


Fig. 5: Anomalías estandarizadas de presión a nivel del mar del tercer al séptimo régimen.

Número de régimen de tiempo	Varianza que describe (%)		Frecuencia estacional	
	Predictor	Predictando	Fase positiva	Fase negativa
1	25.5	35.9	D, E y F	A, My
2	13.7	13.3	J, Jl	D, E y F
3	11.8	13.3	D, E y F	M, N y D
4	12.3	9	N y D	M, Jl y Ag
5	6	6	E y F	O y N
6	5	6	N, D, E y F	F y O
7	4	3	J, Jl y A	E, N y D

Tabla 1: CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LOS SIETE REGÍMENES DE TIEMPO.

En este estudio preliminar establecemos varias asociaciones, como la del régimen 3 con el patrón Este del Atlántico y el tipo de tiempo “depresión en el Golfo de Vizcaya” de Font. La fase negativa del régimen 4 se puede relacionar con la situación de bloqueo (BL) identificada por Ferranti et al. (2014) y el anticiclón Británico Escandinavo de la clasificación de Font. La fase negativa del 6 se asemeja en gran medida al tipo de tiempo “depresión en el Golfo de Cádiz” de Font, con el cual también coincide en su frecuencia estacional (con máximos muy suaves y un mínimo para los meses de julio y agosto). Por su parte, el régimen 7 incluye estructuras de los tipos de tiempo depresión del Golfo de Génova y Balear de la clasificación de Font.

#### 4. CONCLUSIONES

Con este estudio hemos pretendido disponer de una herramienta que permita cuantificar los tipos de tiempo para facilitar los estudios de las respuestas climáticas regionales a la dinámica atmosférica. Este trabajo se trata de una primera aproximación sobre la evolución de los regímenes de tiempo que afectan a la Península basados en las situaciones definidas por Font Tullo.

Hemos aplicado una metodología novedosa dentro de las ciencias atmosféricas como es la regresión por mínimos cuadrados parciales. Dicha metodología combina procedimientos estadísticos de correlaciones canónicas y regresión paso a paso; técnicas estadísticas mediante las cuales se consigue reducir la dimensionalidad de los datos y se extraen las señales de variabilidad con significación física. Es decir, se conjuntan así métodos observacionales relevantes con toda la información sinóptica disponible.

En este estudio preliminar proponemos 7 regímenes para describir un porcentaje superior al 75% de la varianza de los mapas de presión diarios en el área 50W-30E y 20N-70N. Hemos indicado la frecuencia estacional de cada uno de ellos para iniciar en un posterior análisis el estudio temporal.

Son varios los interrogantes que hemos ido planteando según avanzábamos en el análisis y cuya resolución será objeto de futuros trabajos. Por ejemplo, el análisis de posibles comportamientos cuasi periódicos, el estudio de las razones del cambio en la tendencia de las

series temporales, las posibles predicciones de la evolución de los regímenes en un futuro... Por todo ello consideramos que éste podría ser el comienzo de un largo camino a seguir y en el que se podrían recolectar importantes y reseñables resultados.

## 5. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los proveedores de datos E-OBS del EU-FP6 project ENSEMBLES (<http://ensembles-eu.metoffice.com>) y del proyecto ECA&D (<http://eca.knmi.nl>) y al “Climate Prediction Center” de Estados Unidos por proporcionar los datos de Reanálisis.

Agradecemos a los desarrolladores de los programas informáticos CDO (<http://code.zmaw.de/projects/cdo>), GrADS (<http://www.iges.org/grads/>) y MATLAB (<http://www.mathworks.com>).

Agradecemos la subvención del proyecto CGL2011-23209 del Ministerio de Economía y Competitividad.

## 6. REFERENCIAS

Abdi Hervé (2003). Partial Least Square (PLS) Regression. *University of Texas at Dallas*, URL: <http://www.utdallas.edu/~herve/Abdi-PLS-pretty.pdf>

Barry R, G. y Chorley R, J. (1990). *Atmosphere, weather and climate*. Routledge Chapman Hall.

Casado, M.J. y Pastor, M.A. (2013). Circulation types and winter precipitation in Spain. *Int. J. Climatol.*, Published online in Wiley Online Library

Dee, D.P. et al., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656): 553-597.

Esteban, P.; Martin-Vide, J. y Mases, M. (2006). Daily atmospheric circulation catalogue for Western Europe using multivariate techniques. *International Journal of Climatology*, 26(11): 1501-1515.

Ferranti, L.; S. Corti and M. Janousek (2014) Flow dependent verification of the ECMWF ensemble over the Euro-Atlantic sector. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (in press)

Font Tullot, I. (2000): *Climatología de España y Portugal*. Ediciones Universidad de Salamanca, 422 pp.

Hoskuldsson, A. (1988): PLS Regression methods, *Journal of Chemometrics*, 221-228

Huth, R. et al. (2008): Classifications of Atmospheric Circulation Patterns. *Trends and directions in Climate Research*, 105-152

Kalnay, E. et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3): 437-471.

Martín Vide, J. (2005): *Los mapas del tiempo*. Davinci Continental, 219pp.

Michelangeli, P.A., Vautard, R. and Legras, B. (1995). Weather Regimes – Recurrence and Quasi Stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(8): 1237-1256.

Miller, A.J. et al. (2006). Examination of ozonesonde data for trends and trend changes incorporating solar and Arctic oscillation signals. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. 111(D13): 10.

Rosipal, R.; Krämer, N. (2006). Overview and Recent Advances in Partial Least Squares. *Indicar*.

# CLASIFICACIÓN Y ANÁLISIS SINÓPTICO DE LOS CICLONES SUBTROPICALES EN EL ATLÁNTICO NORDESTE

Juan J. GONZÁLEZ-ALEMÁN<sup>1</sup>, Francisco VALERO<sup>1</sup>, Francisco MARTÍN LEÓN<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Departamento Física de la Tierra II (Astrofísica y CC Atmósfera), Universidad Complutense de Madrid, Madrid*

<sup>2</sup> *Agencia Estatal de Meteorología, Madrid*  
**fmartinl@aemet.es**

## RESUMEN

Este trabajo analiza sinópticamente, con una base climatológica, los ciclones subtropicales (STCs) que se desarrollan en la cuenca este del Atlántico Norte, con el objetivo de complementar otros estudios sobre éstos en el Atlántico Norte, y además, mejorar su predicción. Mediante la aplicación de una serie de criterios procedentes de dos bases de datos se han identificado 15 casos de STC durante el periodo de 1979-2011. El análisis compuesto muestra que una depresión extratropical actúa como precursora al aislarse de la circulación del oeste para sufrir luego una profundización al obtener naturaleza subtropical, y no el típico proceso de decaimiento que ocurre en las borrascas al ocluirse una vez aisladas. La circulación atmosférica en el Atlántico Norte, cuando se forman los STCs, se caracteriza por presentar un patrón anómalo respecto de su climatología. Además, se derivan tres modelos conceptuales de patrones atmosféricos en los que tienden a formarse los ciclones identificados. Por último, la clasificación ambiental muestra que los STCs se desarrollaron predominantemente en un ambiente de alta cizalladura ( $>10 \text{ ms}^{-1}$ ) y baja SST ( $<25^\circ\text{C}$ ), lo que difiere de las características dominantes de los STCs en el Atlántico Norte, asemejándose más a los STCs en el Atlántico Sur.

**Palabras clave:** Ciclones Subtropicales, Ciclones Extratropicales, Análisis Compuesto, Climatología, SST, Cizalladura.

## ABSTRACT

This survey analyzes subtropical cyclones (STCs) formed within the North Atlantic eastern basin from a synoptic point of view, on a climatological basis, with the main aims of complementing other studies of these storms in the North Atlantic, and aiding the forecasting community. 15 cases of STCs were identified during the period of 1979-2011 by applying a set of criteria from two databases. Composite analysis reveals that an extratropical depression acts as precursor when is isolated from the westerlies, and then suffers a deepening when becoming subtropical instead of decaying through occlusion. The atmospheric circulation within the North Atlantic during the subtropical cyclogenesis is characterized by the departures from the climatological pattern. Three conceptual models of synoptic pattern, in which subtropical cyclones tend to form, are derived. Moreover, the identified STCs predominantly formed in a highly sheared ( $10 \text{ ms}^{-1}$ ) environment with low sea surface temperature values ( $<25^\circ\text{C}$ ), which differs from the dominant features of STCs within the North Atlantic. However, the identified STCs resemble their South Atlantic counterparts.

**Key words:** Subtropical Cyclones, Extratropical Cyclones, Composite Analysis, Climatology, SST, Wind Shear.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los ciclones subtropicales (STCs) son sistemas de bajas presiones que muestran características tanto de ciclones extratropicales como tropicales. Tienen una estructura térmica híbrida consistente en una anomalía cálida en niveles bajos de la troposfera y fría en niveles altos. Recientemente, han ganado especial atención al considerárseles como fenómeno meteorológico adverso.

Este estudio está motivado por el comportamiento atípico que tuvo un sistema de bajas presiones que se desarrolló en la cuenca oriental del Atlántico Norte, y que resultó ser un ciclón subtropical (González-Alemán *et al.*, 2014). Ello indujo la búsqueda de más casos análogos en el pasado para tratar de analizarlos desde un punto de vista sinóptico, con una base climatológica, con el objetivo principal de complementar otros estudios realizados sobre éstos en el Atlántico Norte en general (Evans y Guishard, 2009; Guishard *et al.*, 2009), y por otra parte, mejorar su predicción. Los STCs nororientales han sido escasamente estudiados a pesar de que durante los últimos años se han dado varios casos bastante mediáticos. De hecho, en la cuenca opuesta existe un creciente interés tras su reconocimiento como sistemas asociados a fenómenos meteorológicos adversos, similares incluso a los debidos a huracanes (Steward, 2001; Guishard *et al.*, 2007). Precisamente otro de los motivos que evidencia la necesidad de prestarles atención es el potencial que se les atribuye para convertirse en ciclones tropicales mediante el proceso de transición tropical, descrito por Davis y Bosart (2003, 2004). Esto ocurrió con la Tormenta Tropical Delta (2005), que afectó a las Islas Canarias, y el Huracán Vince (2005), que afectó a la Península Ibérica.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos utilizados para el estudio de los STC han sido los reanálisis ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) a una resolución de punto de rejilla de 0,75°.

Para la identificación de los ciclones subtropicales se han utilizado dos bases de datos. Por un lado, se han escogido los ciclones subtropicales obtenidos en Guishard *et al.* (2009) a través de su climatología (1979-2002) de ciclones subtropicales en el Atlántico Norte, seleccionando los ciclones que se originaron en el dominio 30°W a 0° de longitud y de 20°N a 40°N de latitud. Por otro lado, a éstos se han añadido los clasificados por el NHC como ciclones subtropicales obtenidos de su base de datos HURDAT a través del proyecto IBTrACS (Knapp *et al.*, 2010). En este caso el recuadro de estudio incluye a los ciclones que se originaron entre 45°W y 0° de longitud y los 20°N y 45°N de latitud. El periodo de análisis para esta base de datos es 1979-2011 y únicamente se han tenido en cuenta los ciclones subtropicales que han alcanzado la intensidad de tormenta subtropical, esto es llegar o superar los 17,5 m/s de vientos máximos sostenidos (1 minuto de promedio), para ser más consistentes con la primera base de datos. Además, también

fue añadido al estudio el ciclón originado en 2010 (González-Alemán *et al.*, 2014) mencionado en la introducción.

La metodología consiste en el cálculo de mapas compuestos con los geopotenciales en 300 hPa y de la presión reducida a nivel del mar (MSLP) con los casos identificados, en toda la cuenca Atlántica. El objetivo de ello es describir de forma resumida las características sinópticas comunes de la circulación en el Atlántico Norte en situaciones en las que se desarrolla un ciclón subtropical en su cuenca oriental (apartado 4.1), así como de las se van desarrollando en el entorno de los ciclones a lo largo de sus ciclos de vida (apartado 4.2). Además, se han construido una climatología (1979-2012) enfocada a la construcción de mapas compuestos anómalos. Por otro lado, se realiza el cálculo de la temperatura superficial del agua (SST) y cizalladura vertical del viento en una ventana centrada en el ciclón para poder realizar la clasificación ambiental y determinar así los ambientes en los que los ciclones se originaron (apartado 5.1). Por último, se aborda la clasificación sinóptica, que viene determinada por la inspección subjetiva de los mapas de la altura geopotencial en 300 hPa en el momento de formación de los ciclones para distinguir a los ciclones identificados en base al patrón atmosférico en el que se desarrollaron (apartado 5.2).

### 3. CICLONES IDENTIFICADOS

Se han obtenido un total 15 casos de ciclones subtropicales originados en la cuenca este del Atlántico Norte durante el periodo 1979-2011, cuyas trayectorias y localizaciones en el momento de la identificación ( $t_0$ ) quedan representadas en la fig. 1. Debido a las características de las bases de datos, es posible que se hayan dado más casos de los aquí identificados.

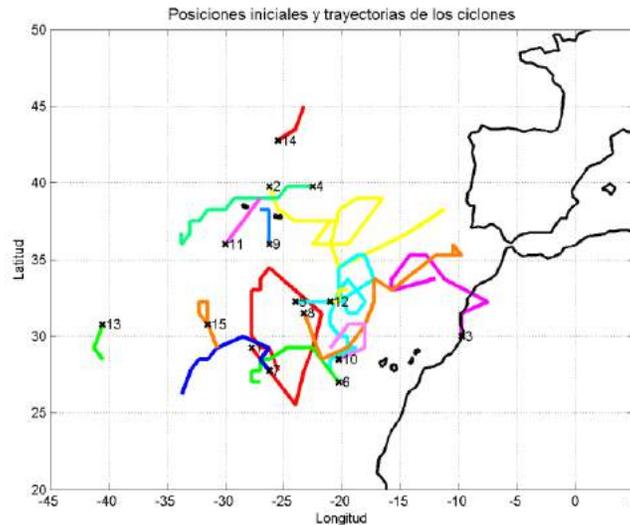


Fig. 1: Posiciones iniciales y trayectorias de los ciclones subtropicales identificados en la cuenca este del Atlántico Norte durante el periodo 1979-2011. Las cruces indican la posición del ciclón en el momento ( $t_0$ ) en el que es identificado como ciclón subtropical.

De la fig. 1 destaca el carácter errático de las trayectorias de los ciclones, lo que da muestra de que son depresiones que en la mayor parte de su ciclo de vida no están sujetos a la circulación atmosférica general de latitudes medias, donde predominan las trayectorias de oeste a este, y por tanto, se aíslan de la circulación general. Esta característica difiere de las trayectorias que describen los ciclones subtropicales formados en la cuenca oeste, con unos recorridos más rectilíneos y meridianos orientados de suroeste a noreste (Guishard *et al.*, 2007, 2009), probablemente como consecuencia de que están más expuestos a la circulación del oeste ya que por dicha zona es muy habitual la formación y/o paso de vaguadas que no llegan a aislarse sino que siguen su camino hacia el este.

El análisis temporal por meses en el origen de estos ciclones destaca el hecho de que entre octubre y marzo se dan casi la totalidad de casos (14 de 15), algo que concuerda con el origen baroclino de estas bajas presiones ya que es durante esta época cuando la circulación de latitudes medias llega a zonas más meridionales de las habituales. Sin embargo, contrasta con el hecho de que es en verano cuando se dan con mayor frecuencia los “descolgamientos” de la circulación general en forma de depresiones aisladas de la circulación general (cut-off lows) (Nieto *et al.*, 2005). Un motivo de este contraste podría residir en el hecho de que los descolgamientos que ocurren en otoño, invierno y primavera son los que producen una mayor inestabilización de la atmósfera, reflejada en el perfil térmico, al existir un mayor contraste de temperaturas entre las SST y el aire frío asociado a la depresión en niveles medios de la troposfera, y por tanto favorecer el desarrollo de mayor convección.

## 4. ANÁLISIS COMPUESTO

### 4. 1. Compuestos en el Atlántico Norte

En la fig. 2a se observa fundamentalmente un patrón que difiere totalmente del patrón climatológico. Muestra una vaguada situada justamente en la cuenca oriental del Atlántico Norte al suroeste de la Península Ibérica con una dorsal muy significativa hacia el norte con su eje al oeste de las Islas Británicas, que abarca una amplia zona. Este patrón en altura se refleja en superficie con un anticiclón centrado al suroeste de las Islas Británicas abarcando una amplia zona con bajas presiones al suroeste de la península Ibérica. Difiere totalmente de la circulación media puesto que lo normal es el posicionamiento de una dorsal no tan pronunciada reflejándose en superficie con el típico Anticiclón de las Azores y tiempo muy estable en la cuenca este del Atlántico Norte como se refleja en la climatología. Tal es así, que esta anomalía en la circulación se refleja notablemente en los mapas compuestos anómalos que se pueden contemplar en la fig. 2b, con una zona de anomalías negativas muy marcadas y concéntricas al oeste de Canarias y con una amplia zona anómala positiva con forma de banda abarcando desde Terranova hasta las Islas Británicas y Escandinavia. Un patrón de este tipo con anomalías positivas al norte ( $\approx 60^\circ\text{N}$ ) y negativas al sur ( $\approx 30^\circ\text{N}$ ) es probablemente la manifestación de un flujo bloqueado (Doblas-Reyes *et al.*, 2002), lo cual resumiría la característica fundamental de la circulación atmosférica en los casos en los que se dan los ciclones subtropicales en su cuenca este. Además, estas anomalías se reflejan en superficie de forma considerable, sobre todo el anticiclón anómalo. Es importante mencionar que el estudio estadístico de la significancia de las anomalías (no mostrado), mediante distribución Gaussiana, concluye que las anomalías son significativas al nivel de 95% en amplias

regiones centradas aproximadamente en los máximos de las anomalías. Esto ocurre especialmente en el caso del campo MSLP, siendo por tanto el campo que tiene mayor significancia estadística.

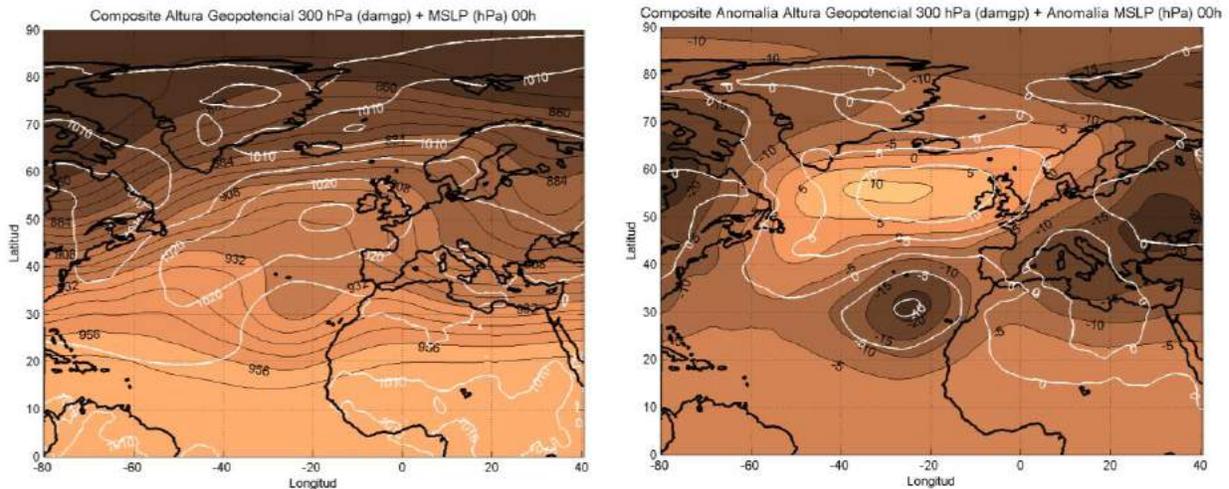


Fig. 2: a) Izquierda: Mapa compuesto de la altura geopotencial en 300 hPa (dam) (coloreado) y de la MSLP (hPa) (isolíneas blancas) en  $t_0$  para los 15 STCs. b) Derecha: Ídem pero con mapa compuesto anómalo (respecto a la climatología).

#### 4. 2. Compuestos centrados en el ciclón

En la fig. 3a se revela una estructura muy esclarecedora del entorno sinóptico que tienen en común los ciclones entorno al centro, y conforme avanza el tiempo. Se observa claramente como existe una vaguada en altura integrada en la circulación del oeste, que da lugar a la formación de una zona de bajas presiones en el campo MSLP, unas 24 h antes de la formación del ciclón subtropical. Esta depresión está asociada a la formación de un ciclón desarrollado por mecanismos QG, y por tanto, de características extratropicales. A medida que pasa el tiempo se va observando como la isolínea de 926 dam pasa de estar ondulada a ir cerrándose, hecho que es evidente transcurridas 24 h de su formación (fig. 3b). Simultáneamente la depresión experimenta una profundización en altura. Este resultado mostraría que la depresión se aísla de la circulación, cerrándose posteriormente y cuando comienza a ser ciclón subtropical, profundizándose. En el campo de MSLP también se evidencia la profundización del ciclón promedio, en unos 5 hPa en 48 h. En el caso de los mapas compuestos de anomalías (fig. 3 (c-d)) se tiene que la zona de bajas presiones presenta anomalías negativas de 10 hPa en el campo MSLP y de 25 dam en el campo de altura geopotencial de 300 hPa con anomalías positivas justamente al norte. Ambas anomalías evolucionan de tal forma que pasan a tener anomalías negativas de 15 hPa y de 30 dam, lo que es consistente con la profundización en los mapas compuestos no anómalos. Sin embargo, lo más interesante y llamativo de esta evolución es la intensificación de la anomalía positiva y el posicionamiento justamente al norte de la anomalía negativa, abarcando una amplia zona de +10 hPa a  $t_0+24$  h, representando el fortalecimiento de una dorsal al norte, e incluso una mayor característica de flujo bloqueado, lo que es consistente con lo deducido de la fig. 2. Esta evolución refuerza la idea del aislamiento que sufre el ciclón conforme evoluciona a subtropical, lo cual

parece que tiende a ser indispensable para que puedan desarrollarse favorablemente. El análisis de la significancia estadística muestra, en este caso también, que las zonas de máximos en las anomalías quedan ampliamente cubiertas por regiones con un nivel de significancia mayor del 95%, sobre todo y nuevamente, en el caso del campo MSLP.

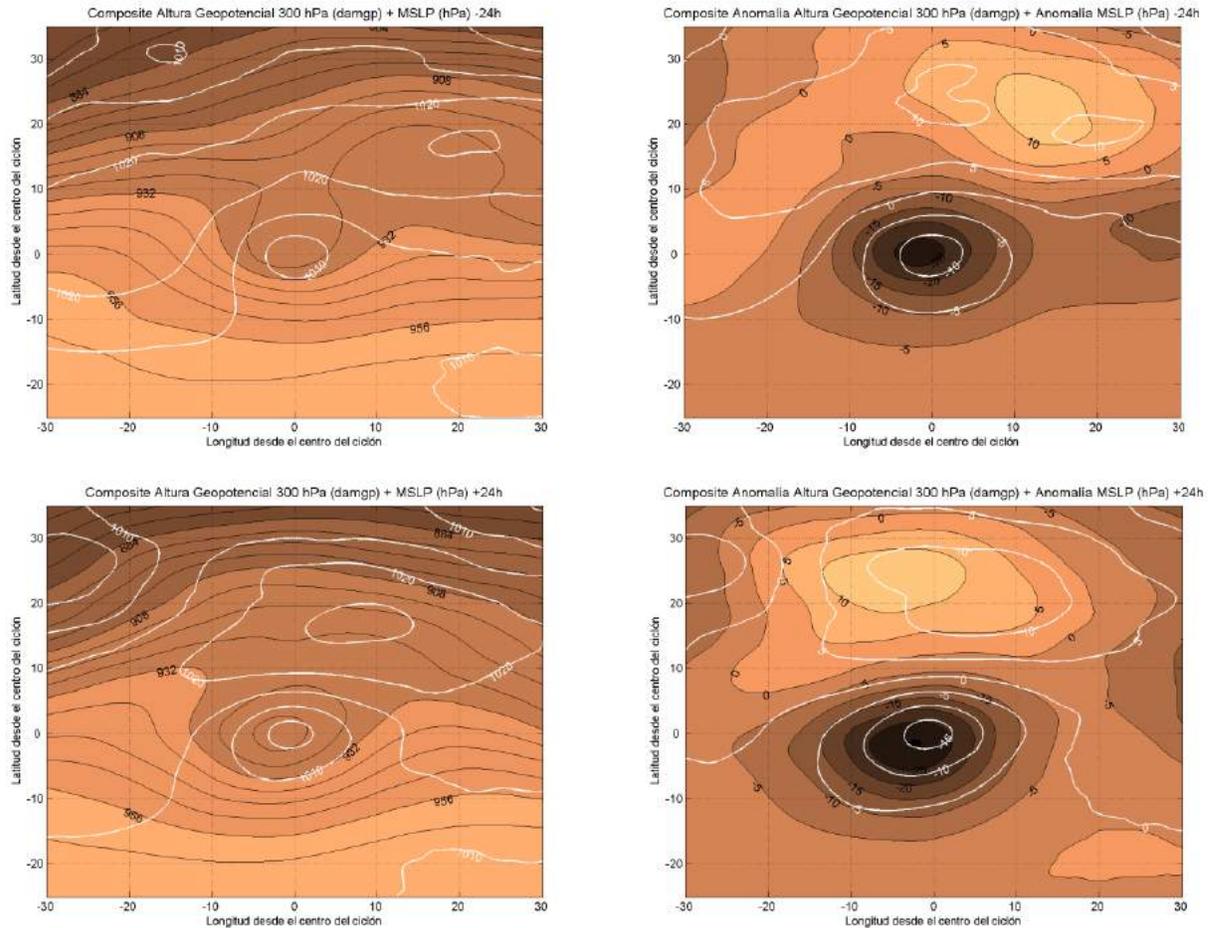


Fig. 3: Izquierda (a-b): Mapas compuestos centrados en el ciclón de la altura geopotencial en 300 hPa (dam) (coloreado) y de la MSLP (hPa) (isolíneas blancas) para los 15 STCs. Derecha (c-d): Ídem pero con mapas compuestos anómalos (respecto a la climatología). De arriba a abajo:  $t_0-24h$  y  $t_0+24h$ .

Además, se observa que los centros depresionarios a ambos niveles tienden a alinearse. Esto podría indicar que la zona de bajas presiones pasa de estar originada por mecanismos cuasi-geostroficados (QG) a estar sostenida por la anomalía positiva de PV que se crea en niveles bajos asociada a fuerte condensación producida por convección justo debajo del núcleo de aire frío en la alta troposfera y, por tanto, de la depresión en altura. Si atendemos a los alrededores de la zona depresionaria, observamos que la dorsal inmediatamente a la derecha de la vaguada se debilita. Un hecho notable que se observa en la animación temporal (no mostrada aquí) que abarca desde  $t_0-24h$  a  $t_0+24h$  es que los cambios mencionados anteriormente suceden principalmente a partir del instante  $t_0$ , lo que da muestra de la diferencia en el entorno sinóptico del ciclón tras el paso de

ciclón extratropical a subtropical. Hay que destacar, por tanto, el comportamiento diferencial del ciclo de vida de estos ciclones respecto al de una borrasca extratropical (que experimenta un decaimiento, asociado a la oclusión del ciclón, al aislarse de la circulación del oeste). Además, concuerdan perfectamente con los resultados obtenidos por Evans y Guishard (2009) en su estudio de ciclones subtropicales en la cuenca oeste del Atlántico Norte.

## 5. CLASIFICACIÓN DE LOS CICLONES

### 5.1. Clasificación ambiental

Siguiendo a Evans y Guishard (2009), los ambientes en los que se pueden desarrollar los ciclones subtropicales, según la cizalladura vertical del viento (WS) y la SST en el entorno del ciclón, corresponden a cuatro clases. Éstos son: ambiente tropical ( $SST \geq 25^{\circ}\text{C}$ ,  $WS \leq 10$  m/s), ambiente subtropical ( $SST \geq 25^{\circ}\text{C}$ ,  $WS > 10$  m/s), el ambiente extratropical tipo 1 o clásico ( $SST \leq 25^{\circ}\text{C}$ ,  $WS > 10$  m/s) y el ambiente extratropical tipo 2 o de baja cizalladura ( $SST \leq 25^{\circ}\text{C}$ ,  $WS \leq 10$  m/s). En el diagrama de la fig. 4 quedan clasificados los ciclones identificados en este estudio en base a las cuatro clases anteriores, con los cálculos realizados en una ventada de  $3^{\circ}\times 3^{\circ}$  para SST y  $6^{\circ}\times 6^{\circ}$  para WS. Hay que hacer notar que el ciclón STC3 no se originó completamente sobre el océano según ERA-Interim, por lo que queda fuera de la clasificación ambiental.

Se observa un claro predominio de los ciclones en el dominio de ambiente extratropical clásico (E1) caracterizado por una fuerte cizalladura vertical del viento conjuntamente con valores de SST bajos. Un 71,4% (10/14) pertenece a esta categoría, aunque el ciclón STC11 está muy cerca de la frontera con el resto de ambientes. Este ciclón se caracteriza por originarse en aguas más cálidas que en el resto de casos, llegando a casi los  $25^{\circ}\text{C}$ , motivado por la época del año en el que se originó (principios de octubre) cuando las temperaturas cálidas de SST llegan más al norte por efecto de la inercia térmica del océano. El otro ambiente en el que se originan los ciclones subtropicales en la cuenca este es el extratropical de baja cizalladura (E2) con un 28,6% (4/14) aunque quedan todos muy cerca de la frontera con el ambiente extratropical clásico.

En teoría, los ambientes extratropicales ( $SST < 25^{\circ}\text{C}$ ) son poco (muy) favorables para el desarrollo tropical (extratropical) a partir de la aproximación de una vaguada en altura, siendo el ambiente extratropical clásico (E1) el más perjudicial para el desarrollo subtropical debido, además, a sus valores de alta cizalladura que reducen las posibilidades del mantenimiento del núcleo cálido por liberación de calor latente, aunque es indicativo de un forzamiento dinámico QG, favoreciendo una zona de ascensos. En el caso de ambiente E2, sucede lo mismo que en el caso anterior aunque en éste tenemos bajos valores de cizalladura asociados a inexistencia de forzamiento termodinámico y dinámico en el ciclón. Sin embargo, es más favorable al mantenimiento de la convección por baja cizalladura, lo que favorecería el desarrollo del núcleo cálido en niveles bajos. Los resultados muestran que predomina el ambiente E1, el cual no corresponde plenamente a lo establecido en la literatura. Una de las posibles hipótesis de la discrepancia reside en la existencia de fuertes gradientes de SST, en cuyo caso, la advección de aire cálido en niveles bajos fomentaría el desarrollo y/o intensificación de convección y el sostenimiento de un núcleo cálido en la baja troposfera durante unos días con el resultado final de STC desde un punto de vista clasificatorio. Respecto a la cizalladura, la hipótesis dinámica más plausible es que la convección no sea tan profunda (nivel de equilibrio bajo) como en el caso de los trópicos y, por ello, no lo

suficientemente fuerte como para ser afectada por la cizalladura en toda la troposfera (Mauk y Hobgood, 2012). Sin embargo, no está del todo clara esta hipótesis. De los 15 ciclones subtropicales estudiados, 3 fueron “oficialmente” ciclones tropicales a posteriori. Dos de ellos (Vince y Delta) surgieron en un ambiente extratropical de baja cizalladura y el restante (Eduard) lo hizo en un ambiente extratropical típico, demostrando el potencial de estos ciclones en convertirse en tropicales a pesar de hacerlo en un ambiente no favorable con bajos valores de SST.

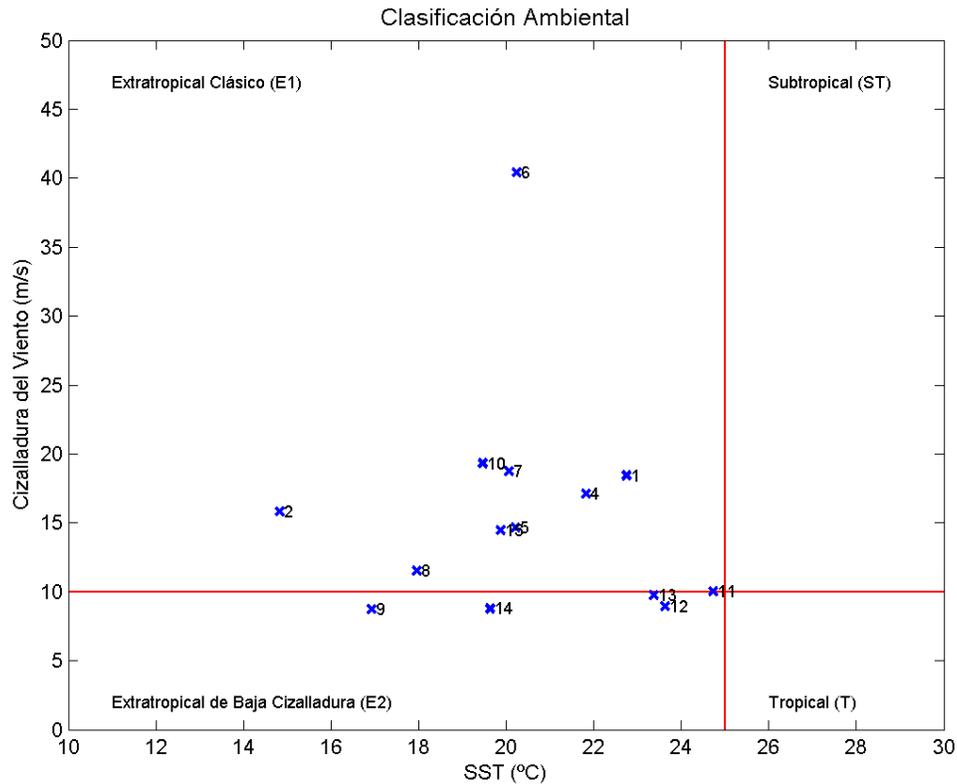


Fig. 4: Clasificación ambiental, en base a la cizalladura y SST en el origen ( $t_0$ ), de los ciclones subtropicales identificados en la cuenca este del Atlántico Norte durante el periodo 1979-2010.

En la cuenca oeste del Atlántico Norte, Evans y Guishard (2009) informaron de un claro predominio de los ambientes tropicales y subtropicales en los que se originaron los ciclones subtropicales, aunque hay que resaltar que su estudio estaba centrado en la temporada de huracanes, con el consiguiente sesgo que se añade a las diferencias térmicas oceánicas. En la climatología total del Atlántico Norte (Guishard *et al.*, 2009) se destaca el predominio de los ambientes tropicales y subtropicales, aunque no tanto como en el caso anterior. Nuevamente los ambientes de menor frecuencia fueron los E1 y E2 con un 23,4% y un 19,3% del total, respectivamente, dando cuenta de que es la cuenca occidental la que lidera las características climatológicas del entorno ambiental en el que se originan los ciclones subtropicales del Atlántico Norte. Por tanto, se puede deducir que los ciclones subtropicales de la cuenca oriental difieren notablemente de los ciclones subtropicales de la cuenca oeste, y que sus características son un caso especial dentro de la norma en el Atlántico Norte.

## 5.2. Clasificación sinóptica

Tras el análisis detallado de los distintos casos, y basándonos en los campos de la altura geopotencial en 300 hPa en el momento ( $t_0$ ) de la formación del ciclón subtropical, se ha observado una tendencia de este tipo de ciclones a presentarse de acuerdo a tres modelos idealizados, cuyos patrones quedan esquematizados en la fig. 5: “Descolgamiento/aislamiento”, que idealiza la situación de un descolgamiento típico de una depresión embebida en el flujo zonal y que se aísla posteriormente. “Bifurcación”, cuya principal característica es un flujo bloqueado con el centro de la dorsal o anticiclón de bloqueo que se sitúa en el entorno de las Islas Británicas y fomenta la aparición de chorro extratropical notablemente ondulado. Y por último “Prolongación”, que estaría asociado a una circulación con una marcada componente meridional nuevamente pero que en este caso se debe a una elongación muy acentuada hacia el norte de la dorsal subtropical con orientación SW-NE en medio del Atlántico Norte y con una depresión (ciclón subtropical) en su flanco sureste que sería una especie de prolongación de una vaguada principal asociada a la circulación del oeste que quedaría sobre Centroeuropa. Esto resulta de especial interés para la predicción operativa ya que facilitaría la identificación y seguimiento de situaciones que son potencialmente generadoras de ciclones subtropicales con potencial amenaza a la España peninsular e insular.

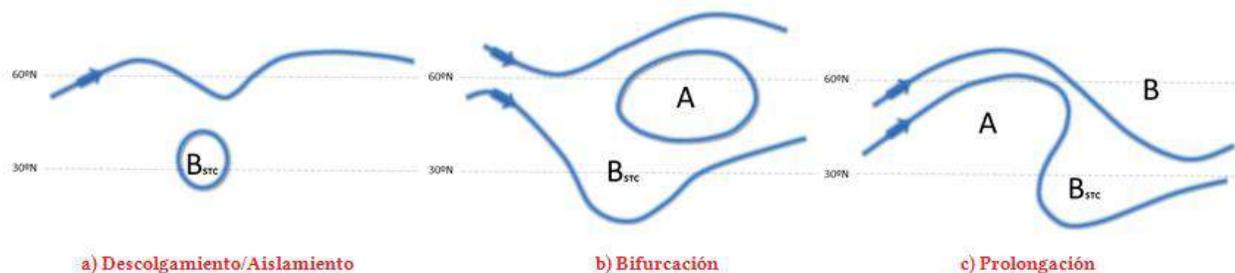


Fig. 5: Clasificación sinóptica de los STCs identificados. Las flechas indican aproximadamente el sentido del flujo en 300 hPa. “A” se refiere a una zona de altos valores relativos de altura geopotencial y “B” a una zona de bajos valores relativos. El subíndice “STC” indica que es la depresión asociada al ciclón subtropical.

## 6. CONCLUSIONES

El estudio de los ciclones subtropicales desarrollados en la cuenca oriental del Atlántico Norte durante el periodo 1979-2011 concluye que se identifican un total de 15 ciclones para dicho periodo, los cuales tienen una clara preferencia por la época invernal, la cual abarca los meses de octubre a marzo, con 14 de los 15 casos. Por otro lado, el análisis compuesto ha mostrado que el patrón sinóptico característico de los casos en los que se desarrolla un ciclón subtropical difiere totalmente del patrón climatológico con una gran zona de anomalías positivas al norte a unos 60°N y anomalías negativas al sur en torno a los 30°N del Atlántico Norte. Estas anomalías son el resultado de una desviación hacia el norte de la circulación del oeste y/o de una característica de flujo notablemente meridional con posible aparición de un patrón de flujo bloqueado, como resulta

de la clasificación sinóptica dónde se establecieron tres modelos conceptuales de patrones del campo del geopotencial en 300 hPa (descolgamiento, bifurcación y prolongación). Además, el análisis de las características ambientales que afectan al ciclón evaluadas a través de la SST y la cizalladura vertical del viento muestran que los ciclones subtropicales se formaron predominantemente en un ambiente “E1” (71,4%), siguiéndole el ambiente “E2” (28,6%), lo cual contrasta con los ciclones subtropicales de la cuenca occidental del Atlántico Norte.

## 7. AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a la Dra. Jenni L. Evans y el Dr. Mark P. Guishard de la Pennsylvania State University (EEUU) por facilitarnos su base de datos de la climatología de ciclones subtropicales. Este trabajo ha sido realizado gracias a una beca de colaboración del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, así como al proyecto CGL2011-25327 (MINECO).

## 8. REFERENCIAS

Davis, C. A., y Bosart, L. F. (2003). “Baroclinically induced tropical cyclogenesis”. *Monthly Weather Review*, 131(11), 2730-2747.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S. y Vitart, F. (2011). “The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597.

Doblas-Reyes, F. J., Casado, M. J. y Pastor, M. A. (2002). “Sensitivity of the Northern Hemisphere blocking frequency to the detection index”. *J. Geophys. Res.*, 107, 1-22.

Evans, J. L., y Guishard, M. P. (2009). “Atlantic subtropical storms. Part I: Diagnostic criteria and composite analysis”. *Monthly Weather Review*, 137(7), 2065-2080.

Guishard, M. P., Evans, J. L., y Hart, R. E. (2009). Atlantic subtropical storms. Part II: Climatology. *Journal of Climate*, 22(13), 3574-3594.

Guishard, M. P., Nelson, E. A., Evans, J. L., Hart, R. E., y O’Connell, D. G. (2007). “Bermuda subtropical storms”. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 97(1-4), 239-253.

González-Alemán, J.J., Valero, F., Martín, F. (2014). ¿Cómo detectar un ciclón subtropical?. *XXXIII Jornadas Científicas de la AME “Tiempo Clima y Sociedad”*. ISBN: 978-84-697-0685-5.

([http://www.ame-web.org/images/stories/Congresos/33Oviedo/TabajosCompletosJornadas/4.analisis\\_y\\_prediccion\\_del\\_tiempo/Oral\\_GonzalezAleman.pdf](http://www.ame-web.org/images/stories/Congresos/33Oviedo/TabajosCompletosJornadas/4.analisis_y_prediccion_del_tiempo/Oral_GonzalezAleman.pdf))

Knapp, K. R., M. C. Kruk, D. H. Levinson, H. J. Diamond, and C. J. Neumann, (2010). “The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone best track data”. *Bulletin of the American Meteor. Society*, 91, 363-376.

Mauk, R. G., y Hobgood, J. S. (2012). “Tropical Cyclone Formation in Environments with Cool SST and High Wind Shear over the Northeastern Atlantic Ocean”. *Weather and Forecasting*, 27(6), 1433-1448.

Stewart, S. R. (2001): National Hurricane Center Tropical Cyclone Report: Hurricane Karen.



# MECANISMOS CAUSALES DE LA VARIABILIDAD DEL CAUDAL DEL RÍO MAGDALENA

Samir CÓRDOBA-MACHADO<sup>1,2</sup>, Reiner PALOMINO-LEMUS<sup>1,2</sup>,  
Sonia Raquel GÁMIZ-FORTIS<sup>1</sup>, Yolanda CASTRO-DÍEZ<sup>1</sup>,  
María Jesús ESTEBAN-PARRA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Applied Physics Department, University of Granada, Granada, Spain*

<sup>2</sup> *Technological University of Chocó, Colombia*

scordobam1@ugr.es, rpalomino@ugr.es, srgamiz@ugr.es, ycastro@ugr.es, esteban@ugr.es.

## RESUMEN

En este trabajo se analiza la variabilidad estacional del caudal del río Magdalena. Este es el río de mayor importancia socio-económica en Colombia. Mediante un análisis de correlaciones empleando ventanas móviles de 30 años, se han identificado varias regiones con teleconexiones estables significativas entre las anomalías del caudal estacional (Qs) del río Magdalena y los campos de anomalías de Temperatura Superficial del Mar (SST), Precipitación (Pt) y Temperatura sobre la tierra (Tp), de estaciones precedentes, durante el periodo 1936-2009. Para los retrasos establecidos desde uno hasta cuatro estaciones, las anomalías de caudal estacional del río Magdalena presentan correlaciones estables significativas con diferentes regiones de los tres campos analizados. Para la SST, son destacables las regiones estables que se obtienen sobre el Pacífico tropical (región de El Niño) durante los retrasos de una y dos estaciones. En el caso de la Pt y la Tp, las regiones estables se ubican sobre el Norte de Sur América, principalmente para el retraso de una estación. En gran medida, las teleconexiones estables encontradas entre el caudal estacional del río Magdalena y los campos de anomalías de Pt y Tp están conducidas por el campo de SST. La identificación de estas regiones como teleconexiones estables significativas podría mejorar la predicción estacional del caudal del río Magdalena.

**Palabras claves:** Predicción del caudal estacional, SST del Pacífico tropical, El Niño, Río Magdalena, Colombia.

## ABSTRACT

The seasonal variability of Magdalena river streamflow is analyzed. This is the river with the greatest socioeconomic importance on Colombia. Using a moving correlation analysis of 30 years, several regions that show stable significant teleconnections between the seasonal streamflow (Qs) of Magdalena River and Sea Surface Temperature (SST), Precipitation (Pt), and Temperature over land (Tp) seasonal anomalies from previous seasons, have been identified during the period 1936-2009. For the lags from one to four seasons, the Magdalena River seasonal streamflow presents significant and stable correlations with different regions of the three fields analyzed. For the SST, are remarkable the stable regions that are obtained over the tropical Pacific (El Niño region) during the lags of one and two seasons. In the Pt and Tp fields, the stable regions are found over the north of America of South, mainly with lags of one season. Largely stable teleconnections found between the Magdalena River seasonal streamflow and the anomaly fields of Tp and Pt are driven by the SST field. The identification of these regions as significant stable teleconnections could improve the seasonal prediction of the Magdalena River flow.

**Keywords:** Seasonal streamflow prediction, Tropical Pacific SST, El Niño, Magdalena River, Colombia.

## 1. INTRODUCCIÓN

La predicción sobre distintas variables hydro-climáticas es de gran importancia para la planificación, uso, manejo y gerencia de los recursos naturales de un país, así como para la prevención y atención de desastres naturales producidos por las fases extremas de la variabilidad climática. El agua es un recurso vital para los seres humanos y para los ecosistemas naturales, y se ha establecido que cambios en el ciclo del agua entre la tierra, el mar y el aire pueden generar impactos significativos en el medio ambiente, la economía y la sociedad a través de sus efectos sobre los recursos hídricos (Arnell, 1995).

Las condiciones océano-atmosféricas, son asociadas frecuentemente con variaciones en el caudal de los ríos vía variaciones en la precipitación, la temperatura y la humedad del suelo (Dettinger and Diaz, 2000; Poveda et al., 2001). El más importante fenómeno de acoplamiento océano-atmósfera es El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), con un patrón con anomalías positivas de SST sobre el este del Pacífico tropical acompañado de anomalías negativas de SST en el oeste (Rasmusson and Carpenter, 1982). Diversos estudios han demostrado la fuerte relación y la gran capacidad predictiva que tiene la variabilidad de la SST asociada al ENSO sobre las fluctuaciones del caudal de los ríos en varias regiones del mundo (Poveda, et al., 2011; Sahu et al., 2011; Ionita et al., 2008). Así, Chiew and McMahon (2002), revelan la importante habilidad que posee el ENSO para predecir el caudal de 581 ríos distribuidos en todo el mundo. Ward et al. (2010) determinan el impacto del ENSO sobre varios ríos en del planeta, encontrando que para los ríos estudiados, el ENSO tiene mayor impacto sobre el caudal anual.

En particular, la variabilidad asociada con el ENSO es el principal mecanismo de forzamiento de la hidro-climatología de Colombia (Poveda y Mesa, 1997), influenciando de forma directa el medioambiente, la sociedad y la economía del país (IDEAM, 2002). De acuerdo con Poveda (2004), en general, durante El Niño se presenta una disminución en la precipitación y en los caudales medios mensuales de los ríos de Colombia, así como una disminución en la humedad del suelo y en la actividad vegetal. Consistentemente se presenta un incremento en las temperaturas medias del aire. Todas estas anomalías hydro-climáticas presentan alguna variabilidad regional y temporal, y están asociadas con efectos adversos sobre la agricultura y la producción agropecuaria, la generación de energía eléctrica, el transporte fluvial, y muchos ecosistemas. En general, los efectos de El Niño son más fuertes y más inmediatos sobre el occidente que sobre el oriente del país. Durante La Niña ocurren anomalías contrarias, con eventos de precipitación muy intensos, crecidas de ríos, avalanchas e inundaciones de planicies aluviales, con las consecuentes pérdidas de vidas humanas, infraestructura y cosechas agrícolas.

Dada la importante influencia que tiene el ENSO sobre la hidro-climatología de Colombia, en este trabajo se exploran las posibles teleconexiones que presenta el caudal estacional del río Magdalena con los campos de la SST, Pt y Tp. Además, también se evalúa la capacidad predictiva que dichos campos poseen sobre el caudal estacional. De esta forma pueden establecer las bases para el desarrollo de esquemas de predicción a largo plazo del caudal del río Magdalena basados en estas variables.

El presente estudio se ha estructurado con el siguiente orden: en la Sección 2, se presentan los datos y la metodología; en la Sección 3, se muestran los resultados encontrados y finalmente en la Sección 4, las conclusiones más destacadas.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

El río Magdalena (RM) es considerado el más importante de Colombia (Fig. 1a), debido a que su área de influencia ocupa el 25% del territorio continental colombiano, donde habitan cerca de 32 millones de personas y se genera aproximadamente el 85% del Producto Interior Bruto nacional. El RM atraviesa el territorio colombiano de sur a norte en medio de la bifurcación oriental y central de la Cordillera de los Andes, con una longitud total aproximada de 1600 km, desde su nacimiento a 3685 m de elevación, en la parte suroccidental del país sobre el Páramo de las Papas (Macizo Colombiano), hasta su desembocadura en el Mar Caribe.

Las series mensuales de caudal han sido proporcionadas por Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM). Inicialmente se seleccionaron tres estaciones sobre el cauce principal del RM (Fig. 1a) con registros continuos de más de 35 años y sin datos faltantes en las series. Las correlaciones entre la serie de caudal mensual (/estacional) de la estación 2 y las series mensuales (/estacionales) de las otras dos estaciones (1 y 3), durante el periodo en común (1972-2010), presentan valores superiores a 0.8, lo que indica la fuerte relación que presenta el caudal en estas localizaciones. Dada esta fuerte relación entre las series de caudal, la estación 2 (74.4°W–6.5°N), ha sido seleccionada como representativa por poseer el mayor número de registros continuos, cubriendo el periodo 1936-2010. La homogeneidad de la serie mensual de caudal en la estación 2, ha sido comprobada mediante el test no paramétrico de Pettitt (Pettitt, 1979).

El caudal del RM en la estación 2 presenta un marcado ciclo estacional, con un comportamiento de tipo bimodal (Fig. 1b). Los valores máximos se registran en los meses de Abril-Mayo-Junio (AMJ) y Octubre-Noviembre-Diciembre (OND), mientras que los valores mínimos se presentan durante los meses Enero-Febrero-Marzo (EFM) y Julio-Agosto-Septiembre (JAS), debido al doble paso de la Zona de Confluencia Intertropical (ITCZ) sobre Colombia (Poveda, 2004). En base a esto se han establecido las series estacionales del caudal mediante el promedio de las series mensuales de EFM (invierno), AMJ (primavera), JAS (verano) y OND (otoño), respectivamente.

Como variables predictoras, se han utilizado las bases de datos mensuales de: temperatura de la superficie del mar (SST), obtenida del Hadley Centre (HadISST, Rayner et al., 2003); la precipitación global (Pt), proporcionada por el Global Precipitation Climatology Center (GPCC), Version 6 Total Full (Schneider et al., 2014) y la temperatura media sobre la tierra (Tp), obtenida de la Climatic Research Unit (CRU-TS.3.10, Harris et al., 2014).

La metodología utilizada consiste en el desarrollo de un esquema de predicción basado en el análisis de correlaciones, en el cual se emplean retrasos temporales de 1, 2, 3 y 4 estaciones (Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4, respectivamente) entre las campos predictores (SST, Pt y Tp) y el Qs que se desea predecir, de tal forma que un retraso de 1 estación (Lag\_1) indica la predicción del Qs con una estación de adelanto, y un retraso de 4 estaciones (Lag\_4) se refiere a la predicción del Qs con un año de antelación. Esto permite encontrar las teleconexiones entre los campos de las anomalías de SST, Pt y Tp, determinadas sobre regiones identificadas como predictores significativos y estables (Ionita et al., 2008). Siguiendo a Ionita et al. (2008) y Gámiz-Fortis et al. (2010), para determinar las regiones de las variables predictoras que muestran teleconexiones estables, se calculan las correlaciones entre las anomalías estacionales del caudal y las anomalías estacionales de la SST, Pt y Tp global, para 44 ventanas móviles de 30 años (iniciando en 1936). La correlación es considerada estable para aquellos puntos de rejilla donde las anomalías estacionales del Qs y los campos predictores están correlacionados significativamente en un nivel del 90% ( $r = 0.317$ ) o del 80% ( $r = 0.246$ ), para más del 80% del total de las ventanas móviles de 30 años, cubriendo el periodo 1936-2009. Además, sólo son seleccionadas aquellas regiones que agrupan una superficie mayor o igual que 5° latitud x 5° longitud en el caso de la SST, 2.5° latitud x 2.5° longitud en

Pt y  $5^\circ$  latitud x  $5^\circ$  longitud para Tp, con el fin de eliminar las áreas menos relevantes que pudieran incluir relaciones espurias teniendo en cuenta la resolución de cada base de datos. Finalmente, para configurar los mapas de correlaciones estables a partir del análisis anterior se promedia el valor de las correlaciones en las 44 ventanas móviles de 30 años.

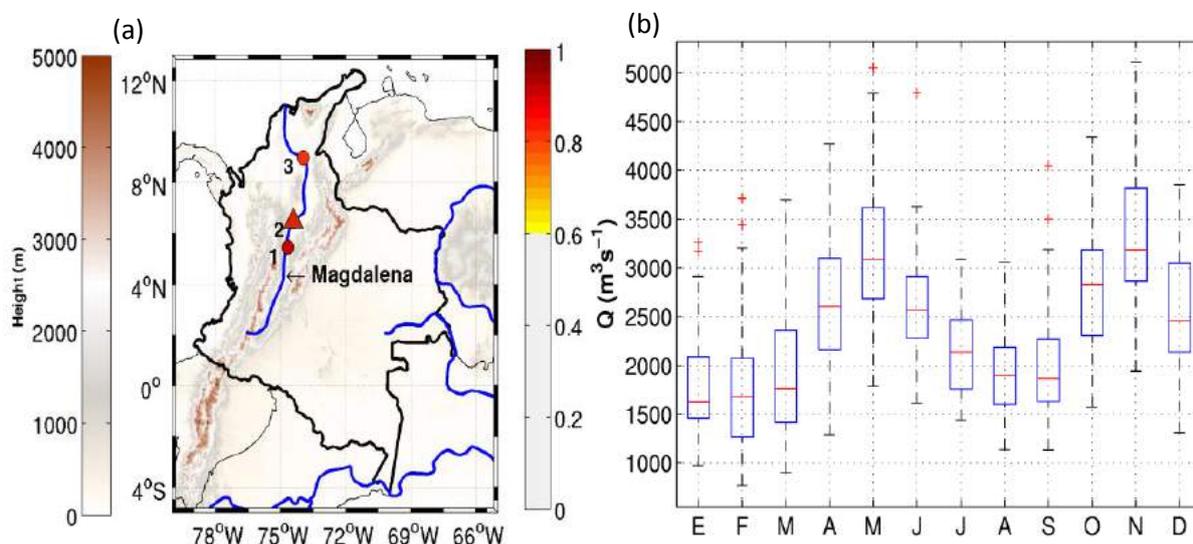


Fig. 1: (a) Localización de las estaciones de medida de caudal en el río Magdalena (Colombia). (b) Valores medios mensuales del caudal de la estación 2 en el periodo 1936-2010.

Una vez seleccionadas las regiones estables en los campos predictores, se aplica un Análisis de Componentes Principales (PCA) (Preisendorfer, 1988) sobre cada uno de los campos. Las primeras PCs obtenidas son evaluadas con los pasos anteriormente descritos con el fin de comprobar su significación y estabilidad. Las PCs que mantienen una correlación significativa y estable con el  $Q_s$ , son consideradas como posibles predictores, representativos de los campos a los que se asocian, mientras que las regiones identificadas como significativas y estables están mostradas por los EOFs obtenidos del PCA. Para todos los análisis los niveles de significación estadísticas han sido calculados usando la prueba t de Student de dos colas.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Identificación de teleconexiones estables

Para mejor interpretación de los resultados en todas las figuras, las siglas de las estaciones del año correspondientes al campo predictor son denotadas con letras minúsculas (efm, amj, jas y ond), mientras que las siglas asignadas para el caudal estacional están en mayúsculas (EFM, AMJ, JAS y OND). El término (+1) al final de estas siglas (por ej. JEM+1) indica que el caudal estacional corresponde a la estación del año siguiente respecto al año del campo predictor. Además, para todos los paneles de las figuras, las columnas (de izquierda a derecha) corresponden a los retrasos establecidos entre el campo predictor y el  $Q_s$  (Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4). Además, los valores de correlación por encima del 90% (80%) del nivel de significación son mostrados dentro del contorno (fuera del contorno).

La Figura 2 muestra los mapas de correlaciones significativas y estables entre las anomalías del  $Q_s$  y las anomalías de los campos predictores de SST (panel a), Pt (panel b) y Tp (panel

c). Para el caso de la SST (Fig. 2a), los retrasos a Lag\_1 y Lag\_2 presentan extensas regiones con correlaciones estables significativas (negativas y positivas) sobre el Océano Pacífico, siendo más marcada la relación encontrada entre la SST de otoño y el Qs del invierno siguiente (mapa ond\_EFM+1, Lag\_1), y menos relevantes las correlaciones entre la SST de invierno y el Qs del verano siguiente (mapa efm\_JAS, Lag\_2). El mapa de correlaciones estables entre la SST de otoño y el Qs de invierno (mapa ond\_EFM+1, Lag\_1) muestra un núcleo de fuertes correlaciones negativas que se extiende desde las costas de América hasta cubrir gran parte del Pacífico tropical central-oriental, bordeado por correlaciones positivas sobre el norte y el sur en el Pacífico occidental, configurando así, un patrón en forma de bumerang sobre el Océano Pacífico. Este patrón se muestra menos definido para las correlaciones durante las estaciones de AMJ, JAS y OND, a Lag\_1, se debilita a Lag\_2 y finalmente desaparece a Lag\_3 y Lag\_4. Este patrón de la SST envuelve las regiones del Pacífico tropical donde se desarrolla el fenómeno de El Niño (Rasmusson and Carpenter, 1982) y pone de manifiesto la importante relación que existe entre las anomalías de la SST sobre el Pacífico tropical y el Qs del RM. La SST estacional de varias regiones sobre los Océano Índico y Atlántico exhibe, en menor medida, correlaciones significativas estables con el Qs del RM, destacándose las correlaciones positivas (negativas) que se registran en el Océano Índico, mostradas en el mapa efm\_EFM+1 a Lag\_4 (ond\_EFM+1, a Lag\_1).

Las correlaciones significativas estables entre el Qs estacional y la Pt de estaciones precedentes (Fig. 2b) identifican regiones continentales definidas principalmente a Lag\_1 y Lag\_2, destacándose los núcleos con correlaciones positivas ( $> 0.4$ ) sobre el norte de América del Sur (ond\_EFM+1, efm\_AMJ, jas\_OND a Lag\_1 y jas\_EFM+1, ond\_AMJ+1 a Lag\_2) y Australia (ond\_EFM+1 y jas\_OND a Lag\_1). Las regiones más notables para la Pt que muestran correlaciones estables negativas ( $< -0.4$ ) se registran para el Qs de invierno a Lag\_1 (ond\_EFM+1) y se presentan sobre Asia, el este de África tropical y el sur tanto de América del Norte como de América del Sur. A Lag\_3 y Lag\_4, las regiones con correlaciones estables disminuyen y se muestran más dispersas, lo que dificulta el análisis. Sin embargo, se aprecian importantes regiones con correlaciones estables en la Pt del sur de América del Sur (efm\_OND y jas\_AMJ+1, a Lag\_3) y del norte de América del Norte (ond\_OND+1 a Lag\_4). Las correlaciones sobre el norte de Sur América, muestran la fuerte relación que existe entre el Qs y la Pt de la estación inmediata anterior, con anomalías positivas (negativas) de la Pt asociadas con anomalías positivas (negativas) del Qs del RM en la estación siguiente.

Los mapas de correlaciones significativas y estables entre el Qs y la Tp (Fig. 2c), muestran amplias regiones con correlaciones negativas en América del Sur y África en todas las estaciones del año, a Lag\_1. Además, aparecen correlaciones estables negativas (positivas) sobre el sur de Asia (América del Norte) principalmente para el Qs de EFM y AMJ (ond\_EFM+1 y efm\_AMJ, respectivamente). Para los mapas de correlación estable a Lag\_2, Lag\_3 y Lag\_4, destacan las correlaciones significativas positivas en el norte de América del Norte y sobre el continente Africano. Las primeras (América del Norte) ocurren para el Qs de EFM (jas\_EFM+1 a Lag\_2) y OND (amj\_OND a Lag\_2) a Lag\_2, y para el Qs de AMJ (jas\_AMJ+1, a Lag\_3); mientras que las segunda (África) se muestran para el Qs de EFM (mapa amj\_EFM+1 a Lag\_3) y AMJ (amj\_AMJ+1 a Lag\_4). También se aprecia un considerable centro de correlaciones negativas significativas estables entre la Tp de otoño y el Qs de la primavera siguiente sobre el sur de Asia (ond\_AMJ+1, Lag\_2).

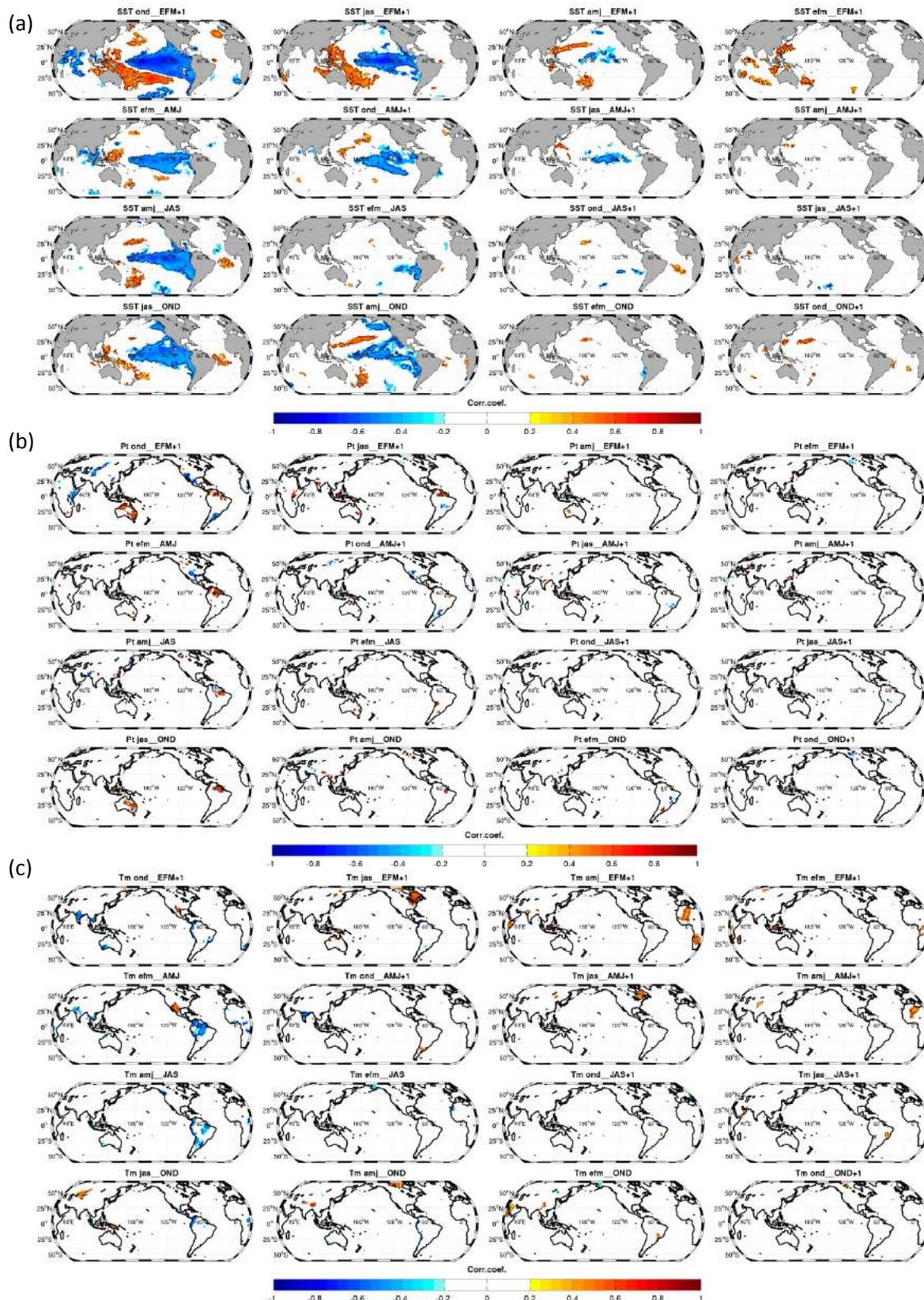


Fig. 2: Mapas de correlaciones significativas y estables entre el caudal y los campos predictores de: (a) SST, (b) precipitación –Pt– y (c) temperatura sobre tierra –Tp–, durante el periodo 1936-2009. Los valores por encima del nivel del 90% (80%) de significación están dentro (fuera) del contorno.

En resumen, el promedio de las correlaciones obtenidas a partir de las 44 ventanas móviles de 30 años, para todos los campos predictores, registra en la mayoría de los mapas de correlaciones estables valores positivos (negativos) mayores (menores) a 0.4 (-0.4), significativas al nivel del 90%. Además, la SST es el campo predictor que presenta regiones estables de mayor extensión correlacionadas significativamente con el Qs del RM, localizadas principalmente sobre el Océano Pacífico.

### 3.2. Obtención de predictores estables

Las variables predictoras del Qs del RM son identificadas a través del análisis PCA aplicado a las anomalías estandarizadas de las regiones que muestran correlaciones significativas y estables, identificadas previamente, entre cada campo predictor y el Qs del RM. Los resultados del PCA revelan que en general los primeros modos (EOFs) de cada campo predictor en todas las estaciones y para todos los retrasos tienen una estructura consistente con los respectivos patrones identificados en los mapas de estabilidad (Fig. 2). El primer modo (EOF1), en todas las estaciones y para todos los retrasos considerados, siempre explica más del 30% del total de la varianza en el campo predictor estable de la SST, 17% en la Pt, y 30% en la Tp.

La Figura 3 muestra la correlación móvil obtenida a partir de las ventanas móviles de 30 años entre el Qs estacional y las series temporales PCs de los campos predictores, que resultan estables, para todas las estaciones y retrasos considerados. En todos los casos la primera PC (PC1) resulta estable y registra más del 80% de los valores de correlación por arriba del nivel de significación del 90%. Las PCs1 obtenidas a partir del campo de Pt registran, los mayores valores de correlación con el Qs durante el periodo completo 1936-2009 en la mayoría de los retrasos establecidos (cuadro verde en la Fig. 3), mientras que la PC1 (PC2) del campo de SST presenta el mayor valor de correlación con el caudal de EFM (JAS) a Lag\_4 (Lag\_3) durante el mismo periodo.

La varianza explicada por los EOFs2 y EOFs3 en cada campo registra valores menos considerables comparados con los correspondientes EOFs1. Además, las PCs2 y PCs3, en la mayoría de los casos, no presentan correlaciones estables con el Qs (Fig. 3). Las series PCs2 del campo de Tp muestran correlaciones estables significativas para varios retrasos (p.e. Lag\_1 hasta Lag\_4, en OND), al igual que la serie PC2 de los campos Pt (p.e. Lag\_2 en efm\_JAS) y SST (p.e. Lag\_3 amj\_EFM+1).

La correlación entre el Qs y las series PCs1 de Pt, en los casos que presenta el valor más alto, oscila entre 0.5 y 0.78 en valor absoluto, y en todos ellos, resulta ser significativa y estable en un nivel por encima del 95%. Estas PCs1 de Pt presentan variaciones similares a las del Qs del RM sobre el mismo periodo, y al igual que el Qs están dominadas por oscilaciones interanuales (figura no mostrada). Las correlaciones entre las PCs1 del campo de SST y las PCs1 de los campos de Pt y Tp, registran los valores más altos a Lag\_1 y Lag\_2, en todas las estaciones. Estos valores oscilan entre 0.31 (0.37) y 0.86 (0.87) en valor absoluto, cuando se obtiene la correlación entre las PCs1 de la SST y las PCs1 de la Pt (PCs1 de Tp) en estos retrasos. Estos resultados indican que en gran medida las relaciones encontradas entre el Qs del RM y los campos de Pt y Tp están dominadas por la SST.

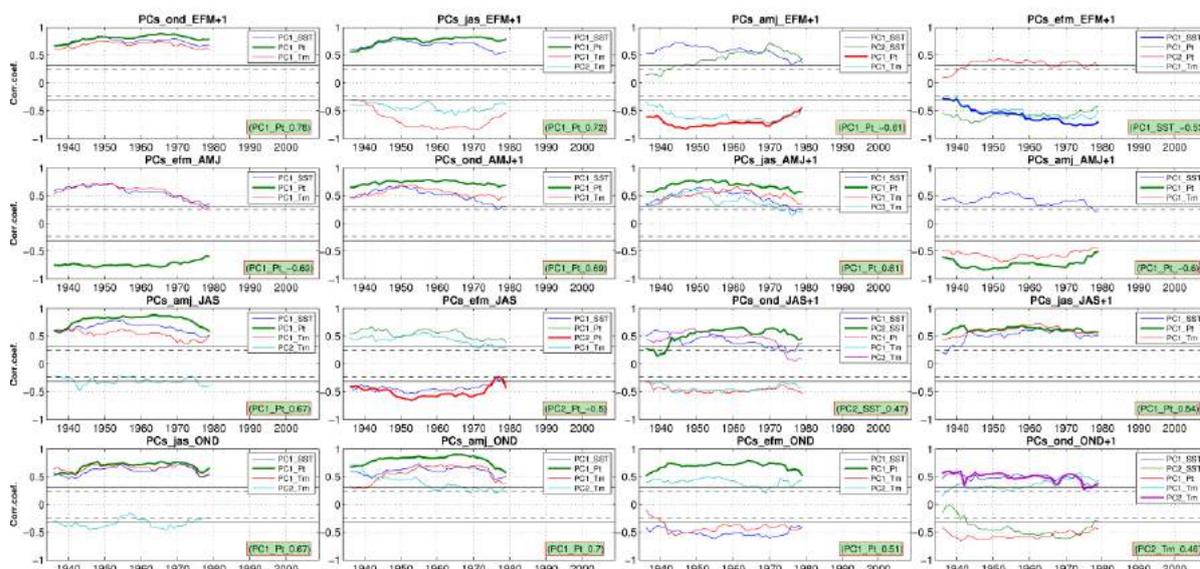


Fig. 3: Correlaciones móviles entre el caudal estacional y las series PCs estables de los campos predictores de SST (PC\_SST), Pt (PC\_Pt), y Tp (PC\_Tp), para cada estación y retraso considerados. El cuadro verde destaca la serie PC que tiene el valor de correlación más alto durante el periodo 1936-2009.

#### 4. CONCLUSIONES

En este estudio se han investigado las posibles teleconexiones que presenta el Qs del río Magdalena con los campos predictores de SST, Pt y Tp, y se ha evaluado la capacidad predictiva que estos campos poseen sobre el caudal estacional para los retrasos de una hasta cuatro estaciones (Lag\_1, Lag\_2, Lag\_3 and Lag\_4), durante el periodo 1936-2009. Para todos los retrasos establecidos se han encontrado regiones con correlaciones estables significativas entre las anomalías del Qs del RM y las anomalías de los campos predictores. En lo que respecta al campo de la SST, se destacan grandes regiones con correlaciones significativas estables en el Océano Pacífico tropical, principalmente a Lag\_1 y Lag\_2. Estas regiones abarcan las áreas donde se desarrolla el fenómeno ENSO, evidenciando la fuerte relación que este fenómeno posee con la hidrología del país (Poveda et al., 2001; Tootle et al., 2008). Particularmente, las correlaciones significativas negativas encontradas entre el Qs del RM y la SST del Pacífico tropical sobre la región de El Niño han sido ya descritas por varios autores (Gutiérrez and Dracup, 2001; Poveda, 2004).

Los campos de anomalías de Pt y Tp muestran múltiples regiones con correlaciones estables con el Qs del RM, para todos los retrasos establecidos, siendo más destacadas las registradas sobre América del Sur, a Lag\_1 y Lag\_2. Además, las anomalías del caudal del río Magdalena también presentan relaciones estables con anomalías climáticas de regiones localizadas lejos del área de captación del río. Es conocido que la SST del Océano Pacífico está relacionada con la Pt y Tp en muchas regiones del planeta (Trenberth, 2002; Trenberth and Shea, 2005; Ropelesky and Halper, 1987), por lo que cabe pensar que, en gran medida, las teleconexiones encontradas entre el Qs del RM y los campos de Pt y Tp, estén conducidas por la SST, siendo estas teleconexiones en las variables continentales un reflejo de la variabilidad de la SST. Por tanto, muchas de las relaciones estables encontradas entre el Qs y dichos campos podrían estar controladas por la SST, mostrando la fuerte influencia que ejerce la SST sobre la Pt y la Tp en diversas regiones del planeta (Pabón y Montealegre, 1992).

Este trabajo muestra que las PCs directoras, asociadas a las anomalías de los campos predictores SST, Pt y Tp, sobre varias regiones del planeta que presentan correlaciones estables con el Qs del RM, proporcionan una fuente de predicción del Qs. Por tanto, el análisis llevado a cabo sienta las bases para el desarrollo de modelos de predicción del caudal estacional del río Magdalena, que incorporen la capacidad predictiva de los campos de SST, Pt y Tp a través de las teleconexiones encontradas, lo que podría contribuir a mejorar la capacidad de la predicción hidrológica en Colombia.

## 5. AGRADECIMIENTOS

La Universidad Tecnológica del Chocó y COLCIENCIAS financian los estudios de doctorado de S. Córdoba y R. Palomino en la Universidad de Granada, España. Los datos de caudal han sido proporcionados por el IDEAM-Colombia. El Ministerio español de Ciencia e Innovación, con financiación adicional de la Comunidad Europea (Fondos FEDER), proyecto CGL2010-21188/CLI y el Gobierno Regional Andaluz, proyecto P11-RNM-7941, han financiado este estudio.

## 6. REFERENCIAS

- Arnell, N.W. (1995). Scenarios for hydrological climate change impact studies. *The Role of Water and the Hydrological Cycle in Global Change*, H. R. Oliver and S. Oliver, Eds., NATO ASI Series 1. Springer-Verlag, 393–396.
- Chiew, F.H.S. and McMahon, T.A. (2002). “Global ENSO-streamflow teleconnection, streamflow forecasting and interannual variability”. *Hydrological Sciences Journal*, 47 (3), 505-522. doi:10.1080/02626660209492950
- Dettinger, M.D. and Diaz, H.F. (2000). “Global Characteristics of Stream Flow Seasonality and Variability”. *J. Hydrometeorol.*, 1 (4):289-310. doi:10.1175/1525-7541.
- Gámiz-Fortis, S.R.; Esteban-Parra, M.J.; Trigo, R.M. and Castro-Díez, Y. (2010). “Potential predictability of an Iberian river flow based on its relationship with previous winter global SST”. *J. Hydrol.*, 385 (1–4), 143-149.
- Gutiérrez, F. and Dracup, J.A. (2001). “An analysis of the feasibility of long-range streamflow forecasting for Colombia using El Niño–Southern Oscillation indicators”. *J. Hydrol.*, 246 (1–4), 181-196. doi:10.1016/s0022-1694(01)00373-0.
- Harris, I.; Jones, P.D.; Osborn, T.J. and Lister, D.H. (2014). “Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset”. *Int. J. Climatol.*, 34 (3):623-642. doi:10.1002/joc.3711.
- IDEAM. (2002). Efectos naturales y socioeconómicos del Fenómeno El Niño en Colombia. (Intituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales IDEAM, Bogotá, D.C., Marzo), 58
- Ionita, M.; Lohmann, G. and Rimbu, N. (2008). “Prediction of Spring Elbe Discharge Based on Stable Teleconnections with Winter Global Temperature and Precipitation”. *J. Climate*, 21 (23), 6215-6226. doi:10.1175/2008jcli2248.1
- Pabón, J.D. y Montealegre J.E. (1992). Características Climáticas relevantes durante la Ocurrencia de los Fenómenos ENOS en el Noroccidente Sudamericano. Publicación especial del HIMAT:90
- Pettitt, A.N. (1979). “A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem”. *Journal of the Royal Statistical Society Series C (Applied Statistics)*, 28 (2), 126-135

- Poveda, G. (2004). "The hydro-climatology of Colombia: a synthesis from inter-decadal to diurnal timescales (in Spanish)". *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 28(107), 201-222
- Poveda, G.; Álvarez, D. and Rueda, Ó. (2011). "Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: a review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots". *Clim. Dynam.*, 36 (11-12), 2233-2249. doi:10.1007/s00382-010-0931-y
- Poveda, G.; Jaramillo, A.; Gil, M.M.; Quiceno, N. and Mantilla, R.I. (2001). "Seasonally in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia". *Water Resour. Res.*, 37 (8), 2169-2178. doi:10.1029/2000wr900395
- Poveda, G. and Mesa, O.J. (1997). "Feedbacks between Hydrological Processes in Tropical South America and Large-Scale Ocean-Atmospheric Phenomena". *J. Climate*, 10 (10), 2690-2702. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<2690:fbhpit>2.0.co;2
- Preisendorfer, R.W. (1988). *Principal Component Analyses in Meteorology and Oceanography*. Elsevier.
- Rasmusson, E.M. and Carpenter, T.H. (1982). "Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño". *Mon. Weather Rev.*, 110 (5), 354-384. doi:10.1175/1520-0493.
- Rayner, N.A. (2003). "Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century". *J. Geophys. Res.*, 108 (D14), doi:10.1029/2002jd002670
- Sahu, N.; Behera, S.; Yamashiki, Y.; Takara, K. and Yamagata, T. (2011). "IOD and ENSO impacts on the extreme stream-flows of Citarum river in Indonesia". *Clim. Dynam.*, 39 (7-8), 1673-1680. doi:10.1007/s00382-011-1158-2
- Schneider, U.; Becker, A.; Finger, P.; Meyer-Christoffer, A.; Ziese, M. and Rudolf, B. (2014). "GPCP's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle". *Theor. Appl. Climatol.*, 115 (1-2), 15-40. doi:10.1007/s00704-013-0860-x
- Tootle, G.A.; Piechota, T.C. and Gutiérrez, F. (2008). "The relationships between Pacific and Atlantic Ocean sea surface temperatures and Colombian streamflow variability". *J. Hydrol.*, 349 (3-4):268-276. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.058
- Trenberth, K.E. (2002). "Evolution of El Niño-Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures". *J. Geophys. Res.*, 107 (D8).
- Trenberth, K.E. and Shea, D.J. (2005). "Relationships between precipitation and surface temperature". *Geophys. Res. Lett.*, 32 (14):L14703. doi:10.1029/2005gl022760
- Ward, P.J.; Beets, W.; Bouwer, L.M.; Aerts, J.C. and Renssen, H. (2010). "Sensitivity of river discharge to ENSO". *Geophys. Res. Lett.*, 37 (12):L12402.

# INFLUENCIA DE LA SST DEL PACÍFICO TROPICAL SOBRE LA PRECIPITACIÓN EN COLOMBIA. IMPACTOS DE EL NIÑO Y EL NIÑO MODOKI

Samir CÓRDOBA-MACHADO<sup>1,2</sup>, Reiner PALOMINO-LEMUS<sup>1,2</sup>,  
Sonia Raquel GÁMIZ-FORTIS<sup>1</sup>, Yolanda CASTRO-DÍEZ<sup>1</sup>,  
María Jesús ESTEBAN-PARRA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Applied Physics Department, University of Granada, Granada, Spain*

<sup>2</sup> *Technological University of Chocó, Colombia*

scordobam1@ugr.es, rpalomino@ugr.es, srgamiz@ugr.es, ycastro@ugr.es, esteban@ugr.es.

## RESUMEN

En este estudio se examina la influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la precipitación estacional en Colombia usando 341 estaciones de precipitación (Pt) durante el periodo 1979-2009. Los dos primeros modos de variabilidad de la SST obtenidos a través de un Análisis de Descomposición del Valor Singular (SVD) están claramente asociados con los patrones de El Niño (EN) y El Niño Modoki (ENM), respectivamente. Además, estos modos presentan una gran fuerza de acoplamiento con los correspondientes modos de la Pt estacional en Colombia. Los resultados muestran que, principalmente para las estaciones de invierno y verano, las fases positivas del EN y ENM están asociadas con una marcada disminución de la Pt sobre la región norte, oeste y central del país. Sin embargo, para algunas localidades se produce el efecto contrario durante primavera, verano y otoño. La región suroccidental de Colombia exhibe un comportamiento opuesto relacionado con la ocurrencia de EN y ENM, durante los años en que ambos fenómenos no coexisten, indicando que la respuesta de la Pt estacional no es lineal. Adicionalmente, el análisis de regresión parcial utilizado para cuantificar de forma separada la influencia de los dos tipos de ENSO, sobre la Pt estacional, revela la importancia de ambos fenómenos en el proceso de reconstrucción de esta variable. Los resultados encontrados establecen el fundamento para modelar la Pt estacional en Colombia a partir de la SST del Pacífico tropical asociada con El Niño y El Niño Modoki.

**Palabras Claves:** Precipitación estacional, SST del Pacífico Tropical, El Niño, El Niño Modoki, Descomposición del Valor Singular, Colombia.

## ABSTRACT

The influence of the tropical Pacific SST on precipitation in Colombia is examined using a 341 stations dataset covering the period 1979-2009. Through a Singular Value Decomposition the two main coupled variability modes show SST patterns clearly associated with El Niño (EN) and El Niño Modoki (ENM), respectively, presenting great coupling strength with the corresponding seasonal precipitation modes in Colombia. The results reveal that, mainly in winter and summer, EN and ENM events are associated with a significant rainfall decrease over northern, central, and western Colombia. The opposite effect occurs in some localities during spring, summer, and autumn. The southwestern region of Colombia exhibits an opposite behavior connected to EN and ENM events during years when both events do not coexist, showing that the seasonal precipitation response is not linear. The partial regression analysis used to quantify separately the influence of the two types of ENSO on seasonal precipitation shows the importance of both types in the reconstruction process. The results

found establish the foundations for precipitation modeling in Colombia from the Pacific SST. The results establish the base for modeling and forecasting the seasonal Pt in Colombia from the tropical Pacific SST associated with El Niño and El Niño Modoki.

**Keywords:** Seasonal precipitation, Tropical Pacific SST, El Niño, El Niño Modoki, Singular Value Decomposition, Colombia.

## 1. INTRODUCCIÓN

El fenómeno de acoplamiento océano- atmósfera sobre el Océano Pacífico tropical más importante es conocido como El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), El Niño del Pacífico Oriental (Eastern Pacific, EP) o El Niño Canónico (ENC), el cual muestra un patrón con anomalías positivas (calentamiento anómalo) de la SST sobre el este del Pacífico tropical, acompañado de anomalías negativas (enfriamiento anómalo) en el oeste del Pacífico tropical (Rasmusson and Carpenter, 1982). Numerosas investigaciones orientadas al entendimiento, la predicción y el impacto climático de la SST asociada con El Niño han sido desarrolladas (Ropelewski and Halpert, 1987; Trenberth and Hoar 1996; Trenberth, 1997), logrando identificar su influencia sobre muchas regiones del planeta y estableciendo diversos índices para representar este fenómeno (Índices El Niño: 3, 4, 3.4, 1+2). Sin embargo, la interpretación sobre los patrones espaciales de la SST del Pacífico tropical ha ido evolucionando, hasta identificarse un nuevo tipo de evento El Niño, denominado El Niño Modoki, El Niño del Pacífico Central (Central Pacific, CP) o Pseudo Niño (Ashok *et al.*, 2007; Weng *et al.*, 2007).

Ashok *et al.* (2007) proponen el término de El Niño Modoki (ENM) para identificar el fenómeno de acoplamiento océano-atmosférico que registra anomalías positivas (cálidas) de la SST en el centro del Pacífico tropical y anomalías negativas (frías) en la región este y oeste del Pacífico tropical. Además, construyen el índice EMI para cuantificar el fenómeno de ENM y demuestran que este fenómeno presenta características espaciales y temporales diferentes al evento de ENC. Diversos autores describen estos dos tipos de Niño de formas diferentes (Ashok *et al.*, 2007; Weng *et al.*, 2007; Weng *et al.*, 2009), mostrando que el calentamiento en el centro del Pacífico es un fenómeno distinto del calentamiento sobre el este del Pacífico tropical. Las diferencias encontradas entre ENC y ENM respecto a los patrones de teleconexiones y los impactos climáticos que producen, también implican que estos dos fenómenos pueden ser estudiados de forma aislada (Ashok *et al.*, 2007; Weng *et al.*, 2007, 2009). Así, Ashok *et al.* (2007) afirman que durante los eventos ENM, se producen dos celdas anómalas de Circulación de Walker que producen un fuerte impacto sobre el trópico, principalmente durante el invierno y el verano boreal.

De otro lado El ENSO, a través de las teleconexiones establecidas con las ondas Rossby, los cambios relacionados con la circulación de Hadley o la circulación este-oeste asociada a la intensidad del gradiente de la SST tropical (Weng *et al.*, 2007) es responsable de la variación meteorológicas interanual en muchas regiones del Pacífico. Concretamente, el clima de América del Sur ha sido fuertemente relacionado con ENC por muchos autores (Ropelewski and Bell, 2008; Tedeschi *et al.* 2013), que, en resumen, concluyen que con el establecimiento de un evento El Niño (/La Niña) se registran disminuciones (/aumentos) de la precipitación (Pt) sobre el norte y noreste de América del Sur, y aumentos (/disminuciones) de Pt en el oeste de las costas del ecuador y las regiones sur y sureste del continente. De la misma forma, varios estudios revelan que la variabilidad climática de Colombia está fuertemente ligada con la SST del Pacífico tropical asociada a El Niño (/La Niña) (IDEAM, 2002; Poveda and Mesa,

1997; Montealegre y Pabón, 2000; Poveda *et al.*, 2011; Pabón, 2002) influyendo de forma directa en el medio ambiente, la sociedad y la economía del país.

Dado la importancia de los patrones de acoplamiento océano-atmósfera sobre la variabilidad climática regional, el objetivo principal de este estudio es analizar y cuantificar el impacto de ENC y ENM sobre la Pt estacional en Colombia. Estableciendo así, las bases para modelización de la Pt en Colombia a partir de la SST del Pacífico tropical.

En el presente estudio se ha establecido el siguiente orden: En la Sección 2, se presentan los datos y la metodología utilizada, en la Sección 3, los resultados y finalmente en la Sección 4, las conclusiones.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

En el presente estudio se utilizaron diversas bases de datos a escala mensual, para el periodo de 1979 a 2009. Los datos de Pt fueron proporcionados por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM). En total se emplearon 341 estaciones distribuidas en todo el país (Figura 1), cuya homogeneidad fue corroborada por el test F máximo penalizado (Wang, 2008).

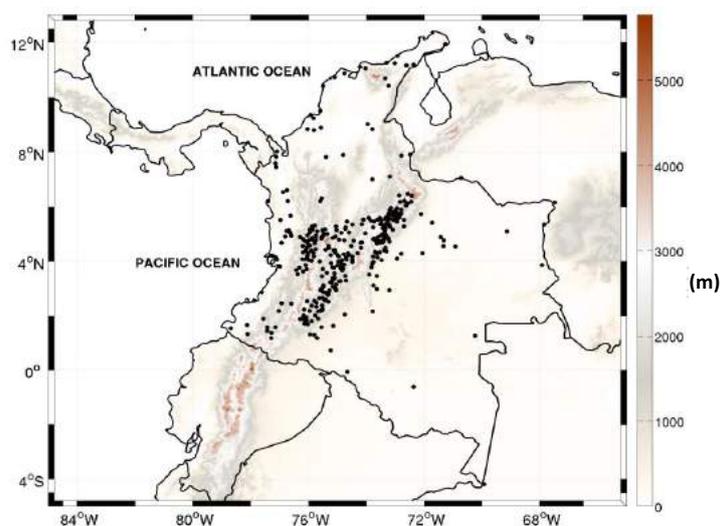


Fig. 1: Ubicación de las estaciones de precipitación en el área de estudio.

La base de datos de temperatura superficial del mar (SST) es la del Hadley Centre (HadISST, Rayner *et al.*, 2003) en el área del Pacífico Tropical de [120°E-70°W; 20°N-30°S]. La escala de análisis considerada cubre las estaciones de invierno (DEF), primavera (MAM), verano (JJA) y otoño (SON). Para cada mes, las anomalías fueron calculadas respecto a la media del periodo 1979-2009, y estandarizadas dividiendo por la desviación estándar del mes en este periodo. Antes de realizar los análisis posteriores, se sustrajo la tendencia lineal en cada serie. Con el fin de encontrar los patrones (modos) espaciales acoplados entre las anomalías de la SST en el Océano Pacífico tropical y la Pt sobre Colombia se utiliza el análisis de Descomposición del Valor Singular (SVD). Una explicación detallada de esta técnica puede encontrarse en Bjornsson and Venegas (1997). Para identificar los dos tipos de El Niño se han

empleado los índices El Niño<sup>3</sup> y índice El Niño Modoki (EMI), este último siguiendo la metodología propuesta por Ashok et al. (2007):  $EMI = [SSTA]_C - 0.5 [SSTA]_E - 0.5 [SSTA]_W$ , en donde C es la región central (165°E-140°W, 10°S-10°N), E la región este (110°-70°W, 15°S-5°N), y W la región oeste (W: 125°-145°E, 10°S-20°N) sobre el Pacífico tropical. El valor del coeficiente de correlación entre los dos índices, durante el periodo de 1979–2009, es de 0.2, lo que indica que existe algún grado de relación entre estos dos fenómenos (Ashok et al., 2007).

Por último, una vez establecida la vinculación existente entre los campos de Pt y SST del Pacífico tropical, se emplea un análisis de regresión parcial utilizando los Modos obtenidos en el SVD, para cuantificar de forma aislada la influencia de ENM, de la influencia de EN clásico en la Pt estacional de Colombia. Los resultados obtenidos en el análisis de regresión parcial son usados para reconstruir las series de anomalías de Pt. Los niveles de significación estadística de las correlaciones son calculados usando el test t-Student de dos colas.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. SVD de la SST y Pt estacional en Colombia

El análisis SVD aplicado a los datos de Pt de Colombia y de SST del Pacífico tropical, revela que, en general, el primer y segundo modos encontrados están bien separados del segundo y tercer modos acoplados de variabilidad. La Figura 2 muestra los dos primeros modos para cada una de las estaciones del año, obtenidos a través del análisis de SVD acoplado, aplicado a las series mensuales de anomalías de la SST en el Océano Pacífico tropical y a las anomalías de Pt en Colombia, durante el periodo completo de 1979-2009. El primer modo acoplado de la SST, revela el tradicional patrón asociado al fenómeno de El Niño (Fig. 2a,) en todas las estaciones del año, comúnmente caracterizado por máximas anomalías positivas de la SST sobre el Océano Pacífico oriental y débiles anomalías negativas sobre el Océano Pacífico occidental, (Ropelewski and Halpert, 1987; Rasmusson and Carpenter, 1982). Este primer modo acoplado entre la SST y la Pt en Colombia explica para DEF el 88.7% de la covarianza cuadrada entre los dos campos, 50.1% en MAM, 73.7% en JJA y 83.9% para SON. La correlación entre las series de los coeficientes de expansión de la SST y de la Pt, para cada una de las estaciones usadas oscila entre 0.8 (DEF) y 0.85 (MAM) exhibiendo así, una gran fuerza de acoplamiento entre estas variables. Los coeficientes de expansión de la SST asociado a este modo en las distintas estaciones, presentan fuertes correlaciones (>0.95) con el correspondiente índice estacional de El Niño<sup>3</sup>.

El segundo modo acoplado (Fig. 2a) entre las series mensuales de anomalías de la SST y de la Pt en Colombia explica el para DEF el 6.2% de la fracción de covarianza cuadrada entre ambos campos, en MAM el 20.4%, en JJA el 14% y para SON el 7.7%. La correlación entre las series de los coeficientes de expansión de la SST y de la Pt de Colombia es mayor que 0.8 en todas las estaciones del año, mostrando una importante fuerza de acoplamiento entre estos dos campos en el segundo modo. Este modo encontrado en la SST de todas las estaciones del año, es similar al patrón configurado por El Niño Modoki (Ashock et al., 2007), el cual presenta un núcleo de valores positivos de la SST en el Océano Pacífico central, bordeado por anomalías negativas de la SST sobre el océano Pacífico oriental (cerca de las costas de América del Sur) y en el Océano Pacífico occidental (cerca de las costas de Australia), conformando así, una estructura en forma de bumerang o herradura sobre el Océano Pacífico tropical. La correlación entre el índice EMI y el coeficiente de expansión de la SST de este segundo modo, es mayor 0.9, en todas las estaciones del año.

En resumen la varianza acumulada explicada por el primer (EN) y segundo (ENM) modo supera el valor de 70% en todas las estaciones, siendo en invierno donde se obtiene el valor

más alto (94.9%). Además, tanto en el primer modo como en el segundo, todos los valores de correlación mostrados resultan significativos al nivel de confianza del 95%.

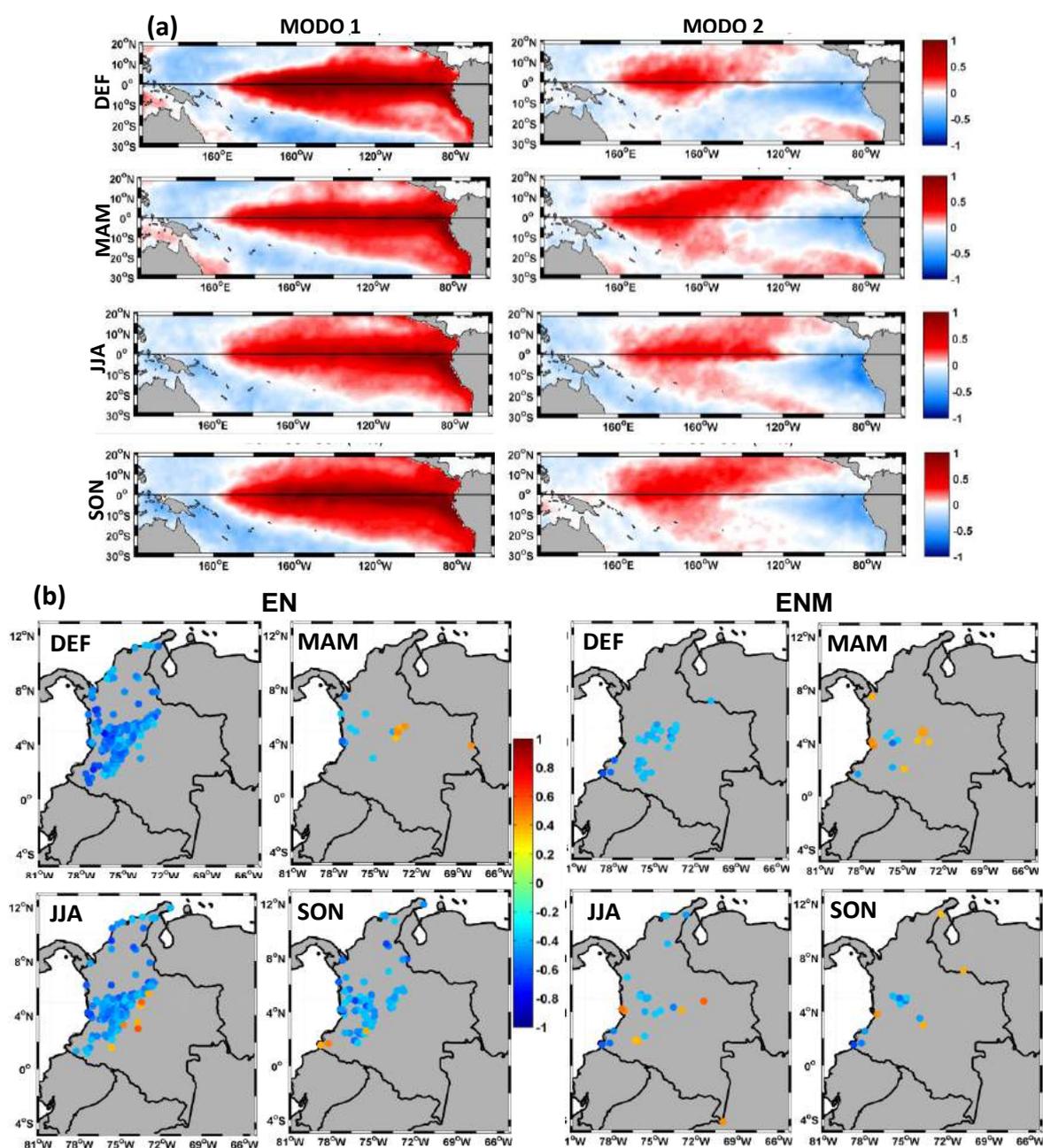


Fig. 2: Modos 1 (El Niño) y 2 (El Niño Modoki) estacional de la SST del Pacífico tropical (a, arriba) y de la Pt en Colombia (b, abajo), obtenidos del SVD durante el periodo 1979-2009. En el panel (b) se representan sólo las correlaciones significativas al nivel del 95%.

Los modos del campo de Pt (Fig. 2b), son representados por las correlaciones entre el coeficiente de expansión asociado a las anomalías de la SST y las anomalías de Pt sobre

Colombia (mapas de correlaciones heterogéneas) en cada una de las estaciones del año. El primer modo de Pt (Fig. 2b EN), muestra significativos valores negativos de correlaciones sobre el centro, el norte y el occidente de Colombia, principalmente en DEF, JJA y SON. Al igual que ocurre en JJA, en MAM las correlaciones negativas sobre el occidente de Colombia son acompañadas por correlaciones positivas significativas en el este del centro del país. Durante SON se registran pocas correlaciones positivas significativas sobre el extremo sur occidental de Colombia. Las correlaciones negativas significativas encontradas, indican que las anomalías positivas de la SST sobre la región del Pacífico tropical (El Niño) están asociadas con anomalías negativas de la Pt sobre el occidente, centro y norte de Colombia principalmente.

El segundo modo de Pt (Fig. 2b ENM), muestra correlaciones negativas significativas sobre el suroccidente y en la parte central-occidental de Colombia, durante todas las estaciones del año. El norte del país presenta correlaciones negativas principalmente en JJA. Las correlaciones significativas positivas se registran un poco más desplazadas hacia el este del centro de Colombia, principalmente en MAM y JJA. En este modo el número de localidades con correlaciones negativas significativas encontradas en cada estación del año, disminuyen en comparación con las registradas por el primer modo. Cabe destacar que durante SON (MAM), en el segundo modo (ENM) se obtienen correlaciones negativas (positivas) sobre el extremo sur-occidente (noroccidente) de Colombia, mientras que las correlaciones mostradas en el primer modo (EN) para esta misma zona, registran valores positivos (negativas).

En resumen, a partir del análisis SVD se observa que tanto el patrón de EN como ENM presentan una significativa relación negativa con las precipitaciones sobre Colombia, siendo ésta más clara para EN. Sin embargo, es interesante notar que se encuentran zonas que no resultan influenciadas durante El Niño pero sí durante El Niño Modoki (y viceversa), o que una misma zona puede presentar un relación opuesta con cada fenómenos (ejemplo. suroccidente de Colombia). Además, también se pueden encontrar correlaciones positivas entre la Pt estacional de algunas localidades y estos dos fenómenos. Así, los resultados ponen de manifiesto que tanto el primer modo encontrado (asociado al ENSO) como el segundo modo (asociado con ENM), influyen significativamente sobre la Pt estacional en Colombia.

### 3.2. Reconstrucción de la precipitación en Colombia

La Figura 3 presenta los coeficientes de regresión parcial, para cada estación del año, entre las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos obtenidos a partir del análisis SVD de la SST del Pacífico tropical (representativos de EN y ENM) y las anomalías de Pt en Colombia. Los coeficientes de regresión relacionados con el fenómeno de EN (Fig. 3, EN) muestran reducciones de la Pt que pueden alcanzar los 90 mm/°C principalmente sobre el occidente de Colombia, durante DEF, JJA y SON. El centro y norte del país presentan disminuciones entre 10 y 50 mm/°C, en estas estaciones. En MAM destacan aumentos entre 20 y 40 mm/°C en el centro y este de Colombia. Los coeficientes de regresión relacionados con El Niño Modoki (Fig. 3, ENM), presentan una reducción importante (entre 20 y 60 mm/°C) sobre el suroccidente de Colombia, en todas las estaciones del año. Al igual que para El Niño, las reducciones de Pt durante el DEF y los aumentos en MAM sobre el centro del país oscilan entre los 20 y 40 mm/°C.

Empleando los coeficientes de regresión parcial mostrados en la Figura 3 y los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical, se ha llevado a cabo la reconstrucción de las series de Pt para las cuatro estaciones del año (Fig. 4). Se observa que la reconstrucción obtenida por los dos modos durante todas las estaciones del año (Fig. 4b), en general muestra un importante aumento en cuanto al número de localidades que superan el valor de correlación de 0.5, así como también, un aumento en el valor de la correlación para

muchas zonas del país, en comparación con las reconstrucciones de la Pt obtenidas en cada estación del año, usando sólo el coeficientes de expansión asociado con EN (Fig. 4a). Durante la estación de MAM, no se obtiene ninguna reconstrucción de la Pt, que supere el umbral de correlación establecido (Fig. 4a MAM), cuando solo ha sido empleado el modo EN para calcular dichas reconstrucciones. Sin embargo al incluir ENM en el proceso de reconstrucción se logran obtener varias localidades que representa una aceptable reconstrucción de la Pt. Los resultando anteriores revelan la importancia del segundo modo del Pacífico tropical, asociado con El Niño Modoki para reconstruir las series estacionales de Pt en Colombia.

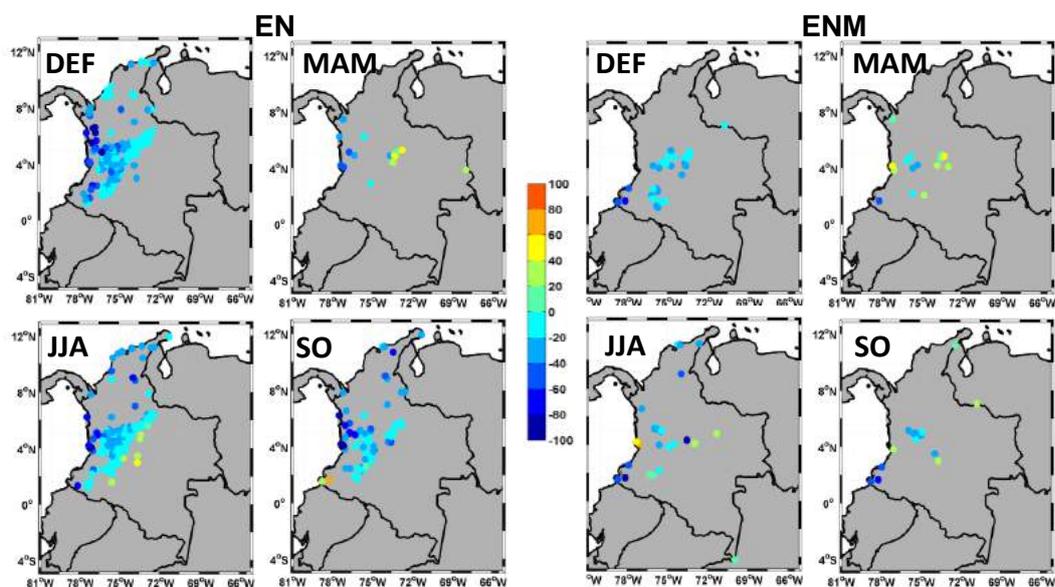


Fig. 3: Coeficientes de regresión (en mm/°C), estacionales, obtenidos a partir de la regresión parcial entre las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos procedentes del análisis SVD de la SST del Pacífico tropical y las series de anomalías estacionales de Pt en Colombia. Se muestran sólo aquellas estaciones cuyas series de Pt presentan una correlación significativa al 95% con los coeficientes de expansión de la SST. Las estaciones de DEF y JJA obtienen mayor número de localidades con una aceptable reconstrucción en comparación con MAM y SON, mostrando correlaciones ( $>0.5$ ) principalmente sobre el centro, norte y occidente del país. La raíz cuadrada del error cuadrático medio presenta valores entre 20 y 50 mm sobre dichas zonas. Los mayores valores del error ( $>80$  mm) se ubican sobre la región occidental del país, fundamentalmente en la zona más próxima a la costa Pacífica, donde se encuentran las zonas más lluviosas del país (Eslava, 1994).

La importancia del segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical para reconstruir las series de Pt en algunas regiones de Colombia, también se observa en la Figura 5, donde se muestran las series temporales de la Pt original, la Pt reconstruida empleando el coeficiente de expansión del primer modo (El Niño) y la Pt reconstruida usando los coeficiente de expansión correspondientes a los dos primeros modos (EN + ENM), para 6 localidades distribuidas desde el Nordeste al Suroeste de Colombia (punto rojo en el mapa de Colombia) durante la estación de invierno. Las 6 localidades obtienen un valor de correlación mayor que 0.5, entre la series original y reconstruida de Pt cuando se emplean los coeficientes

de expansión de los dos primeros modos del Pacífico (EN + ENM), además se muestra que estas series reconstruidas representan mejor los valores extremos de las anomalías de Pt, en comparación con la serie de Pt reconstruida empleando sólo el coeficiente de expansión asociado al EN.

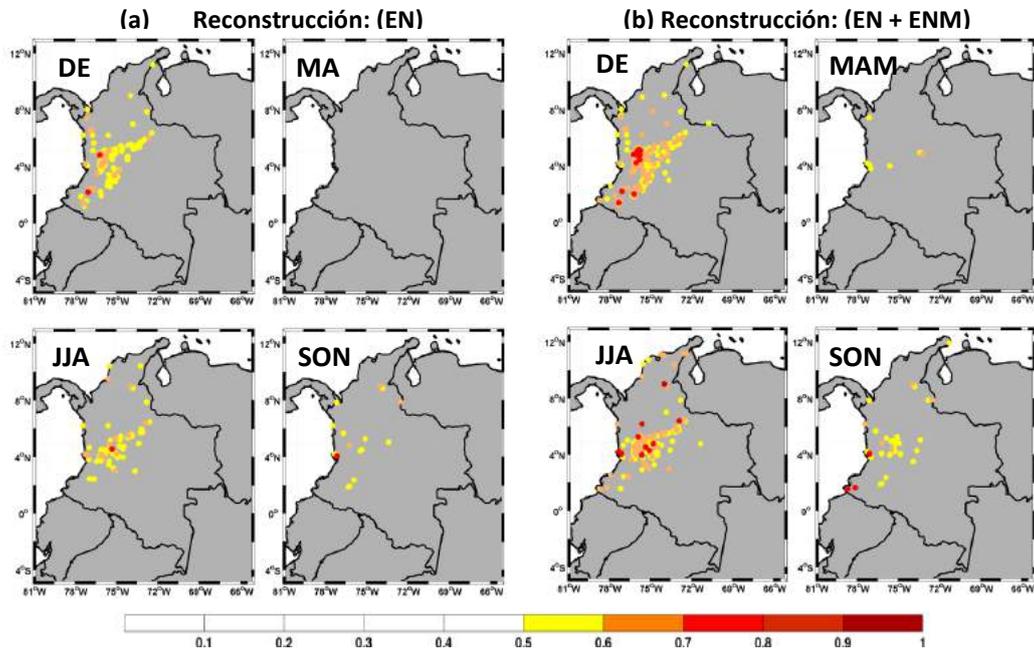


Fig. 4: Correlación entre las series originales y reconstruidas de Pt mediante regresión parcial, con los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de la SST en el Pacífico tropical: (a) EN y (b) ENM), en cada estación del año. Sólo se muestran las correlaciones  $> 0.5$ . Por último, se aprecia que a medida que las localidades se encuentran ubicadas más hacia el Suroeste del país, la contribución del segundo modo de variabilidad del Pacífico tropical para la reconstrucción de la Pt es más importante.

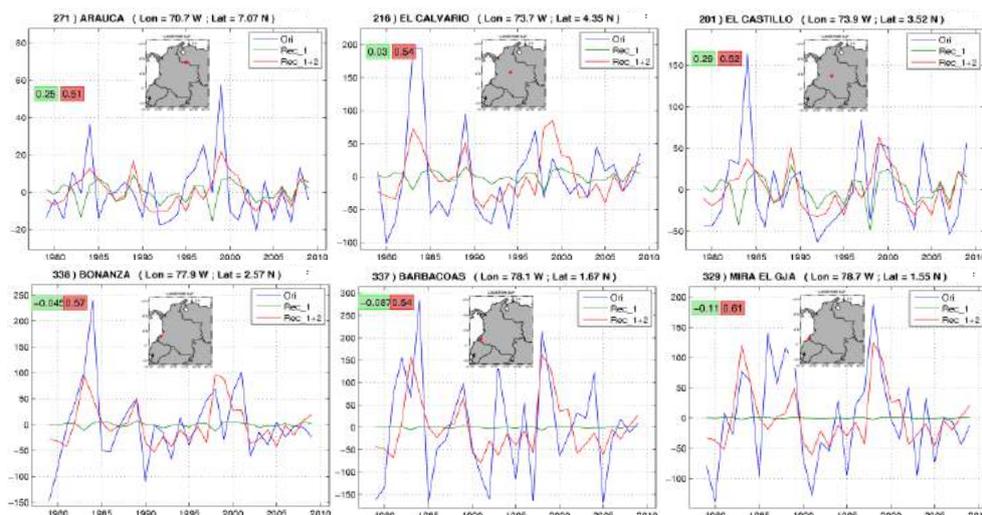


Fig. 5: Series de anomalías de Pt para 6 localidades de Colombia (puntos rojos en los mapas de Colombia) durante el invierno, ubicadas de noreste a suroeste. Pt original (azul), Pt reconstruida con el modo EN (verde), y Pt reconstruida con EN+ ENM (rojo). En los cuadros

verde y rojo se muestran las correlaciones entre la serie original y las series reconstruidas empleando EN y EN+ ENM respectivamente.

#### 4. CONCLUSIONES

En este trabajo se analiza la influencia de la SST del Pacífico tropical en la variabilidad de la Pt estacional en Colombia durante el periodo 1979-2009. Para todas las estaciones del año el primer modo obtenido a través del análisis de SVD entre las anomalías de la SST del Pacífico tropical y la Pt estacional en Colombia está asociado con el fenómeno de El Niño, mientras que el segundo modo está asociado con el fenómeno de El Niño Modoki. En general el modo asociado con el fenómeno de El Niño explica el mayor porcentaje de covarianza cuadrada en cada una de las estaciones del año en comparación con el modo asociado al fenómeno de El Niño Modoki, aunque ambos presentan una gran fuerza de acoplamiento con los modos correspondientes de la Pt estacional en Colombia. Todas las correlaciones que indican la fuerza de acoplamiento entre la SST y la Pt estacional, son superiores a 0.8, significativas al 95% del nivel de confianza. Estos valores y los encontrados en los mapas de correlaciones heterogéneos revelan la importante relación que posee la SST del Pacífico tropical con la variabilidad de la Pt en Colombia.

Durante los eventos de El Niño (La Niña) y de El Niño Modoki (La Niña Modoki) se presenta una disminución (aumento) significativa de las precipitaciones sobre el norte, centro y occidente de Colombia principalmente durante el invierno y el verano. Sin embargo, también se encuentra que en algunas localidades, en verano, primavera y otoño, se produce el efecto contrario.

En el suroccidente de Colombia el fenómeno de El Niño Modoki presenta una notable influencia sobre la Pt estacional. Además en esta región durante el otoño se exhibe un aumento de la Pt con la ocurrencia de El Niño, mientras que durante El Niño Modoki se registra una disminución, mostrando una respuesta contraria con la ocurrencia de estos dos tipos de Niños. Diversos autores han analizado la influencia del fenómeno de El Niño sobre la Pt en Colombia y el Norte de Suramérica (Poveda and Mesa 1997; Poveda *et al.*, 2011; Pabón, 2002; Tedeschi *et al.*, 2013) con resultados que concuerdan esencialmente con los encontrados en este estudio, sin embargo son pocos los trabajos que como este, estudian el impacto de El Niño Modoki sobre el clima de Colombia y exploran la habilidad que este fenómeno posee para reconstruir la variabilidad de la Pt sobre el país.

Los dos tipos de ENSO, muestran una importante capacidad para reconstruir la Pt estacional en Colombia, principalmente durante DEF, JJA y SON. Aunque el fenómeno de El Niño predomina sobre la variabilidad de la Pt, para la reconstrucción de las series originales de Pt se revela la fuerte contribución obtenida con El Niño Modoki, mayor para las localidades en el suroccidente, más cerca del Pacífico tropical. Este estudio se convierte en un primer paso para investigaciones direccionadas hacia la construcción de modelos de predicción que permitan estimar la Pt estacional en Colombia, a partir los principales modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, basados en la persistencia temporal de su relación con la Pt.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

La Universidad Tecnológica del Chocó y COLCIENCIAS financian la estancia de S. Córdoba y R. Palomino en la Universidad de Granada. Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CGL2010-21188/CLI (MICINN, FEDER) y P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía).

## 6. REFERENCIAS

- Ashok, K.; Behera, S.K.; Rao, S.A.; Weng, H. and Yamagata, T. (2007). "El Niño Modoki and its possible teleconnection". *J. Geophys. Res.*, 112 (C11). doi:10.1029/2006jc003798.
- Björnsson, H. and Venegas, S.A. (1997). *A Manual of EOF and SVD Analysis of Climatic Data*. CCGCR Report No. 97-1, Montréal, Québec, 52pp.
- Eslava, J.A. (1994). *Climatology of Colombian Pacific* (in Spanish). Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Física y Naturales, Colección Eratóstenes 1, Bogotá, Colombia. 79pp.
- IDEAM. (2002). *Efectos naturales y socioeconómicos del Fenómeno El Niño en Colombia*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales IDEAM, Bogotá, D.C. 58pp.
- Montealegre, J.E y Pabón, J.D. (2000). "La variabilidad climática interanual asociada al ciclo El Niño-La Niña-Oscilación del Sur y su efecto en el patrón pluviométrico de Colombia". *Meteorología Colombiana*, 2, pp.7-21.
- Pabón, J.D. (2002). "Fenómeno El Niño: Efectos e Impactos en el Pacífico Colombiano". *El Mundo Marino de Colombia*, pp.64-73.
- Poveda, G., Mesa, O.J. (1997). "Feedbacks between Hydrological Processes in Tropical South America and Large-Scale Ocean-Atmospheric Phenomena". *J. Clim.*, 10, pp.2690-2702.
- Poveda, G.; Álvarez, D.; Rueda, Ó. (2011). "Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: a review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots". *Clim. Dynam.*, 36, pp.2233-2249.
- Poveda, G. (2004). "The hydro-climatology of Colombia: a synthesis from inter-decadal to diurnal timescales" (in Spanish). *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 28 (107), pp.201-222.
- Rasmusson, E.M. and Carpenter, T.H. (1982). "Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño". *Mon. Weather Rev.*, 110 (5), pp.354-384.
- Rayner, N.A; Parker, D.E; Horton, E.B.; Folland, C.K.; Alexander, L.V.; Rowell, D.P.; Kent E.C.; Kaplan, A. (2003). "Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century". *J. Geophys. Res.*, 108(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Ropelewski, C.F. and Bell, M.A. (2008). "Shifts in the Statistics of Daily Rainfall in South America Conditional on ENSO Phase". *J. Climate*, 21 (5), pp.849-865.
- Ropelewski, C.F. and Halpert, M.S. (1987). "Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation". *Mon. Weather Rev.*, 115, pp.1606-1626.
- Tedeschi, R.G.; Cavalcanti, I.F.A. and Grimm, A.M. (2013). "Influences of two types of ENSO on South American precipitation". *Int. J. Climatol.*, 33 (6), pp.1382-1400.
- Trenberth, K.E. (1997). "The Definition of El Niño". *Bull. Am. Met. Soc.* 78 (12), pp.2771-2777.
- Trenberth, K.E. and Hoar, T.J. (1996). "The 1990–1995 El Niño-Southern Oscillation Event: Longest on Record". *Geophys. Res. Lett.*, 23 (1), pp.57-60. doi:10.1029/95gl03602.
- Weng H.; Ashok K.; Behera S.; Rao S.; Yamagata. T. (2007). "Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer". *Clim.Dynam.* 29, pp.113-129.
- Weng, H., Behera, S. Yamagata T. (2009). "Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events". *Clim. Dynam.*, 32 (5), pp.663-674.
- Wang, X.L. (2008). "Penalized Maximal F Test for Detecting Undocumented Mean Shift without Trend Change". *J. Atmos. Ocean Tech.*, 25 (3), pp.368-384.

# INFLUENCE OF TROPICAL PACIFIC SST ON SEASONAL PRECIPITATION IN COLOMBIA. PREDICTION USING EL NIÑO AND EL NIÑO MODOKI

Samir CÓRDOBA-MACHADO<sup>1,2</sup>, Reiner PALOMINO-LEMUS<sup>1,2</sup>,  
Sonia Raquel GÁMIZ-FORTIS<sup>1</sup>, Yolanda CASTRO-DÍEZ<sup>1</sup>,  
María Jesús ESTEBAN-PARRA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Applied Physics Department, University of Granada, Granada, Spain*

<sup>2</sup> *Technological University of Chocó, Colombia*

scordobam1@ugr.es, rpalomino@ugr.es, srgamiz@ugr.es, ycastro@ugr.es, esteban@ugr.es.

## ABSTRACT

In this paper the forecast skill provided by the tropical Pacific SST associated with El Niño and El Niño Modoki over seasonal precipitation (Pt) in Colombia has been evaluated through a lagged Singular Value Decomposition analysis. This analysis has been made based on the results in a companion paper where the impact of El Niño and El Niño Modoki over the seasonal precipitation in Colombia was analyzed and quantified. The seasonal rainfall in many parts of the country can be predicted with good skill using the SST with a lead of one to four seasons. Winter presents the best results for the prediction model, explaining the greatest percentage of square covariance fraction between the SST and lagged precipitation anomalies. The predictive capacity of these variability modes of SST for rainfall in Colombia is comparable or even higher in some seasons, particularly in winter, that the ability of these modes to explain the behavior of the precipitation during coetaneous seasons. The forecast of seasonal precipitation in Colombia validated in this work could be useful for planning and managing natural water resources in this country.

**Keywords:** Seasonal precipitation forecast, Tropical Pacific SST, El Niño, El Niño Modoki, Colombia.

## RESUMEN

En este estudio se evalúa la capacidad de predicción que posee la SST del Pacífico tropical asociada con los fenómenos El Niño y El Niño Modoki sobre la precipitación (Pt) estacional en Colombia, a través del Análisis de Descomposición del Valor Singular. Este análisis está soportado en los resultados obtenidos en un artículo complementario donde ha sido analizado y cuantificado el impacto de El Niño y El Niño Modoki sobre la precipitación estacional en Colombia. La variabilidad de la Pt estacional en muchos lugares del país se puede predecir con una buena habilidad usando la SST desde una y hasta cuatro estaciones anteriores. Para la estación de invierno se explica el mayor porcentaje de la fracción de covarianza cuadrada entre las anomalías de la SST de estaciones anteriores y las anomalías de Pt. Además, en esta estación se obtienen los mejores resultados del modelo de predicción. La capacidad predictiva de los dos primeros modos de la SST sobre la Pt en Colombia es comparable o mayor en algunas estaciones, que la habilidad que tienen estos modos para explicar la variabilidad de la Pt durante estaciones coetáneas, principalmente para la estación de invierno. La predicción estacional de la Pt, desarrollada en este estudio podría ser de utilidad para la planificación y el manejo de los recurso naturales en el país.

**Palabras Claves:** Predicción estacional, precipitación, SST del Pacífico Tropical, El Niño, El Niño Modoki, Colombia.

## 1. INTRODUCTION

The predictions concerning different hydro-climatic variables (precipitation, streamflow, temperature, wind, etc.) are of great importance for the planning, using, and managing natural resources of a country as well as for the preventing and attending natural disasters caused by extreme phases of climate variability. Good climate prediction can help reduce negative impacts on human populations (outbreaks of diseases, loss of human lives, etc.), and allows managers to take advantage of favorable conditions to strengthen the socio-economic development of a region, through proper planning of the future.

Many studies have reported evidence of the strong relationship and the important predictive ability of the tropical Pacific Sea Surface Temperature (SST) variability over the precipitation in many regions of the world (e.g., Ropelewski and Halpert, 1987, Taschetto and England 2009; Li and Chen 2013; Tedeshi et al., 2013), explaining various physical mechanisms of coupling between these variables, linked mainly with El Niño/Southern Oscillation (ENSO). Another important ocean-atmosphere pattern of variability has recently been demonstrated in the tropical Pacific Ocean, called El Niño Modoki (ENM, Ashok et al. 2007), which significantly influences the climate of various regions of the planet (Weng et al. 2007, 2009) and could be used as an additional predictor that contributes to explain the variability of precipitation in diverse regions of the world (Weng et al. 2011; Córdoba-Machado et al. 2014).

For Colombia, several studies have shown the strong influence that the SST of tropical Pacific associated with El Niño/La Niña (EN/LN) exerts over hydro-climatic variables such as precipitation, streamflow or temperature (Tootle et al. 2008; Poveda et al. 2011; Gutiérrez and Dracup 2001; Pabón and Montealegre, 1992). However, only a few studies quantify the influence of ENM on the climate of this country and analyze its predictive skill. Recently, some works (Weng et al. 2007; 2009; Ashok et al. 2007; Tedeschi et al. 2013) have revealed that ENM has significant impact on the rainfall variability over South America, showing the importance of this phenomenon on the climate of various countries in the region. Córdoba-Machado et al. (2014) quantified the impact of the tropical Pacific SST on seasonal precipitation of Colombia through of the two main modes of variability, essentially associated with EN and ENM.

Given the importance of ocean-atmosphere coupling patterns on regional climate variability in Colombia, the main objective of this study is to evaluate the seasonal precipitation forecasting skill attributable to EN and ENM. For this, a study has been carried out, analyzing the relationships between the seasonal tropical Pacific SST and seasonal Pt in Colombia when SST leads on time.

This study is structured as follows: Data and methodology are presented in Section 2, Section 3 describes the main results, and Section 4 presents the conclusions.

## 2. DATA AND METHODOLOGY

The datasets used in this study include the monthly SST from HadISST (Rayner et al. 2003), and the monthly precipitation data set for Colombia described in the Córdoba-Machado et al. (2014), provided by the institute of Hydrology, Meteorology, and Environmental Studies of Colombia (IDEAM), for the period 1979-2009. For all the fields, anomalies have been computed by subtracting the respective means during this period. El Niño Modoki index (EMI) is defined following Ashok et al. (2007), while the canonical El Niño (EN) is quantified by the Niño3 index (see Córdoba-Machado et al. (2014), All the statistical significance tests are performed using Student's two-tailed t test.

A SVD analysis with the seasonal Pacific SST field leading the seasonal Pt in Colombia (lagged SVD hereafter) has been used to reconstruct and predict the precipitation in this country, during the period 1979-2009. The SVD analysis is an advisable technique when the predictor field and the field to predict are connected with teleconnection patterns (Bretherton et al., 1992; Björnsson and Venegas, 1997). This methodology has two stages: the reconstruction algorithm (Wei et al. 2012), and the prediction algorithm (Liu 2003).

During the reconstruction process through the SVD analysis, the seasonal SST is used as the predictor variable for the seasonal Pt in all the seasonal couplings of the lags employed (of 1 to 4 seasons). Following the methodology used by Weit et al. (2012), we can reconstruct the original field of Pt: (1) a linear regression model is constructed between the first  $m$  coefficients of expansion associated to the SST and Pt modes, with the aim of reconstructing the first  $m$  coefficients of Pt, as a function of the first  $m$  coefficients of SST; and (2) these reconstructed expansion coefficients are used to establish the reconstructed field of Pt (Weit et al. 2012). In this study, we have used the first two modes,  $m = 2$ .

As in the reconstruction algorithm, during the prediction process a model is constructed for the precipitation,  $P(t + n, x)$ , of the following seasons (from  $n = 1$ , to  $n = 4$  seasons), being determined mainly by the expansion coefficients,  $CS(t)$ , of the SST in the current season, and the variability modes of Pt,  $V$ , obtained through the lagged SVD analysis. The following steps are performed to configure the prediction model through the lagged SVD: (1) From the original data matrices  $SST(t,x)$  and  $Pt(t+n,x)$  the validation matrices,  $SSTval(t,x)$  and  $Ptval(t+n,x)$  are constructed by removing the data of the  $y$ th year (with  $y = 1, 2, \dots, Y$ ,  $Y = 31$  when the SST and Pt seasons correspond to the same year, and  $Y = 30$ , when the Pt season belongs to the following year). The calibration matrices  $SSTcal(t,x)$  and  $Ptcal(t+n,x)$  have the remaining data in the original data matrices. This method is usually called *leave one out*; (2) a lagged SVD analysis between the calibration matrices is applied; (3) the expansion coefficients of SST for the validation period, are obtained projecting the  $SSTval$  on the SST mode that result in step 2; (4), the regression coefficients between the expansion coefficients of the two fields for the calibration period are determined using least squares approximation, and the precipitation for the validation period, is obtained projecting the Pt expansion coefficients, on the *Pt mode*. Finally, (5) the previous steps for each of the matrices (validation and calibration) created through the *leave one out* method (from  $y = 1$  to  $Y$ ) are repeated, generating  $Y$  predictive models for each seasonal lag established between the two fields of variables. For more details, of prediction process see Liu (2003). The skill of the prediction process is evaluated through the expected error (RE) between the predicted Pt series and the original Pt series.

### 3. RESULTS

The results of applying the lagged SVD methodology between the SST anomalies in the tropical Pacific and the Pt in Colombia, when SST is leading Pt between 1 and 4 seasons, reveal the dominant coupled modes of variability between the two fields. Figure 1 show the first mode derived from this analysis. For all figures shown in this paper, the first acronym (DJF\, MAM\, JJA\, or SON\) indicates the chosen season of the year for the SST, while the second acronym (\DJF, \MAM, \JJA or \SON), indicates the season for lagged Pt. The term +1 in the maps indicates that the seasonal Pt corresponds to the following year of the seasonal SST. The first mode corresponding to the SST (Fig. 1a), in general, clearly represents the pattern associated with EN (Ropelewski and Halpert, 1987), characterized by negative

anomalies in the western Pacific Ocean and a significant anomalous warming over the eastern equatorial Pacific Ocean, extending from the coast of South America to the central Pacific region. The square covariance fraction (SCF) coupled between the two fields varies between 45% (JJA\MAM+1) and 94% (SON\DJF+1), according to the lag and the seasons of year used. Thus, the coupling between the autumn SST (SON\ ) and winter Pt of the following year (\DJF+1), registers the highest percentage of explained square covariance fraction (94%) between the two fields.

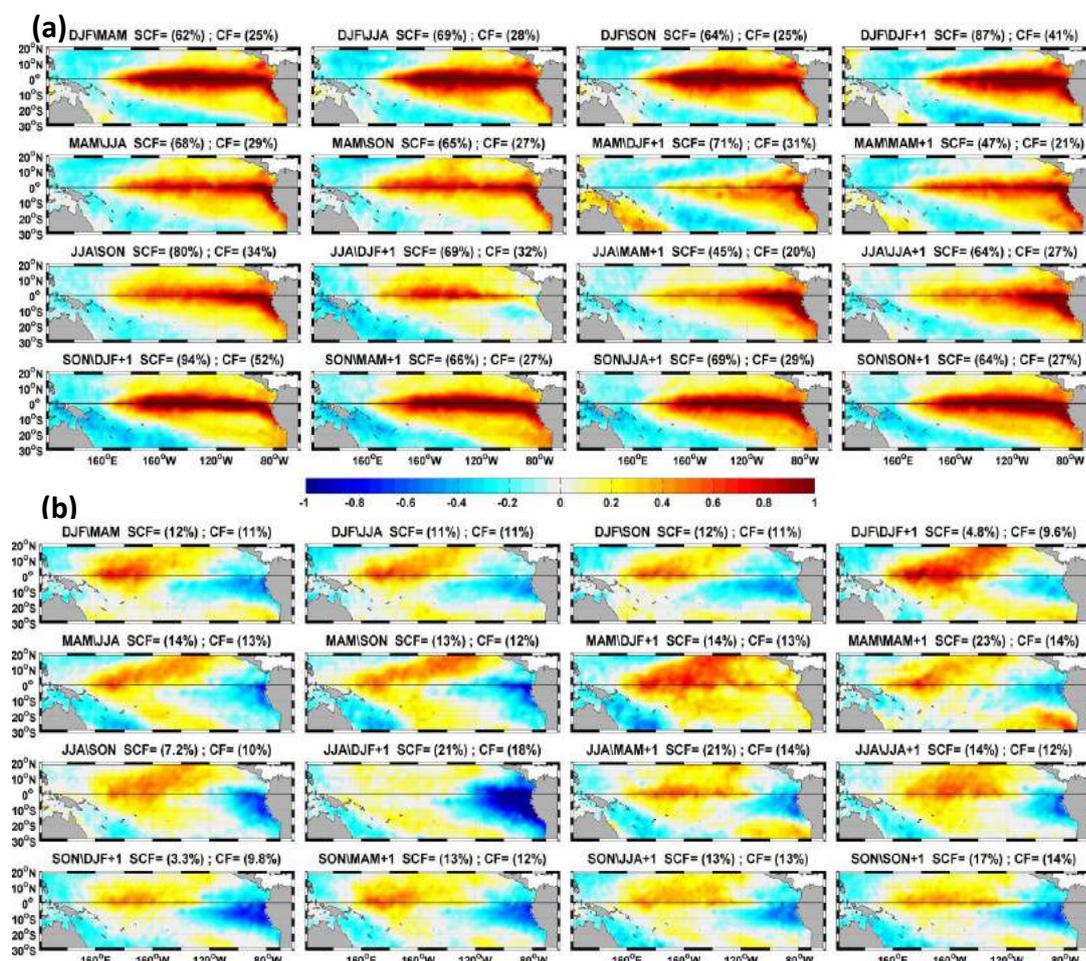
The correlation between the SST expansion coefficients and the Pt expansion coefficients provide values ranging from 0.58 (MAM\DJF +1) to 0.83 (JJA\SON) (Fig. 2), this latter being the maximum strength coupling (SC) that exists in all the lags between these two fields. All correlation values found are significant at 95% confidence level. Moreover, the correlation coefficient between the SST expansion coefficients and the Niño3 index is highly significant, exceeding the value of 0.84 in all cases. The time series of expansion coefficients of the SST and Pt, are dominated by interannual oscillations (figure not shown).

The second mode determined from the lagged SVD analysis (Fig. 1b) is not as stable as the first one, showing marked differences in the SST patterns. In general, the second mode shows a structure associated with ENM (Ashok et al. 2007), which is characterized by a nucleus of positive SST anomalies in the central Pacific Ocean (shifted westwards), bordered by negative SST anomalies on both sides of the Pacific, over the east (near the coast of South America) and the west (near the coast of Australia), thus drawing a boomerang-shaped or horseshoe structure over the tropical Pacific Ocean. The square covariance fraction (SCF) ranges from 3.3% (SON \ DJF +1) and 23% (MAM \ MAM +1), depending on the lag and the seasons used for the SST and Pt, while the covariance fraction (CF) has values between 9.6% (DJF \ DJF +1) and 18% (JJA \ DJF +1). This mode, despite being less important for the variability of Pt in Colombia, shows a large coupling force between the SST and Pt fields, giving significant correlation values, which vary between 0.58 (MAM \ DJF) and 0.83 (DJF \ MAM), depending on the lag and the season of year used. The correlation coefficients between the SST expansion coefficients and the EMI, provide values from 0.6 (JJA/DJF+1) to 0.97 (SON/SON+1). All correlations are significant at the 95% confidence level.

The heterogeneous correlation maps reveal the important influence of the first mode of variability of the tropical Pacific SST over the variability of the Pt in later seasons for different localities (Fig. 2a). Correlations are all above the 95% significance level and it is observed that the values of significant correlations persist and even increase the number of localities influenced, depending of the lag.

This result reveals the important potential predictability of the seasonal Pt in Colombia based on the EN phenomenon. Also the persistence of this SST pattern is remarkable over all the seasons of the year, regardless of lag, showing a relative stability of its predictive power. During winter, Pt shows the maximum number of localities with significant correlations (Fig. 2a, maps on the diagonal from the lower left edge –SON\DJF+1, to the upper right edge, –DJF\DJF+1), these being most influenced by the SST of the previous seasons. Also, depending on the lag, increases (positive correlations) or decreases (negative correlations) of Pt are found in many localities of Colombia, mainly in center, west, and north of the country. Generally for 1 lag season, the influence of SST over the Pt tends to be the opposite of the

influence that occurs when there is 4 seasons of lag (1 year).



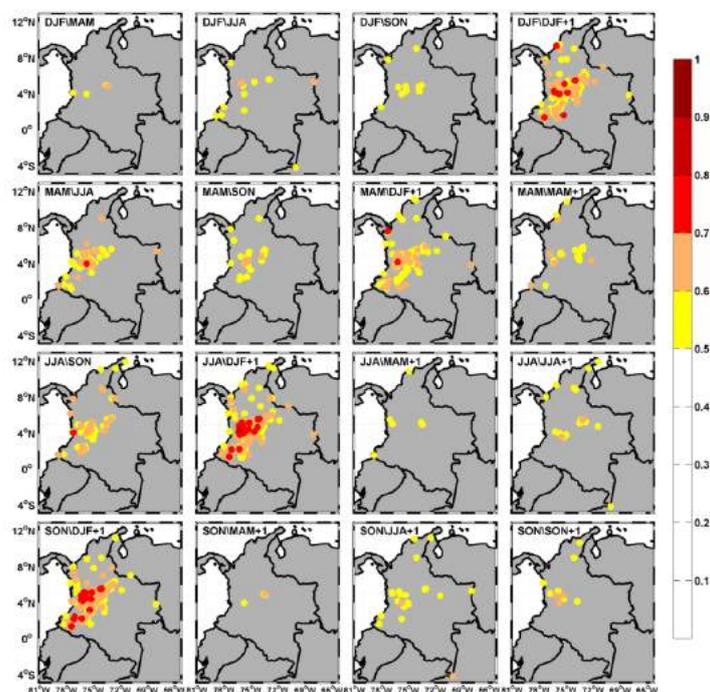
**Fig. 1:** (a) First and (b) second mode of the tropical Pacific SST derived from lagged SVD analysis between the SST and the Pt seasonal anomalies in Colombia, during 1979-2009.

The heterogeneous correlation maps (Fig not shown) show that the second mode of the tropical Pacific SST (ENM) during winter is associated with a decrease of Pt in some localities of Colombia during the four following seasons. In spring this decrease occurs in the three following seasons and then, during the fourth season, is linked with greater rainfall over central and north of Colombia (MAM Pt of the following year). Finally, during summer and autumn, ENM mode presents significant correlations with the seasonal Pt of the following 4 seasons, autumn being the mode registering the maximum number of localities with negative correlation values (decreased rainfall associated to the positive phase of ENM). The summer SST shows significant positive correlations with the following spring Pt, in several localities in the center and north of the country. Like the first mode, the influence of this second SST mode over the Pt in Colombia persists for several seasons, showing a strong predictive capacity.

### 3.1 Reconstruction

The Figure 2 presents the correlation maps between the original Pt series and the reconstructed Pt series through partial regression analysis, using the expansion coefficients

corresponding to the first two modes of the tropical Pacific SST determined in the lagged SVD analysis, for one to four season lags. Only correlation values above 0.5 are shown.



**Fig. 2:** Correlation coefficients between the original and reconstructed series of Pt through the partial regression analysis, using the expansion coefficients of the first two mode of the SST (EN+ENM), calculated from lagged SVD. Only values greater than 0.5 are displayed.

Firstly, the reconstruction of the original Pt series using only the first mode of the tropical Pacific SST (EN) has been performed (figure not shown). Although for many cases high correlation values occur, for some cases as DJF\SON; JJA\MAM+1; SON\MAM+1; SON\JJA+1; SON\SON+1, no locality exceeded the threshold.

Comparing this reconstruction with the one found using the two first modes (EN and ENM) (Fig. 2), we find a significant increase both in the value of the correlations between the original series and the reconstructed series, as well as in the number of localities that exceed the correlation threshold of 0.5. These results reveal the important role that the ENM pattern plays in the reconstruction of the Pt in Colombia. Additionally, the Figure 2 (maps in the diagonal from the lower left –SON\DJF+1, to the top right –DJF\DJF+1) reveals that winter, is the season that presents the best results for the reconstructed Pt series, recording the highest correlation values and the largest number of localities with correlations exceeding the value of 0.5. The spring Pt shows the worst reconstruction, recording the lowest number of localities with correlations above 0.5. All correlation values are significant above the 99% confidence level.

Overall, the root mean square error between the original Pt series and the reconstructed ones, shows higher values in the western region of Colombia [this region is considered one of the rainiest on Earth, Eslava, 1994], reaching values between 80 and 100 mm and the localities in central and northern Colombia typically have errors ranging between 10 and 70 mm. Although the first mode of variability of the tropical Pacific SST (EN) is the mode that exerts

the greatest impact on the seasonal Pt of Colombia, the second SST mode (ENM) over the variability of the Pt in the following seasons, showing a significant contribution for the reconstruction of original seasonal Pt series in Colombia with some seasons in advance.

### 3.2. Prediction

Given the ability shown by the distribution of the tropical Pacific SST associated with EN and ENM to reconstruct the Pt in Colombia with several seasons in advance, a forecast experiment was performed to predict the seasonal Pt using the leave one out method in the lagged SVD analysis. The Figure 3 shows the correlation maps between the original seasonal Pt series and the forecasted Pt series, for those seasonal lags that present at least one locality with correlation value above 0.5. Furthermore, only locations where the expected error is higher than zero  $\{RE > 0\}$  are plotted.

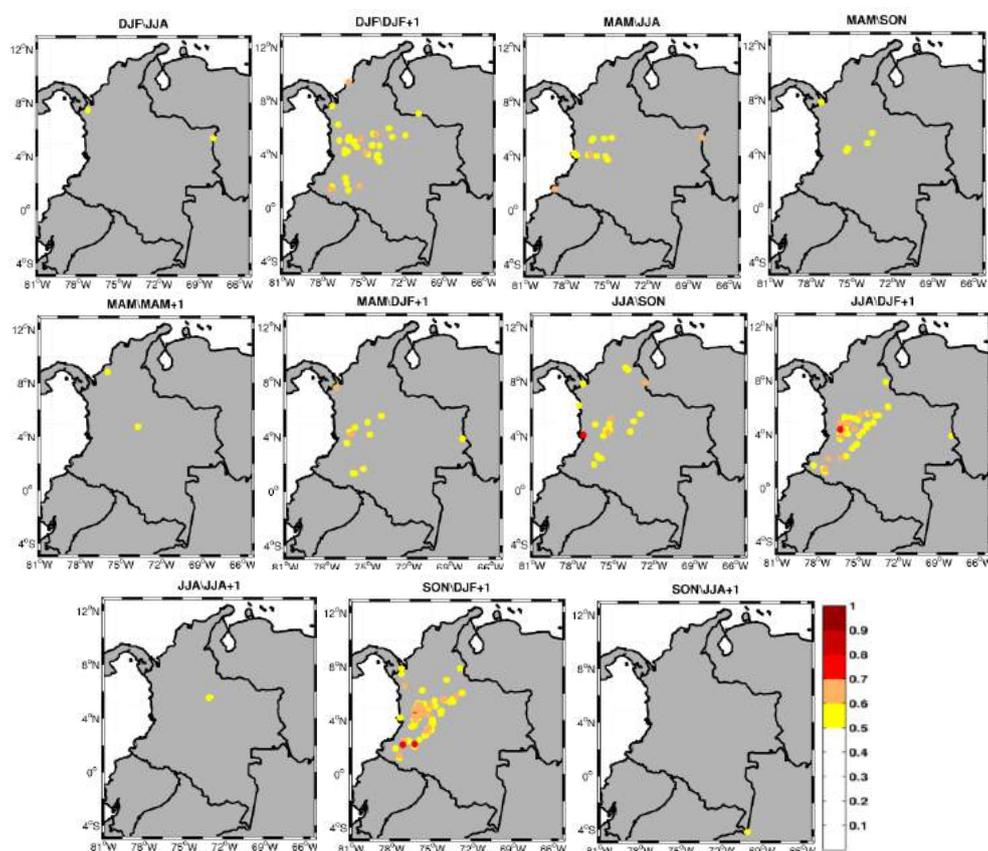


Fig. 3: Correlation maps between the original and forecasted Pt series. Only the localities where the correlation is greater than 0.5 and the expected error is greater than zero  $\{RE > 0\}$  are plotted.

The Pt during spring is the worst explained using this prediction scheme, independently of the seasonal SST that is used as the predictor variable. However, winter Pt ( $\backslash$  DJF) shows an important number of localities with significant correlations above 0.5, when we use the expansion coefficients associated with the first two modes of SST for the SON (SON  $\backslash$  DJF +1, i.e. a prediction for one season in advance), JJA (JJA  $\backslash$  DJF +1, for two seasons in advance) or DJF (DJF  $\backslash$  DJF +1, for a year in advance) as the predictor, indicating that winter

Pt could be predicted, up to a year in advance, for many locations of Colombia. These localities are generally placed in the center, southwest, and northeast of the country. Note that using spring SST (MAM \) as predictor, we can explain a significant portion of the Pt at various locations in Colombia during the following 4 seasons, mainly for summer Pt. Also it is important to note that in spring, the second coupled mode between the Pt in Colombia and the SST of tropical Pacific, associated with ENM, gains greater importance while the predominant SST mode, associated with EN, is less important, considering the square covariance fraction explained by the modes in other seasons of year. These results demonstrate the great capacity of the distribution of the tropical Pacific SST (linked to the two types of El Niño) in previous seasons to predict seasonal Pt in Colombia, mainly for winter. The root mean square error between the original Pt series and the predicted Pt series, for each locality, shows acceptable values, taking into account the seasonal rainfall regime in each region. The lowest values (20 to 60 mm) usually occur over central Colombia, while the highest values (> 80 mm) are recorded in the west of the country.

The forecasted Pt series generally provide a good representation of the interannual variability of the original Pt series. Figure 4 shows several time series of the original Pt in winter (DJF +1) and the predicted Pt series in the same season, using the two first variability modes of SST during the preceding autumn. The correlation values between the series are above 0.64 and the error below 0.31. The localities of these series are situated on the center and southwest of the country (SON\DJF+1 in Fig. 3). From the results, we conclude that the predicted series considerably explains the temporal variability of Pt in Colombia, demonstrating the good skill of the prediction model used.

#### 4. CONCLUDING REMARKS

This paper evaluates the skill provided by the tropical Pacific SST associated with the two types of El Niño (EN and ENM) to predict the seasonal precipitation in Colombia. The results show that the seasonal rainfall in many parts of the country can be predicted, with a good skill, using the SST with a lead of one to four seasons. Winter is the season that presents the best results for the prediction model, also being the season where the coupled modes, found through lagged SVD analysis, explain the greatest percentage of square covariance fraction between the SST and Pt anomaly fields.

The variability of SST associated with the EN phenomenon is the most important pattern for explaining the seasonal precipitation variability in Colombia, while ENM is the second best variability mode of tropical Pacific SST that influences the seasonal rainfall of the country. Previously Poveda and Mesa (1997) used a principal component analysis to show that the pattern associated with EN phenomenon is strongly linked with the hydro-climatology in Colombia. Similarly, Tootle et al. (2008), using the SVD between the streamflows series of several major rivers of the country and the SST of Pacific Ocean, Pacific and Atlantic (together), and Atlantic Ocean separately, concluded that the first variability mode of SST, both in the Pacific and in the Pacific / Atlantic, reflect the ENSO variability and are significantly related with the streamflows. However, these authors did not refer to the influence that the second variability mode of tropical Pacific (ENM) could have on the country. This influence, evidenced in Córdoba-Machado et al. (2014) and in the present work shows the improvement achieved by considering ENM to explain and reconstruct (/ predict) the seasonal precipitation in the country. It is important to note that the predictive capacity of these variability modes of SST in rainfall of Colombia is comparable or even higher in some seasons (e.g. winter) compared with the ability of these modes to explain the behavior of the precipitation during coetaneous seasons (Córdoba-Machado et al., 2014). A noteworthy

aspect concerning the analysis of potential Pt predictability in Colombia from SST patterns with several season lags is the fact that the correlations change sign. This may be related to the periodicity of the variability modes of SST analyzed (Kestin et al., 1998).

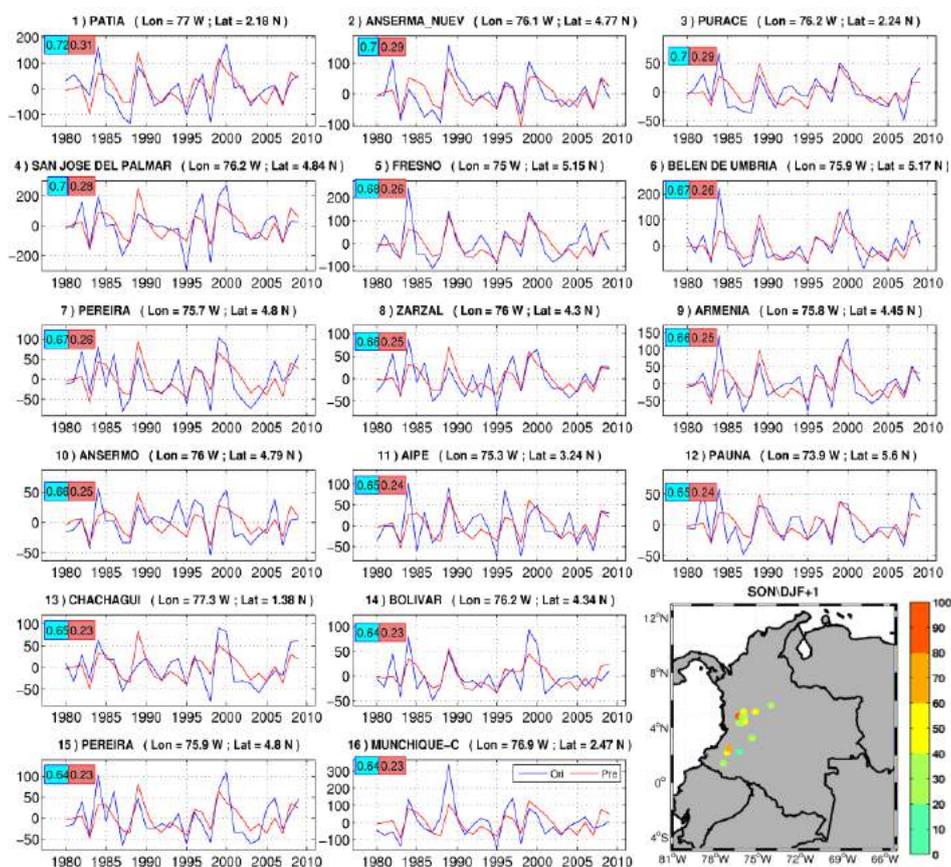


Fig. 4: Original (blue) and predicted (red) Pt series in winter, using the first two modes of the SST in previous autumn. Blue and red boxes indicate the correlation between the two series and the expected error, respectively. The map shows the location and the mean square error between the series

The results found in the present study, contribute to the improvement of prediction models for the precipitation in Colombia and could be very useful for institutes linked to the planning and the management of natural water resources of this country.

In summary, the results presented involve not only predictions for seasonal Pt in Colombia through prior knowledge of the field of SST in the tropical Pacific, but they may also be used as a basis for other types of studies such as the analysis of impact of climate change in Pt at the regional scale for the use of adequate predictors to be included in statistical models.

## 5. ACKNOWLEDGEMENTS

Technological University of Chocó (UTCH) and COLCIENCIAS-Colombia by supported to S. Córdoba-Machado and R. Palomino-Lemus under a scholarship. Precipitation data sets were kindly provided IDEAM-Colombia. This work has been financed by the projects CGL2010-21188/CLI (MICINN-Spain, FEDER) and P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía-Spain).

## 6. REFERENCES

- Ashok, K.; Behera, S.K.; Rao, S.A.; Weng, H. and Yamagata, T. (2007). “El Niño Modoki and its possible teleconnection”. *J. Geophys. Res.*, 112 (C11), doi:10.1029/2006jc003798.
- Björnsson, H. and Venegas, S.A. (1997). *A Manual of EOF and SVD Analysis of Climatic Data*. (McGill University), 52 pp.
- Bretherton, C.S.; Smith, C. and Wallace, J.M. (1992). “An Intercomparison of Methods for Finding Coupled Patterns in Climate Data”. *J. Climate*, 5 (6), 541-560.
- Córdoba-Machado, S.; Palomino-Lemos, R.; Gámiz-Fortis, S.R.; Castro-Díez, Y. and Esteban-Parra, M.J. (2014). Influence of tropical Pacific SST on seasonal precipitation in Colombia. Impacts of El Niño and El Niño Modoki. in Spanish. AEC, 2014.
- Eslava, J.A. (1994). *Climatology of Colombian Pacific* (in Spanish). Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Física y Naturales, Colección Eratóstenes 1:79.
- Gutiérrez, F. and Dracup, J.A. (2001). “An analysis of the feasibility of long-range streamflow forecasting for Colombia using El Niño–Southern Oscillation indicators”. *J. Hydrol.*, 246 (1–4), 181-196. doi: 10.1016/s0022-1694(01)00373-0.
- Kestin, T.S.; Karoly, D.J.; Yano, J.I.; Rayner, N.A. (1998). “Time–Frequency Variability of ENSO and Stochastic Simulations”. *J. Climate*, 11 (9), 2258-2272.
- Li, Q. and Chen, J. (2013). “Teleconnection between ENSO and climate in South China”. *Stoch Environ Res Risk Assess*, 1-15, doi:10.1007/s00477-013-0793-z.
- Liu, Y. (2003). “Prediction of monthly-seasonal precipitation using coupled SVD patterns between soil moisture and subsequent precipitation”. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (15), 1827.
- Pabón, J.D. and Montealegre, J.E. (1992). Características Climáticas relevantes durante la Ocurrencia de los Fenómenos ENOS en el Noroccidente Sudamericano. HIMAT:90.
- Poveda, G.; Álvarez, D.; Rueda, Ó. (2011). “Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: a review of climatic processes and their impact on one of the Earth’s most important biodiversity hotspots”. *Clim. Dynam.*, 36 (11-12), 2233-2249.
- Rayner, N.A.; Parker, D.E.; Horton, E.B.; Folland, C.K.; Alexander, L.V.; Rowell, D.P.; Kent, E.C.; Kaplan, A. (2003). “Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century”. *J. Geophys. Res.*, 108(D14).
- Ropelewski, C.F. and Halpert, M.S. (1987). “Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation”. *Mon. Weather Rev.*, 115 (8), 1606-1626.
- Taschetto, A.S. and England, M.H. (2009). “El Niño Modoki Impacts on Australian Rainfall”. *J. Climate*, 22 (11), 3167-3174. doi: 10.1175/2008jcli2589.1.
- Tedeschi, R.G.; Cavalcanti, I.F. and Grimm, A.M. (2013). “Influences of two types of ENSO on South American precipitation”. *Int. J. Climatol.*, 33 (6), 1382-1400. doi: 10.1002/joc.3519.
- Tootle, G.A; Piechota and T.C.; Gutiérrez, F. (2008). “The relationships between Pacific and Atlantic Ocean sea surface temperatures and Colombian streamflow variability”. *J. Hydrol.*, 349 (3–4).
- Wei, F.; Hu, L.; Chen, G.; Li, Q. and Xie, Y. (2012). “Reconstruction of Summer Sea Level Pressure over East Asia since 1470”. *J. Climate*, 25 (16), 5600-5611. doi:10.1175/jcli-d-11-00298.1.
- Weng, H.; Ashok, K.; Behera, S.; Rao and S.; Yamagata, T. (2007). “Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer”. *Clim. Dynam.*, 29 (2-3), 113-129.

- Weng, H.; Behera, S.; Yamagata, T. (2009). "Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events". *Clim. Dynam.*, 32 (5):663-674.
- Weng, H.; Wu, G.; Liu, Y.; Behera, S. and Yamagata, T. (2011). "Anomalous summer climate in China influenced by the tropical Indo-Pacific Oceans." *Clim. Dynam.*, 36 (3-4), 769-782.



## SEASONAL STREAMFLOW FORECAST IN THE IBERIAN PENINSULA BASED ON LAGGED TELECONNECTION INDICES

José Manuel HIDALGO-MUÑOZ, Sonia Raquel GÁMIZ-FORTIS,  
Yolanda CASTRO-DÍEZ, María Jesús ESTEBAN-PARRA  
Departamento de Física Aplicada, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada,  
Campus de Fuentenueva s/n, 18071, Granada, Spain  
[jhidalgo@ugr.es](mailto:jhidalgo@ugr.es), [srgamiz@ugr.es](mailto:srgamiz@ugr.es), [ycaastro@ugr.es](mailto:ycaastro@ugr.es), [esteban@ugr.es](mailto:esteban@ugr.es).

### ABSTRACT

This work assesses the potential of teleconnection indices as predictors of seasonal streamflow in the Iberian Peninsula (IP). The database comprises 382 streamflow time series from gauging stations, covering the period from October 1975 to September 2008. Four forecasting scenarios were developed, considering the information provided by teleconnection indices from one year to the previous season to the seasonal streamflow to be predicted.

The results indicate reasonable good predictions for autumn streamflow in stations located in the Mediterranean Andalusian Basin (being the North Atlantic Oscillation and the Arctic Oscillation of the previous winter the main predictors) and in some stations located in the Douro and Tejo Basins (using as predictors the related to the El Niño phenomenon in previous autumn and the Western Mediterranean Oscillation and the East Pacific – North Pacific pattern in spring of the previous year). As winter streamflow forecasting concerns, forecasting skill is poor when predictions are made with more than one season in advance, with the exception of some stations located in the Mediterranean sector. However, the accuracy of the forecasting improve significantly when the information provided by the Snow Advance Index in previous October is added. Regarding spring streamflow, reasonable forecasting skill is found in stations in northwest and centre of the IP with climatic information until two seasons in advance. In this case, the main predictors are El Niño<sub>1+2</sub> of previous autumn and winter and the Indian Ocean Dipole in previous autumn.

**Key words:** Teleconnection indices, streamflow, Iberian Peninsula, forecasting.

### RESUMEN

En este trabajo se ha evaluado la capacidad predictiva de los índices de teleconexión de estaciones previas sobre el caudal estacional de los ríos en la Península Ibérica. La base de datos de caudal la conforman 382 estaciones de aforo cubriendo el periodo desde octubre de 1975 hasta septiembre de 2008. Adicionalmente, se consideraron cuatro escenarios de predicción, en función de la información climática disponible con cuatro, tres, dos o una estaciones de adelanto.

Los resultados muestran que las mejores predicciones para el caudal de otoño se localizan en la cuenca mediterránea andaluza, a partir de la información climática del

invierno previo (particularmente de la aportada por la Oscilación del Atlántico Norte y la Oscilación del Ártico), y en las cuencas del Duero y Tajo (siendo en este caso los principales predictores los índices relacionados con el fenómeno de El Niño en el otoño previo, así como la información dada por la Oscilación del Oeste del Mediterráneo y el índice Pacífico Este – Pacífico Norte de la primavera previa). En el caso del caudal de invierno, la predicción con adelanto de más de una estación resulta ser bastante pobre (excepto para algunas estaciones localizadas en el sector mediterráneo). Sin embargo, la información climática obtenida del otoño previo (especialmente la proporcionada por el índice que mide el avance de la nieve en Eurasia en octubre) aporta un incremento en la capacidad predictiva. En el caso del caudal de primavera, la capacidad predictiva encontrada es modesta y particularmente localizada en el cuadrante noroeste de la península, con información de dos estaciones previas (en especial del índice del Niño1+2 en otoño e invierno previos y del índice del dipolo del Océano Índico del otoño previo).

**Palabras clave:** Teleconexiones, caudal, Península Ibérica, Predicción.

## 1. INTRODUCCION

The increasing water demands from various sectors, such as hydropower industry, tourism, and agriculture together with the concerns of the effects of climate change on future water availability have become water resources management a challenging problem. This issue is particularly relevant on the Iberian Peninsula (IP), an area very demanding on water resources and usually under water stress situation.

The large-scale atmospheric circulation patterns are responsible for most of the seasonal to decadal variability in IP rivers. Hence, the identification of main climatic drivers of streamflow variability may provide valuable information for long-range seasonal streamflow forecasting. In particular, several authors have addressed the effects of teleconnection patterns over hydrological variables on the IP (Rodríguez-Puebla et al., 2001; Trigo et al., 2004; Pozo-Vázquez et al., 2005; de Castro et al., 2006; Martín-Vide and López-Bustins, 2006; Lorenzo et al., 2010; Morán-Tejeda et al., 2011; Brands et al., 2012, 2013, among others). On this study, teleconnection indices are evaluated as potential predictors of lagged seasonal streamflow on the IP. In addition, a prediction scheme based on simple linear regression is developed to evaluate the forecasting skills of these teleconnection indices.

## 2. DATA

### 2.1 Teleconnection indices

The monthly time series of Artic Oscillation (AO), North Atlantic Oscillation (NAO), East Atlantic pattern (EA), Pacific/North American pattern (PNA), Western Pacific pattern (WP), East Pacific North Pacific pattern (EP-NP), Scandinavian pattern (SCAND), East Atlantic Western Russian pattern (EA-WR), Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), Pacific Decadal Oscillation (PDO), ENSO indices (specifically: El Niño-1+2, Niño-3, Niño-4, and Niño-3.4 and SOI), were obtained from the Climate Prediction Center (CPC) at the National Center of Environmental Predictions (NCEP; [www.cpc.noaa.gov](http://www.cpc.noaa.gov)). The monthly time series of Indian Ocean Dipole (IOD) and El Niño Modoki (EMI) were obtained from the Japan Agency for Marine-Earth Science

and Technology website ([www.jamstec.go.jp/](http://www.jamstec.go.jp/)). The monthly time series of WeMO were downloaded from the website <http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>. The monthly time series of NPGO were obtained from the website <http://www.o3d.org/npgo/>. The monthly time series of SAI were kindly provided by the Justin Jones in personal communication.

The seasonal teleconnection indices were defined as averages of three months periods: autumn (September to November, ‘son’), winter (December to February, ‘djf’), spring (March to May, ‘mam’) and summer (June to August, ‘jja’). The only exception is the SAI, because this index is a measure of the increasing in snow cover over Eurasia during October, so it is only available in autumn season.

## 2.2 Streamflow database

Monthly streamflow time series were obtained from the following water agencies:

- Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX).  
<http://hercules.cedex.es/anuarioaforos/default.asp>
- Agència Catalana de l’Aigua.  
<http://aca-web.gencat.cat/aca/appmanager/aca/aca/>
- Agencia Andaluza del Agua. <http://www.agenciamedioambienteyagua.es/>
- Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH) de Portugal.  
<http://snirh.pt/>

The compiled dataset comprises 808 gauge stations in Spain, 246 in Portugal, and 326 reservoir entrances in Spain, totalling 1380 data series. Only series with a common period of at least 30 years of record and less than 10% of missing values were considered. After a balance between the spatial density (to cover as much area as possible of the IP), length of series and number of missing values, only stations with less than 10% of missing values in the period from October 1975 to September 2008 (time period was defined in terms of hydrological years instead of natural years) were used. A total of 504 of the 1380 stations that comprise the original database overcame this criterion.

Seasonal time series were averaged from the monthly values, defining winter from January to May (JFM), spring season from April to June (AMJ), summer from July to September (JAS) and autumn from October to December (OND).

The homogeneity of the time series was also checked. The main cause of this possible no natural regime on IP Rivers is the high amount of dams located into the river network. According to Kundzewics and Robson (2004), the Pettitt test was selected (Pettitt, 1979) to check the homogeneity of time series. An advantage of this test is that it is non-parametric, so it does not assume that the data fit any probability distribution. Note that it was applied to the ‘extended’ seasonal streamflow time series (using all available records, not only the selected period). Additionally, in order to evaluate if an abrupt change found from the Pettitt test could be related to a change in the natural regime as a consequence of dam regulation, the percentage of common area between the curves of the annual cycles calculated using data from before and after the change point was calculated. Only the stations where this percentage was found above 50% were considered as homogeneous (totalling 382 of the 504 evaluated). The missing values presented in these seasonal time series were filled using a linear regression. Lastly, the time series were standardized following an approach similar to the proposed by Vicente-Serrano et al. (2011).

### 3. METHODOLOGY

#### 3.1 Identification of stable predictors

Identification of stable predictors was achieved through the analysis of the variability of the correlation between seasonal streamflow and teleconnection indices using a moving window of 15 years. Following the criterion of Ionita et al. (2008) and Gamiz-Fortis et al. (2010) the correlation was considered to be stable for those stations where seasonal streamflow and teleconnection indices were significantly correlated at 90% level for more than 80% of the 15-year windows covering the period 1975–2008 and, furthermore, that the sign of the correlation did not change with time.

#### 3.2 Forecasting scheme

A linear model based on stepwise multiple linear regression was developed for seasonal streamflow forecasting at each gauging station, using as predictors the stable and significantly correlated seasonal teleconnection indices. Seasonal streamflow in autumn, winter and spring were used as predictands. Summer was not considered because of it is the season with lowest streamflow regime and the smallest variability. Four forecasting scenarios were contemplated for each seasonal streamflow forecasting. The number of the scenario indicates the number of seasons in advance with which the prediction is made. For example, in case of autumn streamflow forecast, the predictors used in each scenario were: in the first scenario (referred as '4S' hereafter), the seasonal teleconnection indices of the previous autumn; in the following scenario (3S), the teleconnection indices from one year up to three seasons before (i.e. the seasonal teleconnection indices of the previous autumn and winter); in the next scenario (2S), the teleconnection indices for one year up to two seasons before (i.e. the seasonal teleconnection indices of the previous autumn, winter and spring); in the last scenario (1S), the teleconnection indices from one year up to the previous season (i.e. the teleconnection indices of the previous autumn, winter, spring and summer).

To evaluate the forecasting skill, the following verification measures were used: the Pearson correlation coefficient (named as 'RHO' hereafter), the Root Mean Square Error Skill Score (RMSESS) and the Gerrity Skill Score (GSS). The RHO provides a measure of the linear relation between the 'observed' and 'forecasted' series. The RMSESS is a measure of the forecasting error, which is referred to the climatological mean. Hence, positive (negative) values of RMSESS indicate better (worse) forecasting skill than climatology. The GSS identify the accuracy in forecasting streamflows that are in the same category that observations. The GSS is a weighted sum of elements in the contingency table of possible combinations of the forecast and observed categories, where the weights favour forecast closer to the observed categories. To the calculation of GSS, three categories were considered: below normal, normal and above normal, determined by the 33<sup>rd</sup> and 66<sup>th</sup> terciles. The GSS takes values between minus infinite and 1, where values greater than zero indicate that the forecast model is more skilful than climatology. More details of these verification scores can be found in Jolliffe and Stephenson (2003). Because of the limited length of records, the 'leave one out' procedure was followed to define the calibration and validation subsets. Then, the model was fitted to the calibration ( $N-1$ ) data and tested on the withdraw year. This process was repeated for all years. Hence, the forecasted time series with the same length as the original were created, with calibration and validation subsets being independent in each realization.

#### 4. RESULTS

The stability analysis of correlations between seasonal streamflow and teleconnection indices is shown in Figure 1. This figure indicates the number of gauging stations that present significant and stable (and also strongly stable) correlations with teleconnection indices at different lags. The maps with the location of the stations with stable correlation are not shown, but briefly commented.

Autumn streamflow presents significant correlation with ENSO indices of previous autumn (mainly for stations located in Douro and Tejo Basins, but also some stations located in the upper Jucar and Guadalquivir Basin), but in most cases they are not stable. This feature (many significant but not stable correlations) is also found in correlations between autumn streamflow and WeMO in previous spring and SCAND and SOI in previous summer. Although there are not so much stations stably correlated with SAI of previous autumn and NAO and AO of previous winter, they are grouped in the Mediterranean Andalusian Basin. Moreover, the EP-NP of the previous spring (for stations situated north-western quadrant of the IP), the WeMO of the previous spring (for Miño-Sil and headwaters of Ebro and Tejo Basins) and the EA of the previous summer (for stations in Miño-Sil, Tejo and Guadalquivir Basins) are also important predictors.

Winter streamflow presents significant but not stable correlations with WP and SCAND in previous winter and summer, respectively (in particular in Douro, Tejo and Guadalquivir Basins). Also, the EP-NP of previous spring presents stable correlations in stations located in the northern part of IP. The SCAND of previous autumn is stably correlated with stations in Miño-Sil, Douro, upper Ebro and Tejo Basins. However, the most remarkable results are found for the SAI of previous October, which presents stable correlations with stations in most of the IP, but the Cantabrian and Mediterranean slopes.

In case of spring streamflow, it is stably correlated with some indices of previous summer, such as the EP-NP (with stations in the Mediterranean slope), the PNA (with stations in the Miño-Sil, Douro and headwaters of Tejo Basins), the SCAND (which correlates stably with stations in the Guadalquivir River), the AO (specially with stations in the Miño-Sil, Douro, Tejo and headwaters of Ebro Basins), and the indices related with the ENSO phenomenon, in particular El Niño<sub>1+2</sub> (with stations in the northwestern corner of the IP). Also, the NGPO and IOD in previous autumn present significant and stable correlations with some stations (located in downstream of Guadalquivir and Ebro Rivers in case of the NPGO, and in the Miño-Sil Basin for the IOD). Finally, winter NAO and SCAND present stable correlations with stations located in Tejo and Guadalquivir Basins in case of NAO and with stations in Douro, Tejo and Guadalquivir Basins in case of SCAND.

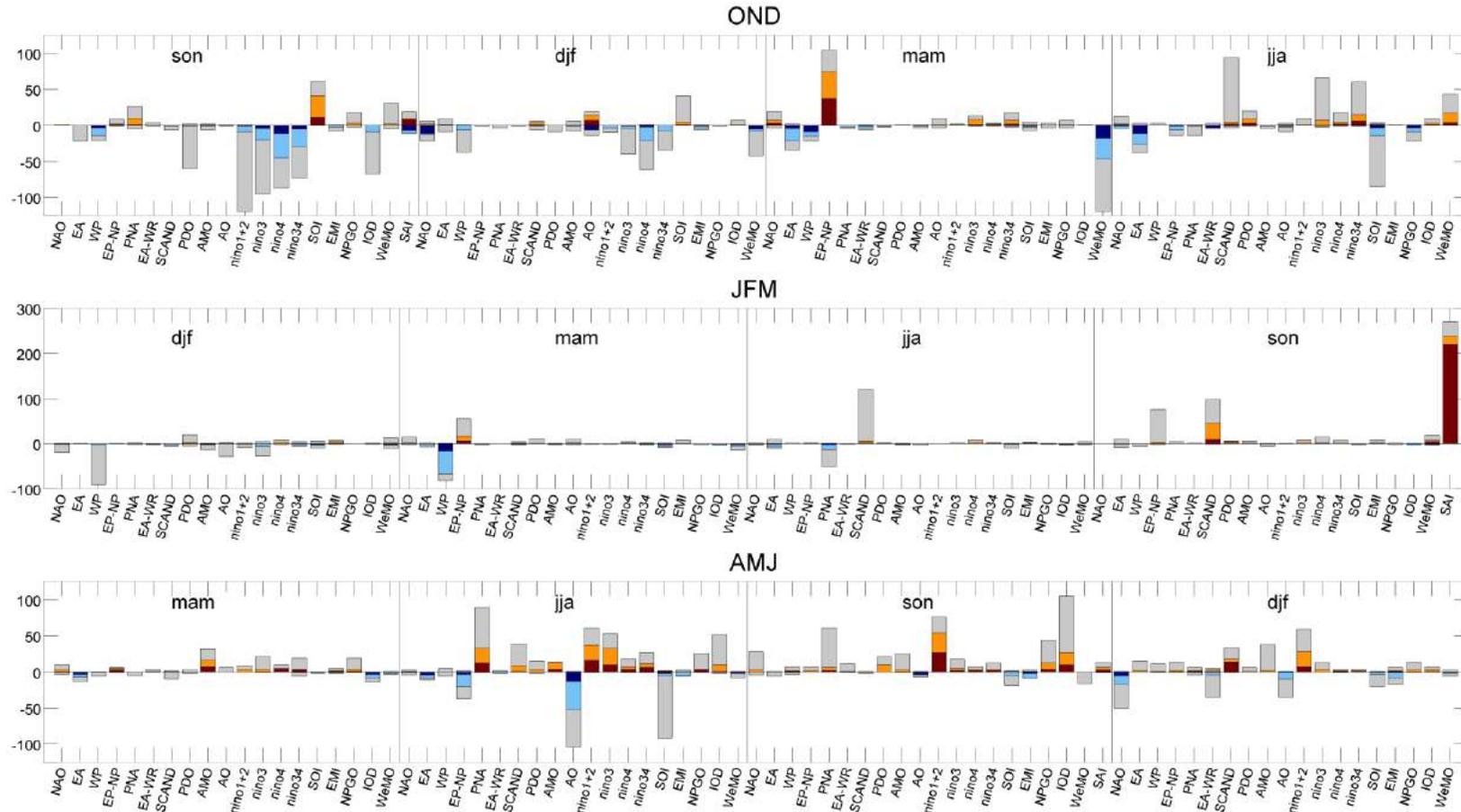


Fig. 1: Number of stations that present a significant (at 95% confidence level) (grey bars), stable (light blue and orange bars) and strongly stable (dark blue and dark red bars) correlation between teleconnection indices of four previous seasons (son –autumn, djf –winter-, mam –spring- and jja–summer-) to the correspondent seasonal streamflow (autumn –OND- in upper panel, winter –JFM- in middle panel and spring –AMJ- in lower panel). Negative numbers mean sum of stations with negative correlations.

Figure 2 summarizes the result for the three verification scores: RHO (Fig. 2a), RMSESS (Fig. 2b) and GSS (Fig. 2c) for the four forecasting scenarios considered. For autumn streamflow forecast, reasonable good forecasting skills are found in the Mediterranean Andalusian Basin (scenario 3S), with RHO, RMSESS and GSS reaching values around 0.6, 15% and 0.4, respectively. Also Douro, upper Ebro and Miño-Sil basins present some forecasting skills, increasing as lead-time forecasting diminishes. There forecasting skill for winter streamflow when considering scenarios 4S, 3S and 2S is limited. However, the scenario 1S shows good forecasting results for most of stations, particularly in centre and western of IP, indicated by values of RHO around 0.6, RMSESS between 10-30% and GSS above 0.4. Regarding spring streamflow, forecasting skills are modest (with RHO, RMSESS and GSS values usually below 0.5, 15% and 0.3 respectively). In this case, teleconnection indices in previous summer (see scenario 3S) seem to have some forecasting skill, especially in Miño-Sil, upper Tejo and Guadalquivir Basins. Additionally, information of teleconnection indices of previous winter (scenario 1S) adds some improvements to the predictions.

## 5. SUMMARY AND CONCLUSIONS

This study presents valuable information about the potential forecasting skill of main teleconnection indices leading seasonal streamflow in the IP. The main conclusions are summarized in the following paragraphs.

Moderate predictions of autumn streamflow in the Mediterranean Andalusian Basin can be made more than two seasons in advance. Particularly, the NAO of previous winter appears as the most stable and highly correlated (0.64 in average) predictor. In case of Douro and Tejo Basins, the teleconnection indices used as predictors are mainly the related to the ENSO phenomenon in previous autumn, and the WeMO and EP-NP of the previous spring. The influence of the ENSO phenomenon on autumn precipitation in the Mediterranean area has been addressed (Mariotti et al., 2002; Rodó et al., 1997). In addition, these results indicated that despite WeMO index has been usually associated with extreme precipitation events over the Mediterranean façade of the IP (Martin-Vide et al., 2006; Hidalgo-Muñoz et al., 2011), there is a significant correlation between autumn streamflow and spring WeMO in the Tejo Basin.

The results obtained in forecasting winter streamflow indicate that predictions can be obtained with the information provided by SAI index in previous October. This result was expected, since SAI has been found a good predictor of following winter AO (Cohen et al., 2011) and NAO (which is a regional manifestation of AO) that are the main climatic drivers of precipitation during winter in the IP. Also, this finding is in the line of the results obtained for Brands et al. (2012, 2013), which found SAI a good predictor of wintertime climate conditions of the IP.

The poorest forecasting results are found in spring streamflow. Only some stations in North-West of IP (in Miño-Sil and Douro Basins) and in the central area of the IP (in Tejo and Guadalquivir Basins) present some forecasting skill. In this case El Niño-1+2 of previous autumn and winter was found the main predictor. The relation between spring precipitation in Europe and ENSO has been underlined before (Rodó et al., 1997;

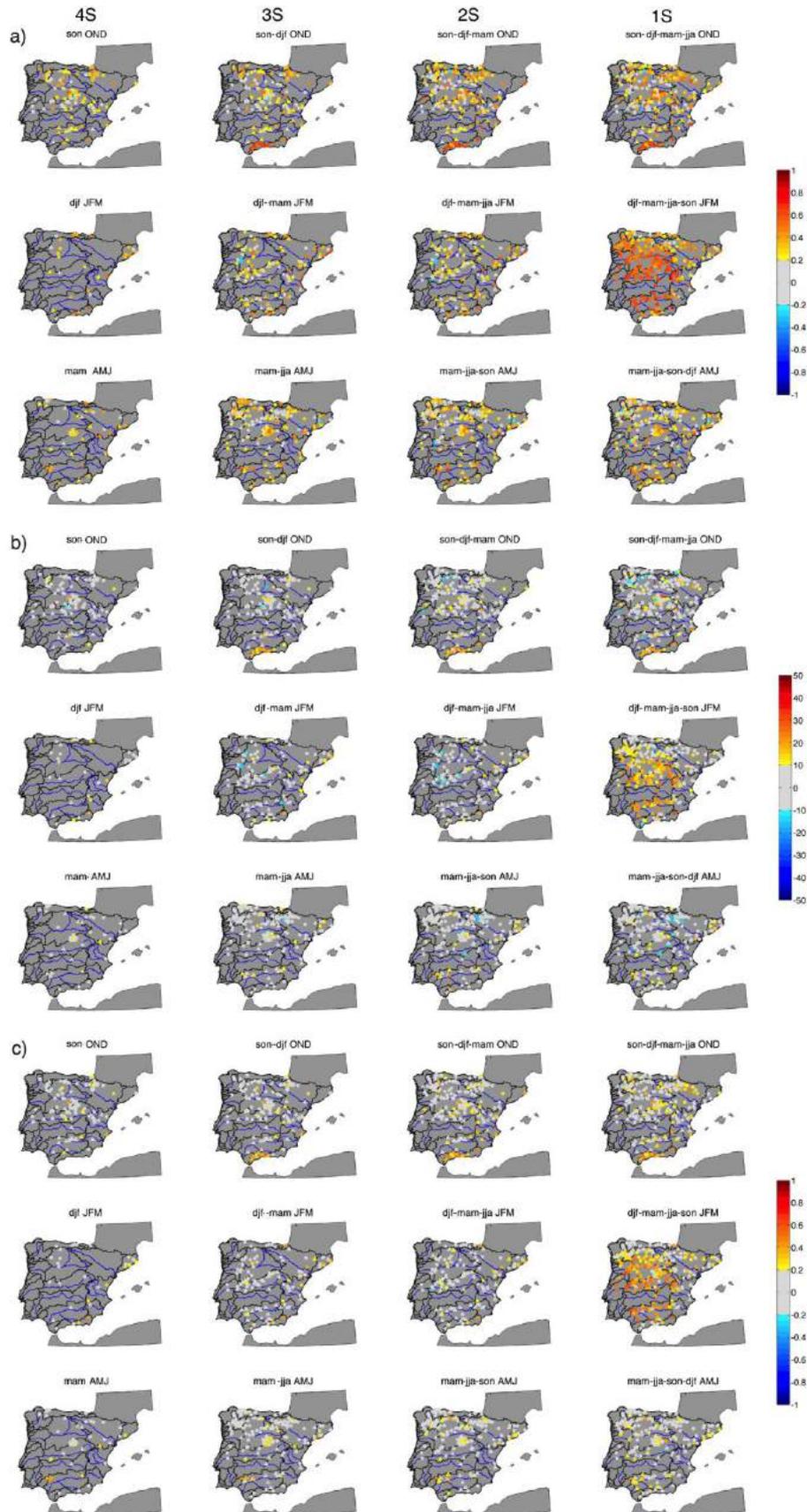


Fig. 2: Results for the verification scores a) RHO, b) RMSESS and c) GSS. In columns the four prediction scenarios considered (named at the top of the column) are presented. In rows each seasonal streamflow to be forecasted (OND, JFM and AMJ) are presented.

Lloyd-Hudges and Saunders, 2002; Mariotti et al., 2002). In particular, Lorenzo et al. (2010) found that, although the negative phase of ENSO almost always announces dry springs in northwestern of the IP, the positive phase of ENSO does not anticipate the appearance of wet springs. Also, SCAND and NAO indices in previous winter were found stable predictors in stations located in central areas of IP. Bearing in mind that winter NAO and SCAND are related to winter precipitation in the IP, this result could be explained by streamflow persistence or a lagged response (through snowmelt in spring).

## 6. ACKNOWLEDGEMENTS

The Spanish Ministry of Science and Innovation, with additional support from the European Community Funds (FEDER), project CGL2010-21188/CLI and the Regional Government of Andalusia, project P11-RNM-7941, which had financed this study.

## 6. REFERENCES

- Brands, S.; Herrera, S. and Gutiérrez, J. M. (2013). “Is Eurasian snow cover in October a reliable statistical predictor for the wintertime climate on the Iberian Peninsula?”. *Int. J. Climatol.*, 34 (5), 1615-1627.
- Cohen, J. and Jones, J. (2011). “A new index for more accurate winter predictions”. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L21701.
- de Castro, M.; Lorenzo, N.; Taboada, J.J.; Sarmiento, M.; Álvarez, I. and Gomez-Gesteira, M. (2006). “Influence of teleconnection patterns on precipitation variability and on river flow regimes in the Miño River basin (NW Iberian Peninsula)”. *Clim. Res.*, 32, 63-73.
- Gámiz-Fortis, S.R.; Esteban-Parra, M.J.; Trigo, R.M. and Castro-Díez, Y. (2010). “Potential predictability of an Iberian river flow based on its relationship with previous winter global SST”. *J. Hydrol.*, 385, 143-149.
- Hidalgo-Muñoz, J.M.; Argüeso, D.; Gámiz-Fortis, S.R.; Esteban-Parra, M.J. and Castro-Díez, Y. (2011). “Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula”. *J. Hydrol.*, 409, 497-511.
- Jolliffe, I.T. and Stephenson, D.B. (2003). *Forecast verification. A practitioner's guide in atmospheric sciences*. John Wiley and Sons (Eds.).
- Kundzewicz, Z.W. and Robson, A.J. (2004). “Change detection in hydrological records”. *Hydrological Sciences Journal*, 49, 7-19.
- Lloyd-Hughes, B. and Saunders, M.A. (2002). “Seasonal prediction of European spring precipitation from El Niño-Southern Oscillation and Local sea-surface temperatures”. *Int. J. Climatol.*, 22, 1-14.
- Lorenzo, M.N.; Taboada, J.J.; Iglesias, I. and Gómez-Gesteira, M. (2010). “Predictability of the spring rainfall in Northwestern Iberian Peninsula from sea surfaces temperature of ENSO areas”. *Climatic Change*, 107, 329-341.
- Lorenzo-Lacruz, J.; Vicente-Serrano, S.M.; López-Moreno, J.I.; González-Hidalgo, J.C. and Morán-Tejeda, E. (2011). “The response of Iberian rivers to the North Atlantic Oscillation”. *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 15, 2581-2597.
- Mariotti, A.; Zeng, N. and Lau, K.M. (2002). “Euro-Mediterranean rainfall and ENSO—a seasonally varying relationship”. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 59-51-59-54.

- Martin-Vide, J. and Lopez-Bustins, J.A. (2006). "The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Iberian Peninsula". *Int. J. Climatol.*, 1475, 1455-1475.
- Morán-Tejeda, E.; López-Moreno, I.; Ceballos-Barbancho, A. and Vicente-Serrano, S.M. (2011). "Evaluating Duero's basin (Spain) response to the NAO phases: spatial and seasonal variability". *Hydrol. Process.*, 25, 1313-1326.
- Pettitt, A.N. (1979). "A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem". *Applied Statistics*, 28, 126-135, 1979.
- Pozo-Vázquez, D.; Gámiz-Fortis, S.R.; Tovar-Pescador, J.; Esteban-Parra, M.J. and Castro-Díez, Y. (2005). "El Niño-southern oscillation events and associated European winter precipitation anomalies". *Int. J. Climatol.*, 25, 17-31.
- Rodó, X.; Baert, E. and Comín, F.A. (1997). "Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation". *Clim. Dynam.*, 13, 275-284.
- Rodríguez-Puebla, C.; Encinas, A.H. and Sáenz, J. (2001). "Winter precipitation over the Iberian peninsula and its relationship to circulation indices". *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 5, 233-244.
- Trigo, R.M.; Pozo-Vázquez, D.; Osborn, T.J.; Castro-Díez, Y.; Gámiz-Fortis, S. and Esteban-Parra, M.J. (2004). "North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula". *Int. J. Climatol.*, 24, 925-944.
- Vicente-Serrano, S.; López-Moreno, J.; Beguería, S.; Lorenzo-Lacruz, J.; Azorin-Molina, C. and Morán-Tejeda, E. (2011). "Accurate Computation of a Streamflow Drought Index". *J. Hydrol. Eng.*, 17, 318-332.

# ACTUALIZACIÓN DE LOS VALORES DEL ÍNDICE DE LA OSCILACIÓN DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL (WEMOI): 1821-2013

Joan Albert LÓPEZ-BUSTINS<sup>1</sup>, Javier MARTÍN-VIDE<sup>1</sup>, Mariano BARRIENDOS<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Grup de Climatologia, Facultat de Geografia i Història, Universitat de Barcelona*

<sup>2</sup>*Departament d'Història Moderna, Universitat de Barcelona*

*jlopezbustins@ub.edu, jmartinvide@ub.edu, mbarriendos@ub.edu*

## RESUMEN

En 2014 se cumplen 8 años desde la publicación de la propuesta del patrón de variabilidad de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) en una revista científica internacional y 12 años desde su primer planteamiento en el III Congreso de la Asociación Española de Climatología, en Palma de Mallorca. Desde entonces, los usos de su índice (WeMOi) y sus referencias internacionales en revistas incluidas en el *Journal Citation Reports* han rebasado el medio centenar. Los autores que han trabajado y trabajan con el índice son principalmente científicos del campo de las Ciencias de la Tierra de origen español, italiano y francés. Como reflejo de lo anterior, las peticiones recibidas en el *Grup de Climatologia* (Universitat de Barcelona) sobre la actualización de los valores del WeMOi han sido constantes a lo largo de los últimos años. Con esta publicación se pretende (1) asentar la metodología de actualización de dichos valores y (2) presentar la evolución temporal más reciente de éstos. La metodología se basa en datos instrumentales de presión atmosférica de las series de referencia de San Fernando, en el suroeste peninsular ibérico, y de Padua, en el valle del Po. Se han llevado a cabo correcciones y homogenizaciones internas en algunos valores a resolución diaria a lo largo de todo el período de estudio, que abarca prácticamente dos centurias: 1821-2013. Asimismo, en este trabajo se detallan los procedimientos de estandarización de los valores de presión y el cálculo de los valores del índice a las distintas escalas temporales. Los valores del WeMOi muestran una fase negativa en los primeros años del presente siglo. La base de datos mensuales del WeMOi está actualmente accesible en la página web del Grupo de Climatología.

**Palabras clave:** Índice de Teleconexión, Oscilación del Mediterráneo Occidental, Patrón de Variabilidad, Presión Atmosférica, Series Climáticas Seculares, WeMOi.

## ABSTRACT

It is 8 years since the Western Mediterranean Oscillation (WeMO) pattern came to light in an international scientific journal. The first approach of the WeMO was showed at the 3<sup>rd</sup> AEC Meeting in Palma de Mallorca. The uses of the WeMO index (WeMOi) and its references in international journals included in the *Journal Citation Reports* have gone beyond the 50 cites. Those authors interested in the WeMOi are mainly Earth's scientists from Spain, Italy and France. Consequently, the Climatology Group (University of Barcelona) has received a large number of petitions on updated WeMOi data along the last years. With this work we are willing (1) to establish the methodology followed for updating WeMOi values and (2) to show a very recent time evolution of these values. Methodology is based on instrumental barometric data from San Fernando (SW Spain) and Padua (N Italy). We have carried out several corrections and homogenisations in some values at daily time scale along the whole study period: 1821-2013. The standardization process of the atmospheric pressure data and that calculation of the WeMOi

values are properly exposed in this work. The WeMOi values show a negative phase at the beginning of the present century. Monthly database is currently available at the Climatology Group website.

**Key words:** Atmospheric Pressure, Long Climatic Series, Teleconnection Index, Variability Pattern, WeMOi, Western Mediterranean Oscillation.

## 1. TRAYECTORIA CIENTÍFICA DE LA WEMO

Los índices de teleconexión son indicadores numéricos de conexiones a distancia en los subsistemas atmosférico y oceánico. Estas conexiones se detectan, normalmente, en los comportamientos sincrónicos entre algunos centros de acción, anticiclones y depresiones, más o menos alejados a distintas escalas temporales. La escala geográfica de estas conexiones oscila entre extensas áreas, como es el caso de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO: *North Atlantic Oscillation*), y ámbitos más regionales, como es el caso de la conexión que se trata en este trabajo: la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO: *Western Mediterranean Oscillation*). La WeMO se define como la conexión atmosférica entre el suroeste peninsular ibérico y el norte de Italia (Martín-Vide, 2002) (Fig. 1). Esta oscilación se caracteriza en su fase positiva por altas presiones en el suroeste peninsular (comúnmente, se trata del anticiclón de las Azores) y bajas presiones en el norte de Italia (asociadas normalmente a la depresión del Golfo de Génova). El cálculo de su índice (WeMOi) cubre casi dos centurias (1821-2013) gracias a la localización de series barométricas seculares en sendas regiones del dipolo: San Fernando (Cádiz) y Padua (Véneto). El origen de su planteamiento se halla en la baja correlación estadística entre la pluviometría de la fachada oriental de la península ibérica y el índice de la NAO (NAOi) (Rodó *et al.*, 1997; Esteban-Parra *et al.*, 1998). Esta franja tiene un sumo interés en cuanto a irregularidad pluviométrica, hecho que propició en su momento la necesidad de ensayar un patrón de variabilidad a escala regional acotado a la cuenca occidental del Mediterráneo (Martín-Vide, 2002). La mayor influencia climática del patrón se ha detectado en la variabilidad pluviométrica de la península ibérica a lo largo del semestre frío del año (Martín-Vide y López-Bustins, 2006). La ocurrencia de su fase normal, o positiva, conlleva circulación de vientos del noroeste que dan lugar a anomalías positivas de precipitación en la franja cantábrica, un área geográfica que también presenta una débil influencia de la NAO (Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2004; López-Bustins *et al.*, 2008), y anomalías negativas en la fachada mediterránea. El desprendimiento de borrascas profundas sobre el Golfo de Cádiz o el fortalecimiento del anticiclón centroeuropeo favorecen la ocurrencia de la fase negativa de la WeMO, estableciéndose una circulación de flujos mediterráneos sobre la península que revierte la distribución espacial de las anomalías de precipitación.

Desde su primera formulación en el III Congreso de la Asociación Española de Climatología, en Palma de Mallorca, (Martín-Vide, 2002), y su posterior publicación internacional en la revista *International Journal of Climatology* (Martín-Vide y López-Bustins, 2006), sus usos y aplicaciones se han extendido entre los estudiosos de las Ciencias de la Tierra en el ámbito mediterráneo. Esta publicación internacional se ha citado en más de medio centenar de ocasiones, excluyendo las autocitas, en revistas indexadas en *Journal Citation Reports* (Tabla 1). Sus aplicaciones en el campo de la Agricultura y la Biología han sido notables (Tabla 2), sobre todo, en trabajos relacionados con la variabilidad de poblaciones de especies marinas (Martín *et al.*, 2012; Aizpurua *et al.*, 2013; Coll *et al.*, 2014). Los científicos que más han usado el WeMOi proceden del ámbito mediterráneo noroccidental. Las palabras claves dan cuenta de que el índice se ha aplicado principalmente en trabajos de Climatología española relacionados con la intensidad

de la precipitación en el ámbito mediterráneo. Al hilo de ello, se corrobora la óptima potencialidad del índice a resolución diaria para el estudio de episodios torrenciales en algunas áreas (López-Bustins, 2007).

La petición de una actualización periódica del índice ha sido solicitada reiteradamente al *Grup de Climatologia* de la Universitat de Barcelona por un listado medianamente largo de científicos del campo de las Ciencias de la Tierra de origen mayoritariamente español, italiano y francés. El marco científico del presente Congreso de la Asociación Española de Climatología es una excelente oportunidad para presentar los valores actualizados del WeMOi y los procedimientos seguidos para su cálculo.



Fig. 1: Transecto de la WeMO sobre la cuenca occidental del Mediterráneo (centro) y localización de las estaciones que componen las series barométricas seculares de referencia para el cálculo del índice de la WeMO (WeMOi): San Fernando, en el extremo meridional de la península ibérica (izquierda), y Padua, en el extremo oriental de la Llanura Padana (derecha).

<b>Año</b>	<b>Citas (excluyendo las autocitas)</b>
2006	0
2007	4
2008	1
2009	9
2010	7
2011	10
2012	7
2013	12
2014	3
<b>Total</b>	<b>53</b>

Tabla 1: NÚMERO DE CITAS RECIBIDAS HASTA EL 30 DE MAYO DE 2014 DEL TRABAJO DE MARTÍN-VIDE Y LÓPEZ-BUSTINS (2006) PUBLICADO EN LA REVISTA *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY* EL 11 DE SEPTIEMBRE DE 2006. EN LA TABLA SE EXCLUYEN 7 AUTOCITAS. FUENTE: BASE DE DATOS *SCOPUS*.

Revista	Temática	País de origen de los autores	Palabra clave
<i>International Journal of Climatology</i> (5)	Ciencias de la Tierra (34)	España (38)	España (17)
<i>Journal of Geophysical Research D Atmospheres</i> (3)	Ciencias agrícolas y biológicas (18)	Italia (7)	Mar Mediterráneo (15)
<i>Journal of Hydrology</i> (3)	Ciencias ambientales (17)	Francia (7)	Intensidad de la precipitación (14)

Tabla 2: LAS TRES REVISTAS, TEMÁTICAS, PAÍS DE ORIGEN DE LOS AUTORES Y PALABRAS CLAVES MÁS FRECUENTES DE LOS TRABAJOS INTERNACIONALES QUE CITAN EL ARTÍCULO DE MARTÍN-VIDE Y LÓPEZ-BUSTINS (2006). SE INDICA EL NÚMERO DE TRABAJOS ENTRE PARÉNTESIS. ALGUNAS CITAS ESTÁN INCLUIDAS EN MÁS DE UNA TEMÁTICA, PAÍS Y PALABRA CLAVE. FUENTE: BASE DE DATOS SCOPUS.

## 2. ACTUALIZACIÓN Y REVISIÓN DE LOS VALORES DIARIOS DE LAS SERIES BAROMÉTRICAS DEL DIPOLO

### 2.1. San Fernando

La serie del suroeste peninsular está constituida principalmente por las observaciones meteorológicas realizadas en dos estaciones: Cádiz (observaciones de los hermanos Urrutia) (1821-1869) y San Fernando (Observatorio de Marina, ROA) (1870-2013). Estos datos proceden del proyecto IMPROVE (Camuffo y Jones *et al.*, 2002) donde ya se trataron algunas inhomogeneidades. Estas series de presión del suroeste español no están reducidas al nivel del mar, pero este hecho no afecta a los valores del WeMOi porque las series del dipolo se estandarizan individual y previamente antes de calcular las diferencias entre ellas para obtener el valor del índice. El Observatorio de Marina se halla a unos 30 m sobre el nivel del mar y la ciudad de Cádiz a unos 20 m sobre un tómbolo, aunque se desconoce a día de hoy la ubicación exacta de las observaciones realizadas por los hermanos Urrutia dentro el casco urbano gaditano. Aún así, se considera que éstas se hicieron a una altura sobre el nivel del mar muy similar a la del Observatorio de Marina. San Fernando y Cádiz se hallan a una distancia de poco más de 10 km (Fig. 1). Hay un período de solapamiento de datos diarios entre la serie de Cádiz y San Fernando de 11 años (1870-1880) que permitió aplicar un leve ajuste sobre los valores de Cádiz que aparecían algo más elevados (1,14 hPa de media), sobretodo en los meses estivales, respecto a los valores registrados en San Fernando (Fig. 2). Para hacer las correcciones se halló una regresión lineal entre las diferencias de presión diaria entre ambos observatorios y la temperatura media diaria que también registraron los hermanos Urrutia en Cádiz. El ajuste resultó satisfactorio al 99% del nivel de confianza ( $r = 0,66$ ) y con una variabilidad explicada del 43%, donde se deduce una mayor diferencia de presión diaria entre ambas series cuanto más elevada es la temperatura media diaria. En la Fig. 2 se puede apreciar cómo los valores homogenizados del mes de julio, el mes con la mayor diferencia (2,18 hPa) entre ambos observatorios, muestran una oscilación dentro de la misma horquilla de valores que aquéllos registrados posteriormente en San Fernando.

En la Fig. 3 se puede comprobar que la serie barométrica del suroeste peninsular está prácticamente completa para todo el período 1821-2013. Casi el 75% de los datos corresponden a San Fernando, seguido de los valores de los hermanos gaditanos (24,4%). No obstante, aparece un pequeño porcentaje (1,0%) de la prensa local del “Diario El Comercio” durante los años 1851 y 1852. Se extraviaron los cuadernos de anotaciones de los hermanos Urrutia de ese par de años

(Barriendos *et al.*, 2002). Los datos de este diario local proceden de un observador privado de identidad desconocida de la ciudad de Cádiz y fueron considerados en el proyecto IMPROVE para rellenar dicho hueco. También hay un porcentaje muy menor (0,6%) perteneciente al observatorio de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en Rota, que se halla a unos 20 km al noroeste de San Fernando (Fig. 1). Los datos de Rota son principalmente del período comprendido entre los meses de junio de 1989 y julio de 1990, ambos inclusive. En esos años es cuando la AEMET instaló en el recinto del observatorio una estación automática digital (modelo SEAC) con adquisición de presión atmosférica, entre otras variables, cada 10 minutos (ROA, 1990, 1991 y 2012). El instrumental no estaba bien calibrado durante los primeros años y dio lugar a medidas erróneas hasta 1994, las cuales se pudieron corregir en parte en la tesis de López-Bustins (2007). En la actualidad, las medidas continúan haciéndose con el barómetro de la estación automática el cual es sometido a un plan de verificación semestral (personal del ROA, comunicación personal). Los datos para actualizar la serie son proporcionados directamente por el personal del Observatorio de Marina quienes suministran los datos calibrados y en mm de Hg al nivel de estación (32 m).

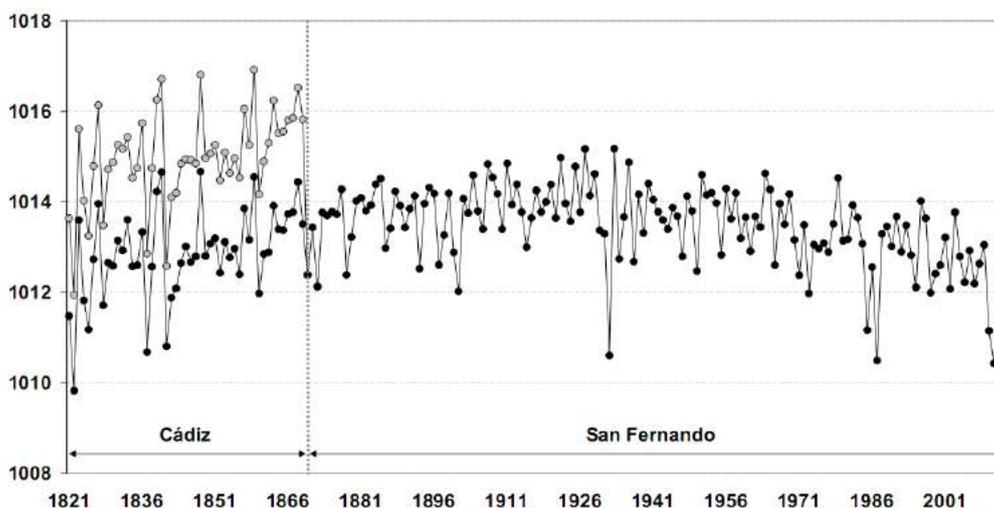


Fig. 2: Evolución de la presión atmosférica media (en hPa) en el mes de julio a nivel de estación en Cádiz, por parte de los hermanos Urrutia durante el período 1821-1869, y en San Fernando, por parte del Observatorio de Marina durante el período 1870-2013. Los círculos grises del período 1821-1869 son los datos originales inhomogéneos y los círculos negros son estos mismos datos corregidos.

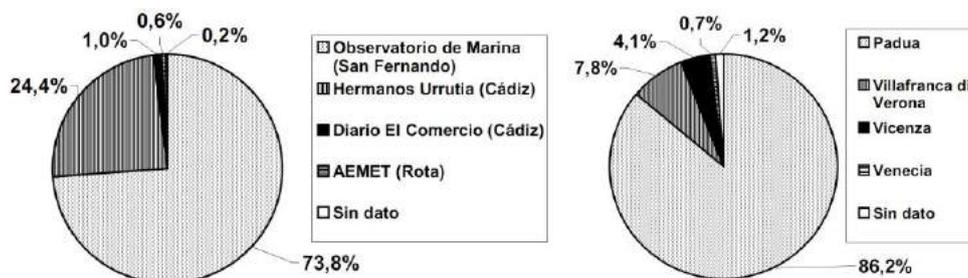


Fig. 3: Porcentaje del volumen de datos sobre el total de los 73.490 días (transcurridos entre el 1 de enero de 1821 y el 31 de diciembre de 2013) aportados por distintos observatorios a las series representativas del dipolo: San Fernando (izquierda) y Padua (derecha).

## 2.2. Padua

La reconstrucción de la serie barométrica del extremo oriental del valle del Po se llevó a cabo mayoritariamente con los datos tomados en el Castillo de Ezzelino en la ciudad de Padua. Estos datos fueron extraídos del proyecto IMPROVE (1821-1990) y homogenizados a resolución diaria por parte de los científicos italianos Maugeri *et al.* (2004). Se incorporaron los datos de Vicenza (1991-2000), proporcionados por estos mismos científicos Maugeri *et al.* (2003), para completar la serie hasta el final del siglo XX (López-Bustins, 2007), donde se hizo especial énfasis en la homogeneidad espacial de la presión atmosférica para reconstruir series de esta variable meteorológica. Vicenza se encuentra a unos 30 km al noroeste de Padua (Fig. 1). Padua se halla a 12 m sobre el nivel del mar y Vicenza a 40 m, pero no supuso ninguna inhomogeneidad porque ambas series estaban reducidas al nivel del mar.

Para actualizar los datos hasta 2013 hacía falta conseguir una observación de referencia en el norte de Italia que mostrara continuidad y fiabilidad para el cálculo de los valores del WeMOi en el futuro. No hubo continuidad de observación en Padua a partir del año 1997 e incluso los datos posteriores a 1990 se tuvieron que descartar para su tratamiento climatológico como bien expusieron Maugeri *et al.* (2004) en su trabajo de homogenización de series diarias de presión atmosférica en la Llanura Padana. En un primer intento de actualización, se intentó recuperar los datos más recientes de la serie de Vicenza procedentes de las fuerzas aéreas, pero no hubo éxito para hallar continuidad de la serie a partir de 2008. Seguidamente, se inició la búsqueda de datos de otros observatorios en Padua o cercanos a la ciudad. Se rastreó hasta en 6 bases de datos distintas, entre ellas, cabe destacar la *Banca Dati Agrometeorologica Nazionale* y el *Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare Italiana*, pero no se encontró una serie sistemática en Padua o en un radio de 50 km (dentro de la unidad geográfica del valle del Po en su vertiente norte). Se hallaron buenas series en Teolo (10 km al suroeste de Padua), Venecia (35 km al este), Malo (40 km al noroeste), Treviso (40 km al noreste) y Cavallino-Treporti (45 km al este) (Fig. 1); pero ninguna de ellas mostraba una continuidad sin lagunas hasta la actualidad y sin tramos inhomogéneos. Finalmente, se escogió una serie homogénea del aeropuerto de Verona, ubicado en el municipio de Villafranca di Verona, la cual se halla 68 m sobre el nivel del mar, 75 km al oeste de Padua y 50 km al suroeste de Vicenza. Es una serie de las fuerzas aéreas italianas como Vicenza, pero sus datos están disponibles y son actualizados con una elevada frecuencia en la web del proyecto ECA&Dataset (<http://www.ecad.eu>) (Klein Tank *et al.*, 2002). La web ofrece datos diarios de esta serie desde enero de 1999 hasta la actualidad sin hueco alguno.

También se consideró una serie completa de Venecia que cubre 101 años de datos diarios (1900-2000) del *Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti de Venecia*. Este instituto nos proporcionó los datos del *Osservatorio Meteorologico Padri Cavanis* de Venecia situado en el tejado del *Istituto Cavanis* a 18 m sobre el nivel del mar. Tanto los datos de presión de Villafranca di Verona como de Venecia se obtuvieron ya reducidos al nivel del mar. Con la serie de Venecia se pudieron rellenar directamente 490 días del período 1906-1938. La serie fue comparada con la serie de Padua durante este período y presentó unas diferencias coherentes, según el factor de continentalidad, mostrando un suave ciclo anual. Se hicieron pequeñas correcciones a partir de dicha comparación añadiendo 0,5-1 hPa a los datos de Venecia en dicho período para rellenar los huecos de Padua. Tras estos últimos rellenos, la serie representativa del norte de Italia presenta solamente 860 días (1,2%) sin dato a lo largo de 193 años (Fig. 3). Actualmente, más del 85% de los datos son de Padua y solamente alrededor de un 8% corresponden a la nueva serie de Villafranca di Verona.

En la Fig. 4 se muestra la evolución anual de la presión atmosférica reducida a nivel del mar de las series de Padua, Vicenza, Villafranca di Verona y del conjunto de la Llanura Padana, ésta

última extraída del trabajo de Maugeri *et al.* (2004). La presión media anual de Padua y Vicenza evolucionan de formar muy similar, hecho que evidencia la necesidad de no homogenizar los datos de Vicenza y preservar la variabilidad natural, sobretodo, a una escala tan fina como es la diaria. Se halla una buena correspondencia entre las series de Vicenza y Padua hasta 1990, a partir de entonces la serie de Padua se desmarca tanto de la serie de Vicenza como de la del conjunto del valle del Po por presentar valores inhomogéneos (Maugeri *et al.*, 2004). La presión media de la Llanura Padana oscila paralelamente a las dos series anteriores, pero se distancia moderadamente en algunos años. Es debido a que esta serie también está reflejando, a parte de Padua, la presión atmosférica de enclaves relativamente lejanos como Milán o Turín, entre otros. La serie de Villafranca di Verona solamente se solapa en un par de años con la serie de Vicenza y ambas muestran unos valores similares. Este período de solapamiento se extiende concretamente desde el 1 de enero de 1999 hasta el 1 de abril de 2001 (822 días). Son 818 días de solapamiento (4 días sin dato en la serie de Vicenza) que son esenciales para hacer la homogenización de los datos de Villafranca di Verona. Para estos 818 días, Villafranca di Verona (1.015,81 hPa) presenta una presión media muy ligeramente superior (0,01 hPa) a la de Vicenza (1.015,80 hPa). No obstante, si separamos los días con una mayor dinámica atmosférica (de octubre a marzo) de los días del semestre cálido (de abril a septiembre), las diferencias medias son algo mayores. Respecto a Vicenza, Villafranca di Verona tiene una presión media 0,07 hPa superior durante el período frío y 0,07 hPa inferior durante el período cálido. Son resultados coherentes teniendo en cuenta la ubicación geográfica más continental de Villafranca di Verona respecto a Vicenza (Fig. 1). La desviación media de las diferencias diarias entre ambas series no alcanza 1 hPa, concretamente, tiene un valor de 0,61 hPa. A pesar de que las diferencias son pequeñas es importante centrar los esfuerzos en corregir mínimamente estos valores porque la mayoría de estudios realizados y peticiones recibidas requieren los datos más recientes del WeMOi. Además, por el momento, los valores de presión de Villafranca di Verona serán de ahora en adelante los de referencia para construir el WeMOi en su polo nororiental.

Se observó un ciclo intraanual en las diferencias diarias de presión entre ambos observatorios, siendo positivas en los meses fríos y negativas en los cálidos. En consecuencia, se optó por corregir levemente los meses invernales potencialmente afectados por el anticiclón invernal centroeuropeo (restando 0,1 hPa a los días de diciembre y febrero, y algo más a los días centrales del invierno –enero– con 0,2 hPa). Las mismas correcciones, pero en signo opuesto, se aplicaron a los días estivales (junio, julio y agosto). Tras las leves correcciones se obtuvo una diferencia media diaria entre ambos observatorios de 0,00 hPa. Las diferencias diarias por semestres también se anularon (0,00 hPa), corrigiéndose las diferencias b́aricas intraanuales entre ambos observatorios. Las futuras actualizaciones de la serie de Villafranca di Verona deberán someterse a estas pequeñas correcciones en los meses señalados. En la Fig. 5 se presenta un ajuste muy satisfactorio entre ambas series diarias de presión, una vez aplicados los ajustes a la serie de Villafranca di Verona, con una  $r^2$  prácticamente de 1. Solamente en el 1,2% de los 818 días se observa una diferencia b́arica superior a 2 hPa entre ambos observatorios, y el 81,4% de los días muestra una diferencia inferior a 1 hPa.

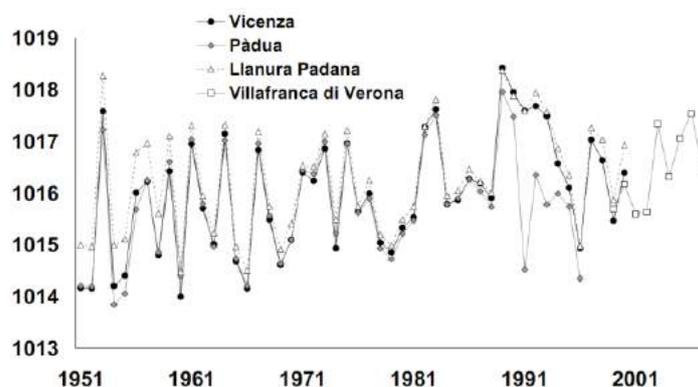


Fig. 4: Evolución de la presión atmosférica media anual (en hPa) reducida al nivel del mar observada en Vicenza, Padua, Villafranca di Verona y en el conjunto de la Llanura Padana durante el período 1951-2007.

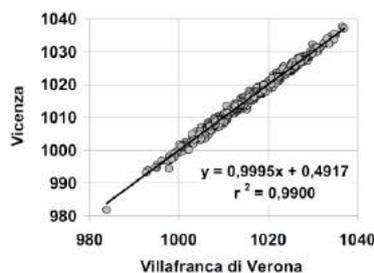


Fig. 5: Regresión lineal entre las series diarias de presión atmosférica (en hPa) de Vicenza y Villafranca di Verona durante el período 01-01-1999 – 01-04-2001 una vez aplicadas las correcciones en los meses más fríos y cálidos del año.

### 3. PROCESO DE ESTANDARIZACIÓN Y HOMOGENEIDAD DE LOS VALORES DEL WEMOI

En el proceso de estandarización de los valores diarios del WeMOi se toma de referencia el treinteno reciente 1981-2010 a razón de cubrir 10, 8 y 12 años de las series de Padua, Vicenza y Villafranca di Verona, respectivamente. Hasta el momento se había usado siempre el treinteno convencional 1961-1990 (Martín-Vide y López-Bustins, 2006), pero ante la automatización de registros y el uso de nuevas series se ha considerado un período de solapamiento anterior y posterior a la década de los 1990. Durante esta década es cuando se han acontecido los cambios más importantes en los registros de las series del índice. Se consideran todos los días del treinteno (desde el 1 de enero de 1981 hasta el 31 de diciembre de 2010) para el cálculo de la media y desviación tipo de referencia. De esta forma, se detectan todos los episodios de levante (fase negativa de la WeMO) por débiles que se presenten. De lo contrario, éstos pasarían desapercibidos ante las medias del índice profundamente negativas en otoño, y episodios leves quedarían erróneamente realzados en los meses invernales cuando el WeMOi sustenta medias más elevadas. Los detalles sobre el proceso de tipificación diaria del índice se pueden hallar en el capítulo 1 de la tesis de López-Bustins (2007).

La reconstrucción a escala diaria garantiza unos valores fiables para la escala mensual y anual, que son las más usadas y pedidas para estudios climáticos y ambientales. La estandarización

mensual se lleva a cabo calculando previamente las medias mensuales de cada serie del dipolo a partir de los datos diarios. Si un determinado mes de alguna de las series de referencia contiene más de diez lagunas diarias es contabilizado sin dato mensual para el índice. Se calculan las anomalías normalizadas mensuales para ambas series, considerando también el treinteno 1981-2010, y se hallan las diferencias entre ellas (San Fernando menos Padua). Los valores estacionales y anuales del índice se obtienen promediando los valores mensuales de éste.

Se evaluó la homogeneidad de los valores del WeMOi por meses mediante el test de *von Neumann*. Previamente, se aplicó el ajuste estadístico *Kolmogorov-Smirnoff* para confirmar previamente la distribución normal de los valores mensuales de ambas series y del mismo índice para todo el período 1821-2013. Se dedujo que los valores del índice de los meses fríos son homogéneos, pero, en cambio, aquéllos pertenecientes a los meses de finales de primavera y verano contienen inhomogeneidades. También se aplicó el test de *Pettitt* a los valores del WeMOi por meses y volvieron a obtenerse los mismos meses inhomogéneos. Este test nos permitió detectar un “*break point*” en todos estos meses inhomogéneos alrededor de los años de enlace (1860-1880) entre la serie de Cádiz y San Fernando (Fig. 6). En consecuencia, se aplicó el test de *von Neumann* a los valores medios mensuales de las series de San Fernando y Padua, y se confirmó la hipótesis de que el período de observación de los hermanos Urrutia (Cádiz) en la serie de San Fernando continúa siendo inhomogéneo, a pesar de los intentos realizados para corregirlo. Mientras los valores mensuales de presión atmosférica de Padua resultaron homogéneos a lo largo de todo el año, en San Fernando se detectaron inhomogeneidades en algunos meses primaverales y estivales. Además, como se hace referencia en el apartado 2.1., los meses que mostraban una mayor discrepancia en la serie de Cádiz respecto a los valores de San Fernando eran precisamente los meses estivales. Las futuras mejoras de los valores del WeMOi en próximas actualizaciones deben ir en esta dirección. Mientras, se opta por categorizar los datos diarios, mensuales y anuales del WeMOi en tres categorías con el objetivo de informar a los usuarios del índice: 1) fiable, 2) moderadamente fiable y 3) sin dato disponible. Los datos moderadamente fiables son principalmente los valores del WeMOi calculados a partir de las observaciones de Cádiz y los rellenos realizados con datos puntuales de Rota, en el caso de San Fernando, y de Venecia, en el caso de Padua. Los valores mensuales del WeMOi obtenidos con 4-10 huecos diarios a lo largo del mes en alguna de las dos series de referencia también han sido considerados moderadamente fiables. De los 70.492 días comprendidos entre el 1 de enero de 1821 y el 31 de diciembre de 2013, el WeMOi dispone de datos fiables y moderadamente fiables en el 65,3 y 33,3% de ellos, respectivamente. No hay ningún tipo de dato disponible solamente en el 1,4% de los días. Para los 2.316 valores mensuales del WeMOi, estos porcentajes son prácticamente idénticos (65,2, 33,6 y 1,2%) y, para los 193 anuales, el porcentaje de datos fiables es algo más bajo: 62,2, 34,2 y 3,6%.

#### 4. EVOLUCIÓN TEMPORAL RECIENTE DEL WEMOI EN INVIERNO

Se representa, a modo ilustrativo de la reconstrucción del WeMOi llevada a cabo a lo largo de 193 años, la evolución temporal de los valores del índice para invierno (diciembre, enero y febrero). En esta estación del año no se detectan inhomogeneidades a lo largo de todo el período de estudio y el WeMOi tiene una fuerte influencia sobre la variabilidad pluviométrica en las franjas mediterránea y cantábrica de la península ibérica. En la Fig. 7 se muestra la evolución temporal de dichos valores junto con las anomalías tipificadas de precipitación invernal en Valencia (1837-2010) y Bilbao (1910-2010), extraídas del trabajo de Oliva *et al.* (2006) y actualizadas con datos del proyecto ECA&Dataset. Estas series son representativas de las citadas franjas peninsulares y se correlacionan al 99% del nivel de confianza con el WeMOi: Valencia ( $r = -0,44$ ) y Bilbao ( $r = 0,57$ ). Incluso, ambas series están correlacionadas negativa y estadísticamente entre ellas al 99% del nivel de confianza ( $r = -0,34$ ). Cabe destacar la fase extremadamente negativa de la WeMO

acontecida a mediados del siglo XIX y que se correspondió con precipitaciones muy abundantes en Valencia. Oliva *et al.* (2006) relacionaron esta oscilación extrema del índice, asociada a un clima extremo en Valencia, con las últimas pulsaciones de la Pequeña Edad de Hielo. Durante la mayor parte del siglo XX los valores del WeMOi fueron positivos, correspondiéndose con anomalías positivas de precipitación en Bilbao y modestas en Valencia. Los valores positivos del WeMOi se mantuvieron estables a lo largo del pasado siglo hasta que en la década de 1990 tuvo lugar una fase extrema negativa del WeMOi. Ésta fue correspondida con ciclos anómalos de precipitación en ambas series pluviométricas, destacándose la grave sequía acontecida en el País Vasco entre 1994 y 1995 (Olcina Cantos, 2001). Desde entonces, los valores del WeMOi invernales se mantienen en valores más bien negativos cerrando el ciclo o fase positiva observada a lo largo del siglo XX.

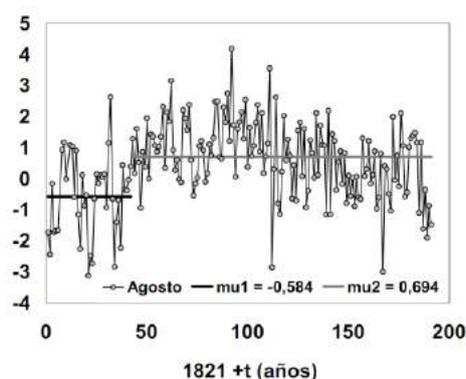


Fig. 6: Valores del test de homogeneidad de *Pettitt* obtenidos de los valores mensuales del WeMOi en agosto de todo el período.

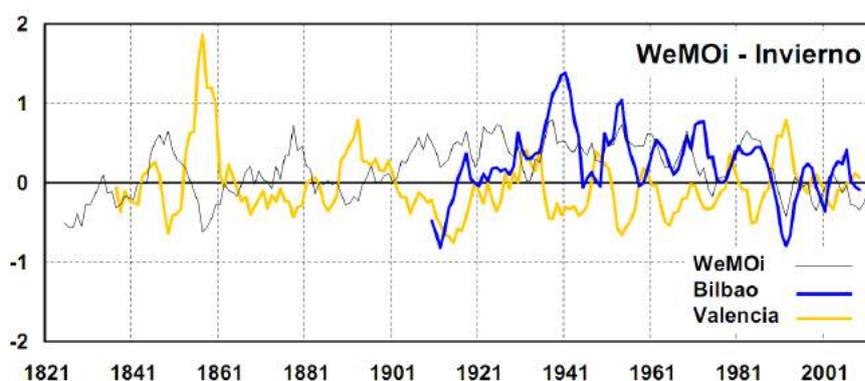


Fig. 7: Medias móviles de 5 años de los valores invernales (diciembre, enero y febrero) del WeMOi y las series estandarizadas de precipitación invernal de Bilbao y Valencia a lo largo del período 1821/1822-2012/2013.

## 5. APUNTES FINALES

- Se constatan dos series de referencia con datos accesibles para actualizar periódicamente el WeMOi: San Fernando (suroeste de España) y Villafranca di Verona (norte de Italia).
- Para mejorar la calidad del índice no solamente se debe continuar trabajando en la línea de actualización, sino, también en la revisión de todo el período para corregir las inhomogeneidades y rellenar las lagunas aún existentes.

- El principal período a revisar en el futuro son las observaciones de los hermanos Urrutia en Cádiz entre 1821 y 1869. La incógnita aún por resolver sobre la ubicación exacta de sus observaciones y del instrumental utilizado dificulta su homogenización.
- El cambio de emplazamiento de los registros barométricos en el nodo de la Llanura Padana no ha implicado inhomogeneidad alguna a pesar de la distancia considerable entre la nueva serie (Villafranca di Verona) y la original (Padua).
- El WeMOi invernal muestra una buena correspondencia con las variaciones de precipitación en las regiones de influencia de la fachada norte y este peninsular. La variabilidad del índice explica la correlación estadísticamente significativa entre dos series pluviométricas distantes dentro de la península ibérica.
- Se ponen a disposición de los usuarios del WeMOi los valores mensuales de éste, detallándose las distintas categorías de fiabilidad, en la web del *Grup de Climatologia* de la Universitat de Barcelona: <http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>

## 6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha estado financiado por el proyecto PRECABAL (CGL2011-29263-C02-01, 2012-2014) del Ministerio de Economía y Competitividad, y por el *Grup de Climatologia* de la Universitat de Barcelona (UB) (2014 SGR 300, Generalitat de Catalunya). Se agradece la colaboración de los señores Francesco Rech (*Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto*) y Gabriele Scalvini (*Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti*) por los datos de presión diaria de Venecia del *Osservatorio Meteorologico Padri Cavanis (Istituto Cavanis)*, del señor Michele Brunetti por la información facilitada sobre bases de datos de presión atmosférica de la Llanura Padana, del señor Javier Gallego del Observatorio de Marina (ROA) por el suministro de datos de presión diaria de algunos años de San Fernando y del señor Antonio Gázquez (*Servei Meteorològic de Catalunya*) por la ayuda prestada en la localización de algunos Anales del ROA en Cataluña. Algunos autores son miembros del *Institut de l'Aigua* de la UB.

## 7. REFERENCIAS

- Aizpurua, O.; Garin, I.; Alberdi, A.; Salsamendi, E.; Baagøe, H. y Aihartza, J. (2013). Fishing long-fingered bats (*Myotis capaccinii*) prey regularly upon exotic fish. *Plos One*, 8, pp. 1-7.
- Barriendos, M.; Martín-Vide, J.; Peña, J.C. y Rodríguez, R. (2002). Daily meteorological observations in Cádiz-San Fernando. Analysis of the documentary sources and the instrumental data content (1786-1996). *Climatic Change*, 53, pp. 151-170.
- Camuffo, D. y Jones, P.D. (2002). *Improved Understanding of Past Climatic Variability from Early Daily European Instrumental Sources*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Coll, M.; Carreras, M.; Ciércoles, M.; Cornax, M.J.; Gorelli, G.; Morote, E. y Sáez, R. (2014). Assessing fishing and marine biodiversity changes using fishers' perceptions: The Spanish Mediterranean and Gulf of Cadiz case study. *Plos One*, 9, pp. 1-15.
- Esteban-Parra, M.J.; Rodrigo, F.S. y Castro-Díez, Y. (1998). Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology*, 18, pp. 1557-1574.

Klein Tank, A.M.G. y Coautores 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology*, 22, pp. 1441-1453.

López-Bustins, J.A. (2007). *The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Catalan Countries*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.

López-Bustins, J.A.; Martín-Vide, J. y Sánchez-Lorenzo, A. (2008). Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns. *Global and Planetary Change*, 63, pp. 171-176.

Martín, P.; Sabatés, A.; Lloret, J. y Martín-Vide, J. (2012). Climate modulation of fish populations: the role of the Western Mediterranean Oscillation (WeMO) in sardine (*Sardina pilchardus*) and anchovy (*Engraulis encrasicolus*) production in the north-western Mediterranean. *Climatic Change*, 110, pp. 925-939.

Martín-Vide, J. (2002). Ensayo sobre la Oscilación del Mediterráneo Occidental y su influencia en la pluviometría del este de España. En: Guijarro Pastor, J.A.; Grimalt Gelabert, M.; Laita Ruiz de Asúa, M. y Alonso Oroza, S. (Eds.). *L'Aigua i el Clima*, Palma de Mallorca, pp. 35-42.

Martín-Vide, J. y López-Bustins, J.A. (2006). The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 26, pp. 1455-1475.

Maugeri, M.; Brunetti, M.; Monti, F. y Nanni T. (2003). The Italian Air Force sea-level pressure data set (1951-2000). *Il Nuovo Cimento*, 26C, pp. 453-467.

Maugeri, M.; Brunetti, M.; Monti, F. y Nanni T. (2004). Sea-Level pressure variability in the Po plain (1765-2000) from homogenized daily secular records. *International Journal of Climatology*, 24, pp. 437-455.

Muñoz-Díaz, D. y Rodrigo, F. (2004). Impacts of the North Atlantic Oscillation on the probability of dry and wet winters in Spain. *Climate Research*, 27, pp. 33-43.

Olcina Cantos J. 2001. Causas de las sequías en España. Aspectos climáticos y geográficos de un fenómeno natural. En: Gil Olcina, A. y Morales Gil, A. (Eds.). *Causas y consecuencias de las sequías en España*, Alicante, pp. 49-110.

Oliva, M.; López-Bustins, J.A.; Barriendos, M.; Muedra, C. y Martín-Vide, J. (2006). Reconstrucción histórica de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) e inundaciones en el levante peninsular (1500-2000). En: Cuadrat Prats, J.M.; Saz Sánchez, M.A.; Vicente-Serrano, S.M.; Lanjeri, S.; de Luis Arrillaga, M.; González-Hidalgo, J.C. (Eds.). *Clima, Sociedad y Medio Ambiente*, Zaragoza, pp. 241-250.

Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) en San Fernando (1990, 1991 y 2012). *Anales 1989, 1990 y 2011. Observaciones Meteorológicas, Sísmicas y Magnéticas*. Ministerio de Defensa, Madrid.

Rodó, X.; Baert, E. y Comin, F.A. (1997). Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dynamics*, 13, pp. 275-284.

# LA VARIABILIDAD DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DE LAS ZONAS INTERTROPICALES DE LOS OCÉANOS PACÍFICO Y ATLÁNTICO Y SU RELACIÓN CON LA PRECIPITACIÓN EN EL NORDESTE BRASILEÑO

Jonas TEIXEIRA NERY<sup>1</sup>, Oliver MESEGUER-RUIZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Campus Experimental de Ourinhos, Universidade Estadual Paulista, CLIMA/CNPq

<sup>2</sup> Grupo de Climatología, Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universitat de Barcelona

jonas@ourinhos.unesp.br, oliver.meseguer@ub.edu

## Resumen

La precipitación en la región del nordeste brasileño presenta una elevada irregularidad interanual e intraanual, dándose períodos de marcadas sequías, y períodos en los que la precipitación es más abundante. Es conocida la influencia de los mecanismos atmosféricos que afectan estos procesos, siendo la oscilación de la Zona de Convergencia Intertropical la principal. Se demuestra que la temperatura superficial del océano Pacífico en la parte oriental de El Niño 3.4 presenta una marcada relación con la variabilidad de la precipitación en la región brasileña estudiada con varios meses de desfase. Asimismo, también muestra una importante influencia en la temperatura superficial del océano Atlántico intertropical, siendo el Atlántico norte tropical y el Atlántico sur tropical donde mayor influencia presenta. A su vez, la temperatura superficial de este dipolo también influye en las precipitaciones mensuales de la región del nordeste brasileño, de lo que se puede afirmar que la alternancia de las fases de El Niño/La Niña influyen de una manera doble los mecanismos pluviométricos en la región estudiada.

**Palabras clave:** Nordeste brasileño, Precipitación anual y mensual, Zona de Convergencia Intertropical, El Niño 3.4, Atlántico tropical

## Abstract

Precipitation in the Brazilian northeast region has a high interannual and intra-annual irregularity, occurring periods of marked droughts and periods where precipitation is higher. The influence of atmospheric mechanisms affecting these processes is well known, being the oscillation of the Intertropical Convergence Zone the most important. In this work is shown that the Pacific sea surface temperature in the eastern part of El Niño 3.4 has a strong relationship with the variability of precipitation in the studied Brazilian region several months after. Furthermore, it also shows a significant influence of the Intertropical Atlantic sea surface temperature, being the Tropical North Atlantic and the Tropical South Atlantic where the higher influence is found. In turn, the surface temperature of this dipole also influences the monthly rainfall in the Northeast region, so it can be said that the alternating phases of El Niño / La Niña influence in a double way the precipitation mechanisms of the studied region.

**Key words:** Brazilian northeast, Annual and monthly precipitation, Intertropical Convergence Zone, El Niño 3.4, Tropical Atlantic Ocean

## 1. INTRODUCCIÓN

El Nordeste brasileño (NEB) es una región que tiene una dinámica climática muy compleja, con una vasta área denominada semiárida, donde la lluvia es escasa durante gran parte del año y con una gran variabilidad espacial e interanual.

La precipitación es la variable climatológica más importante de las regiones tropicales, y además, de las más difíciles de ser observadas. Esta variable está directamente relacionada con la convección tropical, que se encuentra esencialmente controlada (ya sea intensificándola o inhibiéndola) por la circulación general de la atmósfera, fenómenos de escala global resultantes de la compleja interacción con la superficie del planeta, en especial con la particular distribución de los continentes y los océanos y el desigual suministro de energía solar derivado de la topografía y de la cobertura vegetal.

Uno de los primeros investigadores que correlacionaron las anomalías de la temperatura de la superficie marina con la presión atmosférica fue Bjerknes (Arntze y Fahrbach, 1996): “el meteorólogo noruego Bjerknes en 1969 reconoció la relación entre las fluctuaciones de la atmósfera y del océano”. Este hecho no solo permitió el descubrimiento, sino también la explicación, de la Oscilación del Sur.

En este sentido, hay que señalar que el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) afecta a la circulación atmosférica, determinando perturbaciones en el patrón de variabilidad de la precipitación en diversas regiones del globo de manera general: la fase cálida se asocia a períodos secos en las regiones tropicales y a períodos cálidos y húmedos más allá de los trópicos, y la fase fría se caracteriza por lo contrario, períodos húmedos en los ámbitos tropicales y secos y fríos fuera de ellos (Ropelewski y Haplert, 1989).

La variabilidad interanual de la distribución de las lluvias en el nordeste brasileño, tanto a escala espacial como temporal, está íntimamente relacionada con los cambios en las configuraciones de circulación atmosférica a gran escala y con la interacción océano-atmósfera del Pacífico y del Atlántico. El impacto causado por el fenómeno ENSO se pone de manifiesto principalmente por la modificación del régimen y del total de precipitación, que puede tener como efectos severas sequías, interfiriendo de manera contundente en las actividades humanas.

Diversos investigadores (Nobre y Molion, 1988) sugirieron que en la fase cálida del ENSO (fase Niño), el ramal ascendiente de la célula de Hadley/Walker, normalmente situado sobre la Amazonía, se desplaza sobre las aguas anormalmente cálidas del Pacífico Oriental y Central, dando lugar a centros ciclónicos en los niveles altos de la atmósfera sobre el norte y el nordeste de Sudamérica, y una fuerte subsidencia sobre esta región y sobre el Atlántico tropical. Esta subsidencia debilitaría la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y la convergencia sobre el nordeste, disminuyendo las lluvias. El evento del Niño de 1983 (Rao *et al.*, 1986), en particular, fue muy marcado, provocando reducciones de hasta el 80% de los totales pluviométricos entre los meses de marzo y mayo de aquel año. Por otro lado, parece existir una relación opuesta entre la fase fría (fase Niña) y las lluvias, que se ven intensificadas durante ese período, como pudo constatarse en los episodios de 1974, 1985 y 1995.

Desde el punto de vista climático, la región del nordeste de Brasil, que se localiza entre los 0° y 18° de latitud sur y entre los 35° y 48° de latitud oeste, en el extremo nordeste del continente sudamericano, frente a las costas atlánticas (Figura 1), es considerada semiárida al presentar sustanciales variaciones temporales y espaciales de la precipitación, así como elevadas temperaturas a lo largo del año (Azevedo *et al.*, 1998). A pesar de las elevadas temperaturas registradas a lo largo de todo el año, las amplitudes térmicas máximas se sitúan en torno a los 6° C. En general, cinco mecanismos gobiernan el régimen pluviométrico de la región (Ronny, 1996): 1) Eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENSO); 2) Temperatura de la superficie del mar (SST) en la cuenca del océano Atlántico, los vientos alisios y la presión al

nivel del mar (SLP); 3) Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) sobre el océano Atlántico; 4) Frentes fríos; y 5) Depresiones aisladas en niveles altos (DANA). Además de estos mecanismos, también se puede destacar el papel de las líneas de inestabilidad, de los complejos convectivos de mesoescala, y el efecto de las brisas marítima y terrestre en la precipitación.

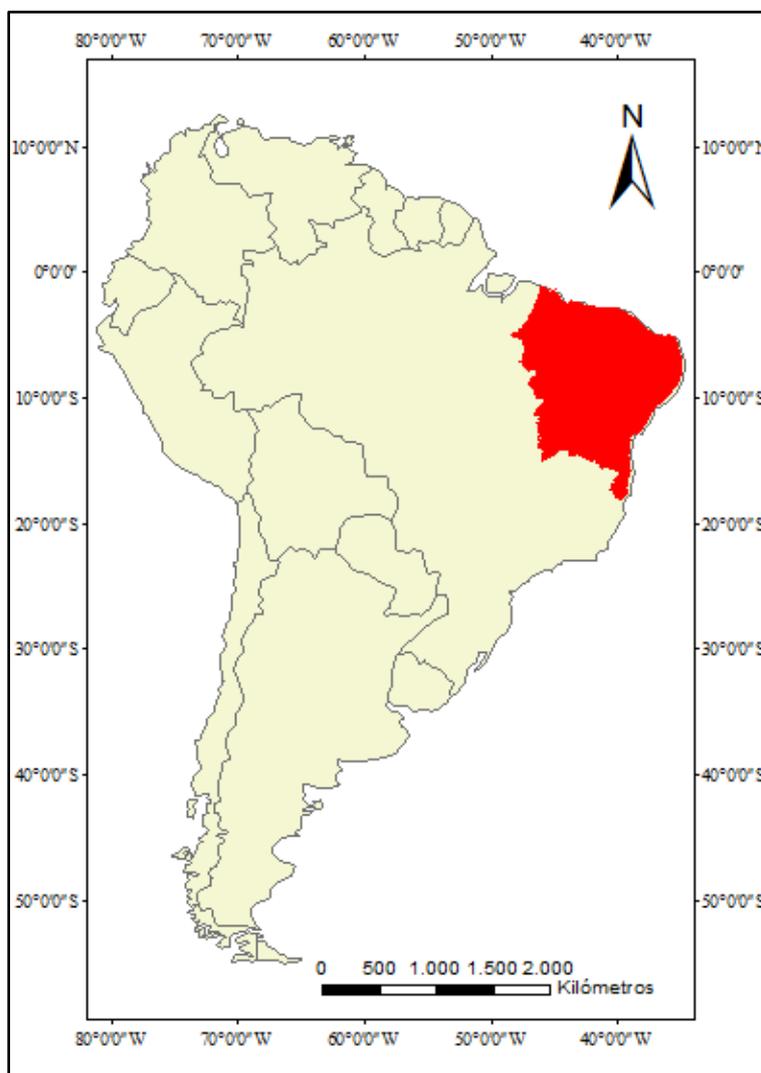


Fig. 1: El nordeste brasileño en el contexto sudamericano

Numerosos trabajos (Alves *et al.*, 1997; de Souza *et al.*, 2004) muestran la influencia del océano Atlántico tropical en la distribución de las lluvias en las regiones tropicales del continente sudamericano, principalmente sobre el sector norte del Nordeste brasileño. Estos trabajos muestran que, El Niño, cuando acontece conjuntamente con un dipolo positivo del Atlántico, definido como la diferencia entre la anomalía de la temperatura superficial del mar del Atlántico norte y del Atlántico sur, que es desfavorable para las lluvias, causan años secos o muy secos en el Nordeste. El fenómeno de La Niña (enfriamiento anómalo de las aguas del océano Pacífico) asociado a un dipolo del Atlántico negativo (favorable para la ocurrencia de

precipitaciones), es normalmente responsable de años considerados normales, lluviosos o muy lluviosos en esta región. Por último, cuando las aguas del Pacífico se encuentran en condiciones normales y el dipolo del Atlántico en una situación negativa (positiva), la probabilidad de que se dé un año normal o lluvioso (seco) también es elevada. Estas observaciones han sido tan contrastadas que se han podido evaluar a partir de datos con generados por modelos, como el caso del PIRATA (Servain *et al.*, 2003).

El objetivo de este trabajo es analizar la influencia de los océanos Pacífico (en su sector central, conocido como sector El Niño 3.4) y Atlántico tropical (tanto del Atlántico norte como del Atlántico sur) en la zona tropical brasileña.

## 2. MATERIALES Y MÉTODO

Fueron analizadas las series mensuales obtenidas a partir de las series diarias de precipitación de un centenar de observatorios pluviométricos en el período 1970-2012, localizados en el área de estudio y en sus proximidades (Figura 2). Estos datos fueron obtenidos a través de la Agência Nacional de Água (HIDROWEB) brasileña.

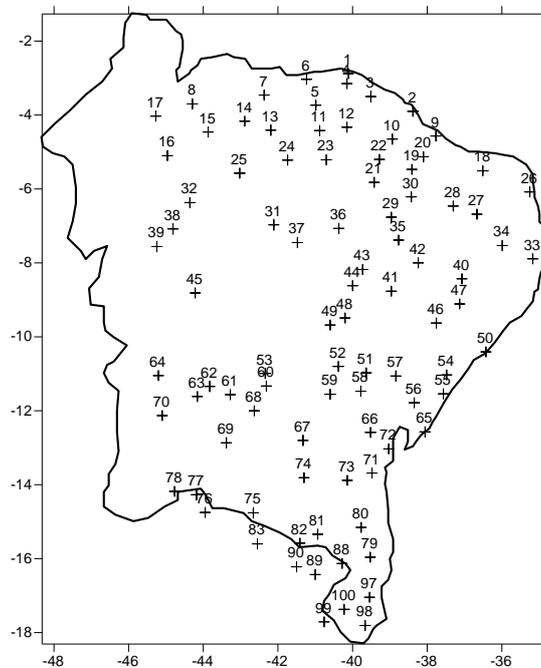


Fig. 2: Localización de los observatorios pluviométricos utilizados

También se obtuvieron datos relativos a las temperaturas superficiales del océano Pacífico (sector El Niño 3.4) y del océano Atlántico (franja intertropical) a través del sitio web de la NOAA, en su sección Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Series (Enfield *et al.*, 1999).

De entre los softwares de dominio público, uno de los que más destacan en el campo de la estadística y que ha ganado más usuarios es el entorno R. Se trata de una herramienta útil, de análisis y tratamiento de datos, y por presentar una serie de análisis estadísticos de gran utilidad: tests paramétricos y no paramétricos, modelización lineal y no lineal, análisis de series temporales, simulación y estadística espacial, o simplemente estadísticas descriptivas. El programa R es gratuito y de código abierto, pudiendo ser modificado o implementado con

nuevos procesos y funciones desarrolladas por los usuarios en cualquier momento (Peternelli y Mello, 2013).

Debido a problemas de los registros instrumentales, las series climáticas se encuentran, en general, incompletas. El relleno de los datos faltantes de estas series puede ser llevado a cabo teniendo en consideración la continuidad espacial de los valores observados y la variabilidad espacial de la variable observada. Este tipo de relleno, denominado “por predicción espacial”, requiere del conocimiento de la localización espacial de las estaciones de seguimiento en las que han sido observados los valores. En esta fase del proyecto se utilizó la herramienta de R Climatol, una subrutina fácil de manejar y que permite el relleno de huecos manteniendo la consistencia o, en su defecto, la eliminación de la serie pluviométrica con problemas (Strangeways, 2007).

La aplicación de un análisis de componentes principales a un conjunto de datos de gran dimensión es interesante, en un primer lugar, para poder determinar combinaciones lineales de variables originales, que expliquen lo máximo posible la variación existente en los datos originales. Estrictamente hablando, este tipo de análisis no requiere ninguna condición de validez inicial, es decir, de ninguna suposición teórica de que exista un modelo causal, sino que asume la distribución de probabilidad de los datos. Por lo tanto, no es posible establecer en ningún momento una relación de causa y efecto entre las variables, aunque existiera. El análisis de componentes principales es una técnica que se utiliza para la reducción del tamaño de una población. Por ejemplo, considerando una población de  $m$  componentes y  $p$  variables (siendo  $m \leq p$ ), se da la siguiente configuración de variables latentes, es decir, los componentes principales (CP) resultantes de combinaciones lineales sin errores de las variables iniciales:

$$\begin{aligned} CP_1 &= a_{11}X_1 + a_{21}X_2 + \dots + a_{p1}X_p \\ CP_2 &= a_{12}X_1 + a_{22}X_2 + \dots + a_{p2}X_p \\ CP_m &= a_{1m}X_1 + a_{2m}X_2 + \dots + a_{pm}X_p \end{aligned}$$

La solución de este sistema de ecuaciones es único (esto es cierto en la práctica, en la teoría, la igualdad de dos vectores propios implica una multitud de soluciones, pero esta situación es muy poco frecuente). Esta solución considera la varianza total en el conjunto inicial de variables, donde la primera componente principal ( $CP_1$ ) explica la varianza máxima de los datos iniciales. La segunda componente ( $CP_2$ ) explica la máxima varianza no explicada y así sucesivamente, hasta la última componente ( $CP_m$ ), que aporta la porción más pequeña de la explicación total de la varianza de los datos iniciales. Los resultados numéricos tienen en cuenta las coordenadas, las puntuaciones, los valores y los vectores propios, aportados por las variables y los coeficientes.

Las regiones homogéneas que se identificaron fueron determinadas a partir de un análisis de componentes principales en modo S (Richman, 1986), y a continuación un análisis *cluster* (de conglomerados).

Se realizó un análisis *cluster* (Everitt *et al.*, 1991), técnica de carácter clasificatorio que tiene como finalidad la formación de grupos (llamados también conglomerados), tan internamente homogéneos como sea posible partiendo de un conjunto de datos multivariados. Este análisis se basa, principalmente, en determinar las distancias (medidas de proximidad o semejanzas entre objetos). Se desarrolla mediante la división sucesiva de la población total en subgrupos significativos a través de diferentes pasos: 1) hallar la distancia euclídea métrica entre los diferentes individuos; 2) construir una matriz de las distancias obtenidas; 3) formar un primer subgrupo a partir del método del vecino más próximo; 4) hallar las distancias del subgrupo formado por las matrices de menor distancia en relación a los otros individuos y formar una

nueva matriz de distancias; 5) formar un segundo subgrupo y determinar las nuevas distancias y matrices (y así sucesivamente hasta que se clasifiquen todas las matrices); y 6) formar un dendrograma correspondiente con los resultados obtenidos y el tipo de análisis realizado.

Por último, una vez obtenidas las áreas homogéneas, se relacionaron con el índice de la precipitación (IPP) de cada área identificada, con las anomalías de las temperaturas superficiales de la zona de El Niño 3.4 y del Atlántico tropical norte y sur, quedando definido el índice de la siguiente manera:

$$IPP = \frac{\overline{P_i} - \overline{P}}{\overline{P}}$$

Siendo  $\overline{P_i}$  la media de precipitación acumulada para cada año y  $\overline{P}$  la media de las medias de  $\overline{P_i}$ . De esta forma, este índice constituye una anomalía relativa generada para cada área homogénea.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para la obtención de los datos fue necesario utilizar el criterio de relleno de huecos a través de los observatorios pluviométricos próximos y con altitudes similares. Así fue posible obtener series completas dentro del período analizado. Al mismo tiempo también se tuvieron en cuenta los valores que pudieran ser *outlayers*, y se compararon con las estaciones vecinas para comprobar si dicho valor era correcto. Si la comparación no era posible, dicha serie se descarta.

Después de ese análisis preliminar, se elaboraron las series mensuales para cada observatorio. Fueron homogeneizadas utilizando el paquete Climatol de R (Guijarro, 2001). A partir de esa base de datos se estudiaron las componentes principales (modo S) y se generaron autovalores que posteriormente posibilitaron en análisis *cluster* (Figura 3).

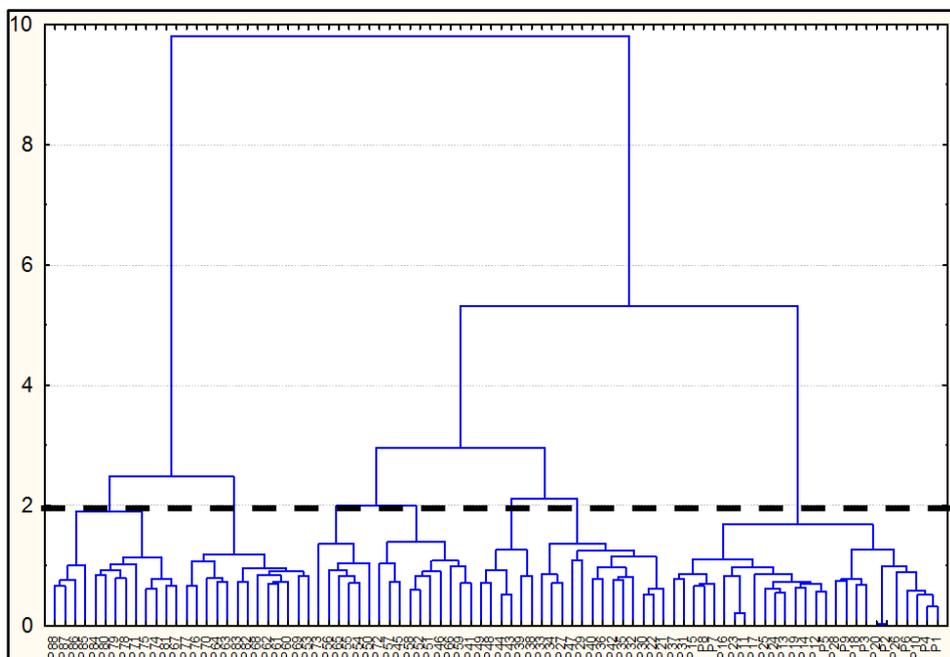


Fig. 3: Dendrograma generado a partir del método de distancias euclídeas para los 88 observatorios

Considerando como base un corte subjetivo en el dendrograma, se generaron cinco grupos homogéneos de precipitación. El primer grupo, denominado G-I, consta de 27 series pluviométricas y corresponde al norte del área de estudio. El segundo grupo, con 19 observatorios (G-II), se encuentra situado inmediatamente al sur del primero. Seguidamente, de nuevo al sur del G-II se encuentra el tercer grupo (G-III), que consta de 15 series. Finalmente, al sur de este último, se encuentran los grupos G-IV (10 series) y G-V (15 series), tal y como se muestra en la Figura 4.

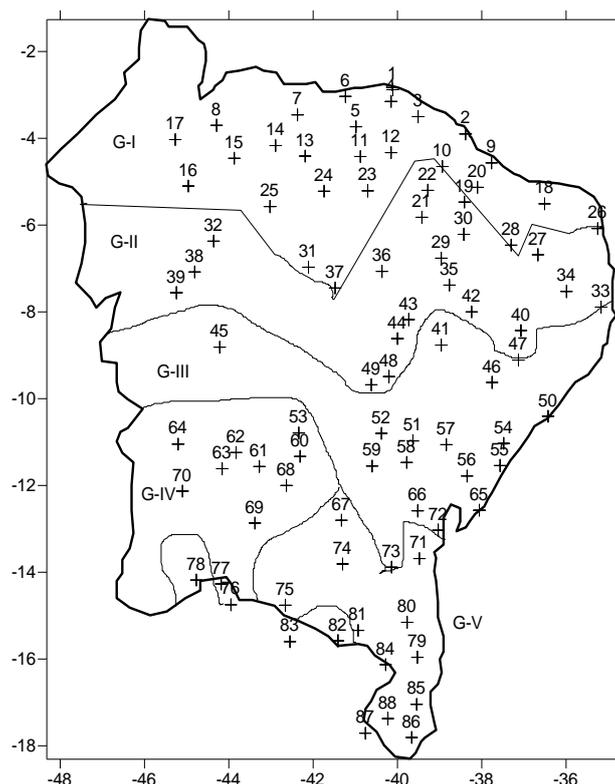


Fig. 4: Áreas homogéneas generadas a partir del análisis cluster

A partir de estas áreas homogéneas, se generaron cinco índices de precipitación, denominados IPP1, IPP2, IPP3, IPP4 e IPP5, que constituyen los índices relativos de cada grupo homogéneo, y que fueron correlacionados con las anomalías de El Niño 3.4 y con el Atlántico tropical norte y sur (Figuras 5, 6 y 7).

Se seleccionaron algunos años para llevar a cabo una correlación lineal, basadas en las anomalías de los océanos. Por ejemplo, para el caso de El Niño 3.4, se pueden observar tanto anomalías positivas en los años 1972, 1982, 1987, 1991, 1992, 1997, 2002, 2004, 2006 y 2009, y negativas en los años 1973, 1975, 1988, 1999, 2007 y 2010. Tras estos, se relacionan las anomalías de cada índice con los diferentes índices de precipitación (sin desfase y con un desfase de hasta 14 meses en algunos casos) y se seleccionaron las mejores correlaciones positivas y negativas para cada año y de cada área homogénea y se correlacionaron nuevamente con las muestras seleccionadas. Los resultados obtenidos se presentan en las Tablas 1 y 2.

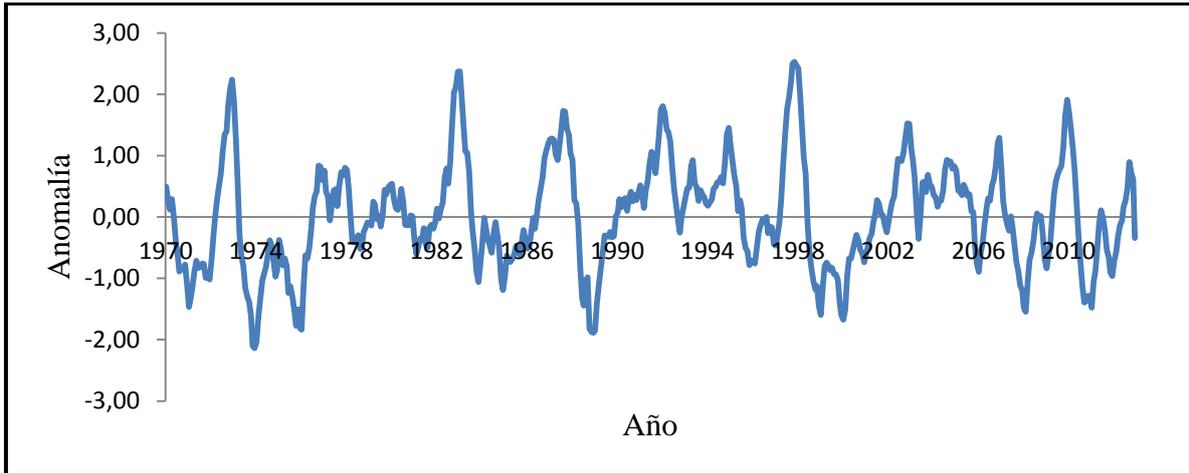


Fig. 5: Evolución de la anomalía en El Niño 3.4

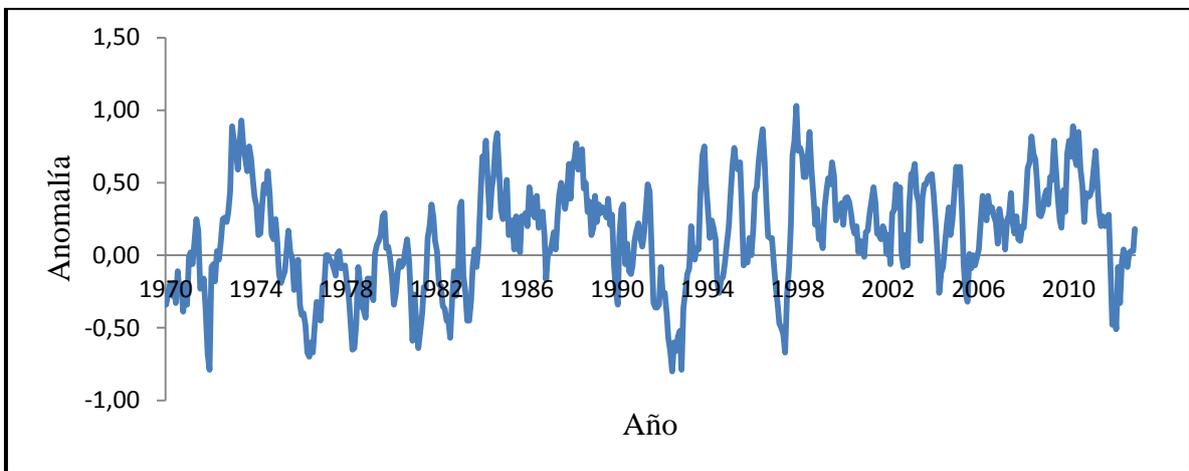


Fig. 6: Evolución de la anomalía en el Atlántico tropical sur

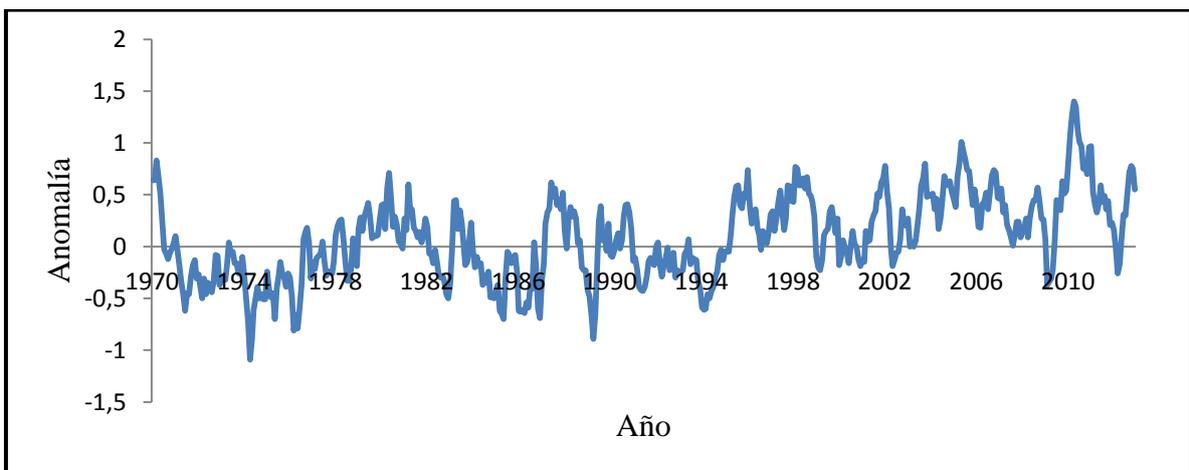


Fig. 7: Evolución de la anomalía en el Atlántico tropical norte

En la Tabla 1 se presenta la correlación entre los cinco valores del índice pluviométrico de los diferentes clusters identificados con las anomalías positivas de El Niño 3.4 y del Atlántico tropical sur (TSA) y norte (TNA). Se puede observar que el El Niño 3.4 presenta una alta correlación lineal, principalmente con las lluvias del norte del área de estudio (G-I), siendo las correlaciones con las demás áreas homogéneas marcadas pero no tan elevadas.

Para el caso del TSA, los valores de correlación lineal fueron menores, pero igualmente elevados. Se puede considerar también que el TNA presenta los valores con la menor correlación, con lo que se puede deducir que su influencia en las lluvias del nordeste brasileño es la menor.

	<b>IPP-1</b>	<b>IPP-2</b>	<b>IPP-3</b>	<b>IPP-4</b>	<b>IPP-5</b>
<b>EN 3.4</b>	0,74	0,65	0,52	0,44	0,35
<b>TAS</b>	0,37	0,47	0,37	0,43	0,35
<b>TAN</b>	0,33	0,31	0,23	0,36	0,30

Tabla 1: CORRELACIÓN LINEAL POSITIVA ENTRE LOS ÍNDICES DE PRECIPITACIÓN Y LAS ANOMALÍAS DE EN3.4, TAS Y TAN

	<b>IPP-1</b>	<b>IPP-2</b>	<b>IPP-3</b>	<b>IPP-4</b>	<b>IPP-5</b>
<b>EN 3.4</b>	-0,44	-0,42	-0,31	-0,42	-0,41
<b>TAS</b>	-0,20	-0,16	-0,14	-0,33	-0,35
<b>TAN</b>	-0,49	-0,34	-0,43	-0,34	-0,28

Tabla 2: CORRELACIÓN LINEAL NEGATIVA ENTRE LOS ÍNDICES DE PRECIPITACIÓN Y LAS ANOMALÍAS DE EN3.4, TAS Y TAN

#### 4. CONCLUSIONES

Las correlaciones entre los índices de precipitación y la anomalía de El Niño 3.4 son las más elevadas para el caso de la región norte del área de estudio (G-I) con un valor de la r de Pearson de 0,74, y de 0,65 para el caso de la región norte-centro (G-2). Estas correlaciones, para el caso de El Niño 3.4, van disminuyendo hacia el sur, alcanzando un valor mínimo (en cuanto a las correlaciones positivas) de 0,35 para la región más meridional (G-V). Puede afirmarse que existe un gradiente latitudinal, que hace que la influencia de El Niño 3.4 disminuya con el aumento de latitud.

A partir de los valores obtenidos, se puede afirmar que el océano Atlántico tropical norte presenta unas correlaciones inversas más marcadas que el océano Atlántico tropical sur. En esta situación, el sector de El Niño 3.4 siempre presenta unas correlaciones negativas más evidentes que el TAS. Para el TAN ocurre lo mismo con la excepción del conglomerado G-III (-0,31 frente a -0,43).

## 5. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación está financiada por el proyecto CSF-CAPES/proceso 8176/13-2 del gobierno de Brasil y por el Programa de Formación de Profesorado Universitario del Ministerio de Educación. Además, también se inserta dentro del proyecto PRECABAL (CGL2011-29263-C02-01) del Ministerio de Ciencia e Innovación, y en el marco de las investigaciones del Grupo de Climatología de la Universidad de Barcelona (2009 SGR 443). Los autores también agradecen a la Agencia Nacional do Agua brasileña la cesión de los datos.

## 6. REFERENCIAS

- Alves, J.M.B.; de Souza, E.B.; Repelli, C.A.; Vitorino, M.I. y Ferreira, N.S. (1997). “Episódios de La Niña na bacia do oceano Pacífico Equatorial e a Distribuição de Chuvas no Setor Norte do Nordeste Brasileiro”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 12, pp. 63-76.
- Arntz, W.E. y Fahrbach, E. (1996). *El Niño: experimento climático de la naturaleza. Causas físicas y efectos biológicos*. Fondo de Cultura Económica, Mexico.
- Azevedo, P.V., da Silva, B.B. y Rodrigues, M.F.G. (1998). “Previsão Estatística das Chuvas de Outono no estado do Ceará”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 13, pp. 19-30.
- De Souza, E.B.; Kayano, M.T. y Ambrizzi, T. (2004). “The regional precipitation over the Eastern amazon/northeast Brazil modulated by the tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19, pp. 113-122
- Enfield, D.B.; Mestas-Núñez, A.M.; Mayer, D.A. y Cid-Serrano, L. (1999). “How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures?” *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 7841-7848.
- Everitt, B.S. y Graham, D. (1991). *Applied multivariate data analysis*. Edward Arnold. USA, British Library Cataloguing in Publication Data.
- Guijarro Pastor, J. A. (2001). Climatol: software libre para depuración y homogeneización de datos climatológicos. En: García Codron, J.C.; Diago Liaño, C.; Fernández de Arróyabe Hernáez, P. y Garmendia Pedraja, C. (Eds.). *El clima, entre el mar y la montaña*. Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria, pp. 493-502.
- Nobre, C.A. y Molion, L.C.B. (1988). The Climatology of Droughts and Drought Prediction. En Parry, M.P.; Carter T.R.; Konijn N.T. (Eds.). *The Impact of Climatic Variations on Agriculture. Volume 2: Assessments in Semi-Arid Regions*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Países Bajos, pp 305-323.
- Mello, M.P. y Peternelli, L.A. (2013). *Conhecendo o R: uma visão mais que Estatística*. Editora Universidade Federal de Viçosa.
- Rao, V.B.; Satyamurty, P. y de Brito, J.I.O.B. (1986). “On the 1983 drought in Northeast Brazil”. *International Journal of Climatology*, 6, pp. 43-51.
- Ronny Berndtsson, C.U. (1996). “Regionalization and Spatial Properties of Ceará State Rainfall in Northeast Brazil”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101, pp. 4221-4233.
- Ropelewski, C. F. y Halpert, M. S. (1989). “Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation”. *Journal of Climate*, 2, pp. 268-284.
- Richman, M. B. (1986). “Rotation of principal components”. *International Journal of Climatology*, 6, pp. 293-335.
- Servain, J.; Clauzet, G. y Wainer, I.C. (2003). “Modes of tropical Atlantic climate variability observed by PIRATA”. *Geophysical Research Letters*, 30, 5.
- Strangeways, I. (2007). *Precipitation, Theory, Measurement and Distribution*, Cambridge University Press, Cambridge.

# CONCENTRACION DE LAS PRECIPITACIONES EN CHILE CENTRAL Y SU RELACIÓN CON PATRONES DE VARIABILIDAD DE BAJA FRECUENCIA, PERÍODO 1965-2010

Pablo SARRICOLEA ESPINOZA<sup>(1,2)</sup>, Cristóbal ARAYA ESCOBAR<sup>(3)</sup> y Pamela SALAZAR CARRIÓN<sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup>*Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Chile*

<sup>(2)</sup>*Grupo de Climatología, Universidad de Barcelona, España*

<sup>(3)</sup>*Escuela de Pregrado, Carrera de Geografía, Universidad de Chile, Chile*  
psarricolea@uchilefau.cl

## RESUMEN

Se analiza la precipitación a resolución diaria por medio del Índice de Concentración (CI) diaria de Martin-Vide (2004), Índice de Concentración de las Precipitación anual (PCI de Oliver, 1980) y el Coeficiente de Variación (CV) en Chile central (30°S-35°S). Para ello se emplearon 56 estaciones meteorológicas en el período 1965-2010. Los resultados muestran valores del CI entre 0,47 a 0,75, los cuales disminuyen latitudinalmente de norte a sur. Se aprecia además, una disminución del CI hacia las cordilleras de la Costa y de los Andes, debido a que la precipitación es menos irregular que en el litoral y los valles centrales de Chile donde sí alcanza valores de CI más elevados. Por otro lado, se han calculado las correlaciones entre el CI, CV, PCI, siendo ellas altas y estadísticamente significativas. Finalmente, el ENSO (El Niño Oscilación del Sur) es el patrón de variabilidad de baja frecuencia que mejor explica los montos de precipitación y la concentración de las precipitaciones en Chile central, dando resultado de mayores precipitaciones en fase cálida (El Niño) y mayor irregularidad en fases frías del ENSO (La Niña).

**Palabras clave:** Chile central, índice de concentración, precipitación diaria, teleconexiones.

## ABSTRACT

Precipitation at daily resolution for central Chile (30°S-35°S) is analyzed through the daily Concentration Index (CI) of Martin-Vide (2004), the annual Precipitation Concentration Index (PCI of Oliver, 1980) and the Coefficient of Variation (CV). For the analysis, 56 meteorological stations of the period 1965-2010 were used. Results show values of CI between 0.47 and 0.75, which decrease with latitude from north to south. It is further appreciated that values of CI decrease towards the Coastal Range and the Andes Mountains, being precipitation less irregular than in the coast and central valleys of Chile, where the values of CI are higher. Furthermore, correlations between CI, CV and PCI showed that they are high and statistically significant. Finally, the ENSO (El Niño Southern Oscillation) is the pattern of low-frequency variability that best explains the amount and concentration of precipitation in central Chile, giving as result higher amounts of precipitation in the warm phase (El Niño) and higher irregularity in the cold phase of the ENSO (La Niña).

**Key words:** central Chile, concentration index, daily precipitation, Teleconnection.

## 1. INTRODUCCIÓN

Un asunto que ha acaparado gran atención en los estudios de Climatología analítica es la casi exclusiva orientación a establecer medias mensuales y anuales, considerando de modo escaso la información diaria (e incluso horaria). Todas ellas poseen una gran potencialidad para caracterizar las precipitaciones, pues la lluvia posee un patrón discreto. Además, la distribución de frecuencia que poseen los montos diarios de precipitación son perfectamente ajustables a distribuciones exponenciales negativas (Brooks & Carruthers, 1953), debido a que existen muchos días con precipitaciones inferiores a 1 mm y pocos días que presentan precipitaciones altas (Martín-Vide, 2004), descendiendo la frecuencia de forma exponencial.

El Índice de Concentración (CI en adelante) permite entender la irregularidad de las precipitaciones diarias, y se le reconoce como un estimador del grado de agresividad o torrencialidad pluviométrica (Martín-Vide, 2003), siendo explicativo también de procesos de inestabilidad de laderas (Zubieta y Saavedra, 2009), riesgos de inundación y sequía (Martín-Vide, 2004). El CI es un indicador sintético, que resume todos los eventos diarios de precipitación.

El CI ha sido estudiado por Sarricolea y Martín-Vide (2012) para todo Chile, considerando 17 estaciones meteorológicas (1965-2005). Los resultados indican que el mayor CI se registra en La Serena con un valor de 0,76, disminuyendo hacia el norte con valores de 0,57 en la región de Antofagasta y llegando a los valores bajos del CI hacia el sur del país localizándose en Puerto Montt con un 0,56. Asimismo se profundizó en Chile central, calculando el CI para 16 estaciones meteorológicas entre los 32°50'S y 34°12'S (Sarricolea et al., 2013), detectando tres macro-regiones climáticas derivadas del análisis de la concentración de las precipitaciones: alta concentración, con valores mayores o iguales a 0,60 en las planicies litorales y la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, una región de concentración media (entre 0,58 y 0,59) en gran parte de la depresión intermedia de la región metropolitana y la VI región, la cual presenta como característica altitudes entre 330 y 550 m.s.n.m., y finalmente, bajas concentraciones (<0,58) en ambas cordilleras, pero más notoriamente en la Cordillera de los Andes.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

Chile central (30°S-35°S) se caracteriza por condiciones semiáridas, con precipitaciones anuales que en promedio en el período analizado no superan 445 mm, y de una marcada estacionalidad, pues gran parte de las precipitaciones se registran durante los meses de invierno (abril a septiembre). Según la clasificación de Köppen-Geiger (Kottek et al., 2006) se presentan cuatro regiones climáticas en el área de estudio, clima desértico frío (BWk) clima semiárido (BSk) mediterráneo de verano seco y de carácter suave (Csb) y Clima frío de altura (Eth). Además, es posible distinguir cuatro grandes unidades geomorfológicas: Valles transversales, la Vertiente occidental de la Cordillera de la Costa (incluyendo las planicies litorales), la Depresión intermedia (que incluye la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa) y la Vertiente occidental de la Cordillera

de los Andes. De este modo, la compleja fisiografía de esta región, modifica los montos y tipos de precipitación, destacando aquellos de génesis frontal y orográfica.

Se trabajó con 56 estaciones meteorológicas, las cuales están distribuidas entre las regiones de Coquimbo y El Maule. Las series más largas abarcan 46 años y las más cortas 20 años.

Para analizar la distribución interanual de la precipitación, Oliver (1980) adaptó un índice desde la teoría geoeconómica (concentración industrial) para cuantificar la distribución relativa a los patrones de precipitación y estimar la estacionalidad de la misma (Coscarelli y Caloiero, 2012), al que denominó del Índice de Concentración de Precipitación (PCI). Para la obtención del PCI se trabaja con series a resolución mensual. Consiste en el de la siguiente expresión:

$$PCI = \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^2}{P^2}$$

Donde  $p_i$  es precipitación mensual y P corresponde a la precipitación anual. Valores mínimos de PCI indican equidistribución mensual de la precipitación, y valores altos para concentración en un mes o estación del año (Oliver, 1980). El PCI posee valores entre 8,3 para equidistribución y 100 para concentración mensual extrema.

Otros índices calculados corresponden al coeficiente de variación (CV) y el Índice de Concentración de Martín-Vide (2004). El CI se calculó para clases de 1 mm, lo cual permite entender la torrencialidad de los climas de carácter mediterráneos.

Finalmente, se correlaciona los valores anuales de la precipitación anual, y el PCI con los patrones de El Niño Oscilación del Sur.

Las cubiertas climáticas de PCI y CV se construyeron mediante modelos de regresión múltiple lineal, considerando como variables independientes la latitud, altitud y la precipitación media anual; mientras que para la interpolación del CI se ensayaron varios métodos, resultando el más apropiado: *spline* de tensión.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 Análisis de índices mensuales y anuales

En la distribución espacial del Índice de Concentración Mensual (PCI) se aprecia un gradiente latitudinal (Figura 1). Hay tres grandes regiones según este índice: repartición irregular ( $> 40$ ), altamente estacional (30-40) y estacional ( $< 30$ ). Esto se debe a que en las estaciones meteorológicas del norte (gran parte de la Región de Coquimbo), las precipitaciones se presentan en prácticamente un solo mes, mientras que en la transición de la Región de Coquimbo y Valparaíso, la precipitación se distribuye en el trimestre invernal. Más al sur, desde la Región Metropolitana hasta el Maule (Curicó) las

precipitaciones se extienden entre mayo y septiembre, es decir, cinco meses del año. Un asunto que aparece menos claro que el gradiente zonal, pero sin ser menos importante, es que hacia el oriente (donde se sitúa la Cordillera de Los Andes, el PCI disminuye, lo cual sugiere mejor repartición de las precipitaciones.

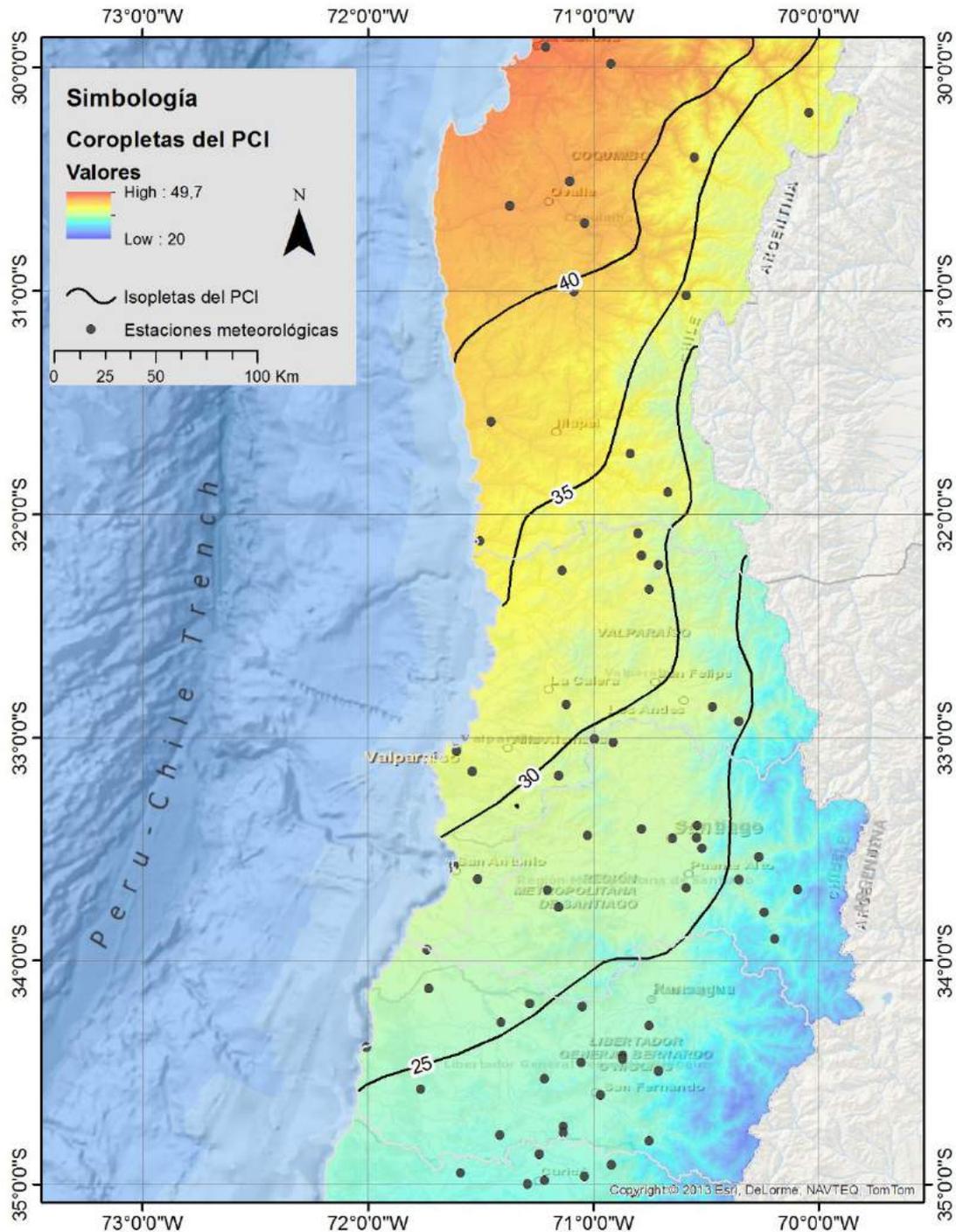


Fig. 1: Distribución espacial del PCI en Chile central.

El PCI se correlaciona en Chile Central de manera bastante significativa con el Coeficiente de Variación, los cuales alcanzan un coeficiente de determinación de 0,74 (Figura 2). Las únicas estaciones que escapan de la relación son La Serena, Embalse Recoleta y Almendral.

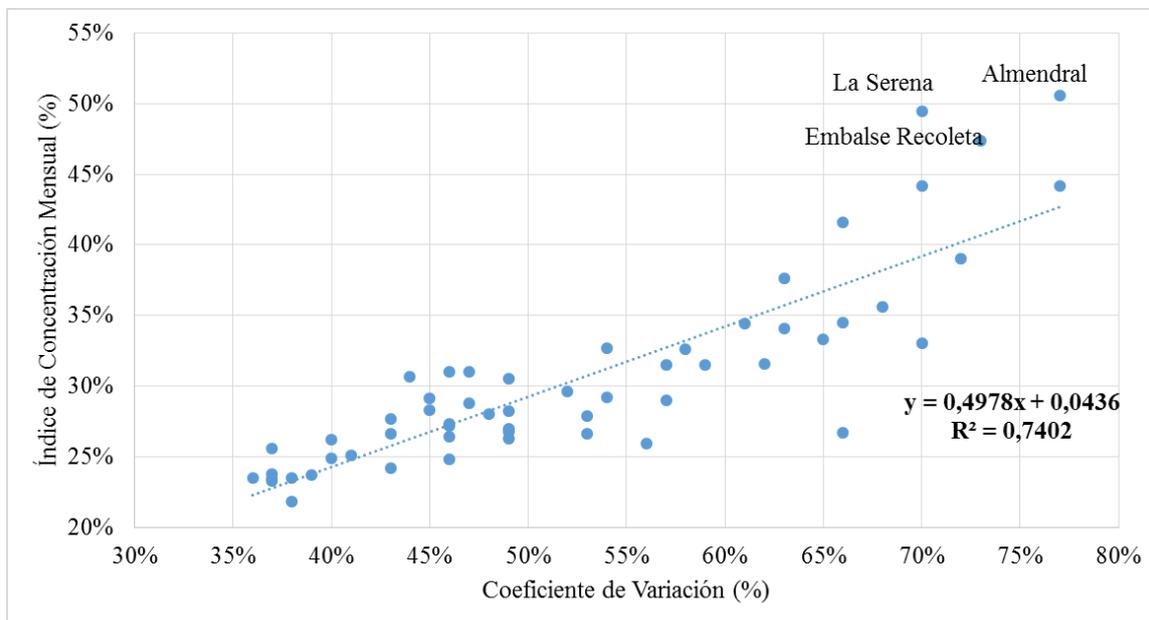


Fig. 2: Correlación estadística entre el PCI y el CV en Chile central

Respecto a la relación del SOI y las precipitaciones anuales del período 1965-2010 se ha detectado que todas las estaciones poseen una relación inversa (coeficiente de correlación entre -0.33 y -0.58), es decir, frente a situaciones de anomalía cálida “El Niño” del ENSO (Índice de Oscilación del Sur negativo) las precipitaciones son excepcionalmente más altas, mientras que en fase fría “La Niña” del ENSO las precipitaciones son más bien modestas. En general, la franja pluviométrica entre 200 y 400 milímetros posee mejores correlaciones con el ENSO, lo cual ocurre entre Quilimarí y Rancagua. Más al norte la relación baja. La estación que alcanza la mejor correlación en Chile Central corresponde a San Antonio, con un  $R^2$  de -0.57. Al observar la Figura 3 se puede apreciar que sobre el promedio anual (400 mm) los SOI son más bajos, y viceversa con bajas precipitaciones.

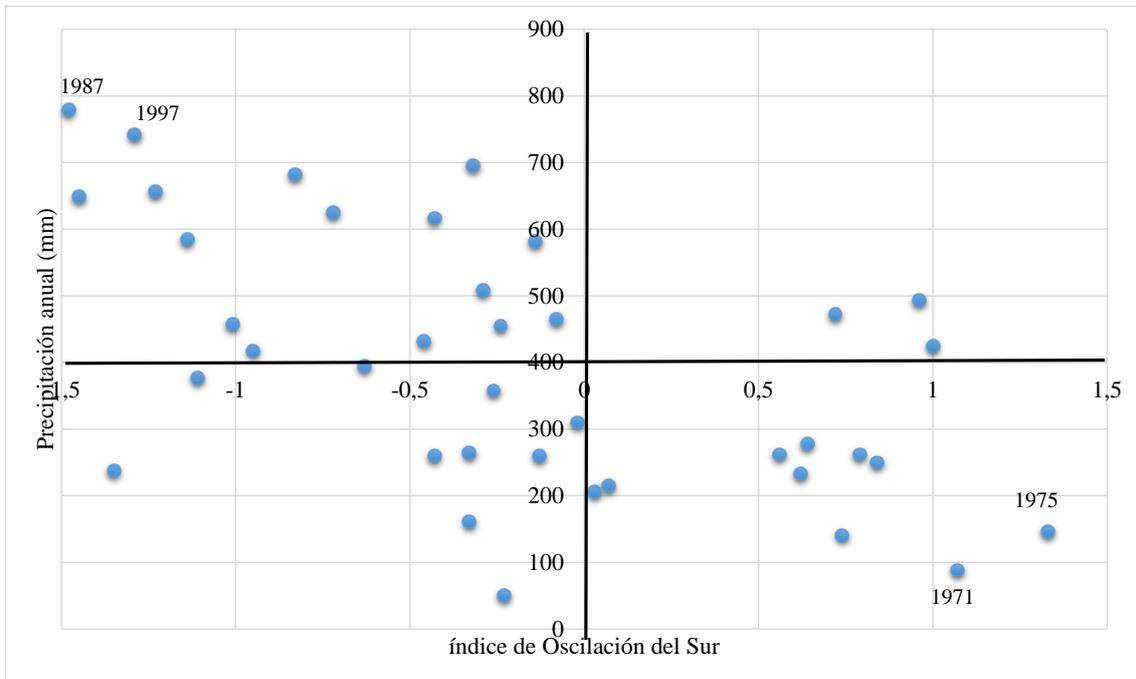


Fig. 3: Correlación estadística entre el SOI y la precipitación anual de San Antonio

### 3.1 Análisis de índices de concentración diaria

Los valores encontrados para Chile central oscilan entre los 0,75 y 0,47. Más de 36 de las 56 estaciones meteorológicas (64%) poseen CI mayor a 0.59, lo cual es bastante consistente con situaciones encontradas en la Península Ibérica. No obstante, un 36% de las estaciones está bajo ese umbral, pese a que la aplicación de los tests de homogeneidad (Von Neumann y Thom) señalan series homogéneas al 95% de significancia.

Espacialmente, el CI disminuye de norte a sur, desde La Serna (0,75 hasta valores inferiores a 0,50 en las estaciones Carmen Las Rosas, Coltauco y El Membrillo (en las regiones Metropolitana y General Libertador Bernardo O'Higgins; además de la Estación Mincha Norte en la Región de Coquimbo. Como situación general se observa (Figura 4) mayores CI hacia el litoral y la depresión intermedia, y menores CI hacia la Cordillera de Los Andes.

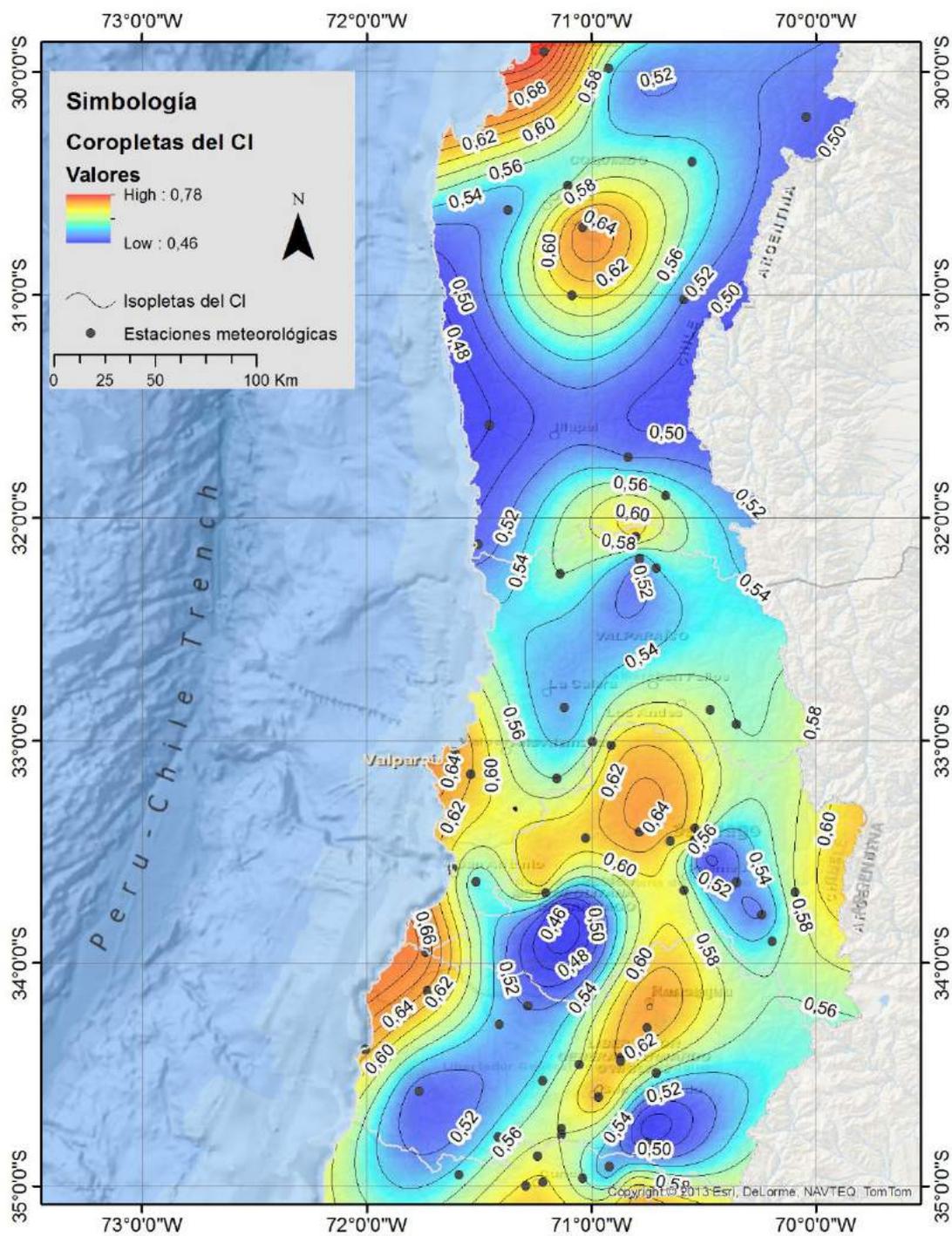


Fig. 3: Índice de concentración de las precipitaciones de Chile entre 1965 y 2005.

#### 4. CONCLUSIONES

La concentración mensual de las precipitaciones (PCI) constata que a medida que se avanza al sur la distribución de las precipitaciones se da en más meses, conformando un semestre húmedo; mientras que al norte, las escasas precipitaciones ocurren en uno o dos meses de la estación de invierno.

Las correlaciones CV y PCI resultan altas, lo cual se debe a que ambos índices miden variabilidad pluviométrica. Incluso Coscarelli y Caloiero (2012) sugieren que se puede calcular el PCI con el Coeficiente de Variación. No obstante, hay diferencias mínimas usando la expresión:

$$PCI = \frac{100}{12} \cdot \left[ 1 + \left( \frac{CV}{100} \right)^2 \right]$$

El fenómeno El Niño está altamente relacionado con precipitación por sobre la media, mientras que La Niña se asocia a valores modestos de precipitación. En general las relaciones estadísticas son inversas, y la estación meteorológica mejor correlacionada es San Antonio, en la Región de Valparaíso.

La concentración de las precipitaciones diarias obtenidas mediante el CI confirma para Chile central y sur una configuración similar a la de la Península Ibérica, es decir, un alto CI para climas semiáridos y mediterráneos y valores moderados y bajos para climas templados lluviosos.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Brooks, C. y N. Carruthers. (1953). “Handbooks of statistical methods in meteorology, Meteorological Office”, London, 412 pp., Great Britain Meteorological Office, Publication official 538.
- Coscarelli, R. y T. Caloiero. (2012). Analysis of daily and monthly rainfall concentration in Southern Italy (Calabria region). *Journal of Hydrology*, 416:145–156.
- Kottek, M., J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf, y F. Rubel. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259-263.
- Oliver, J.E. (1980). Monthly precipitation distribution: a comparative index. *Professional Geographer*, 32(3): 300-309.
- Martín-Vide, J. (2003). “El tiempo y el clima”. *Colección Cuadernos de Medio Ambiente*. Rubes Editorial. Barcelona, España. 127 pág.

Martin-Vide, J. (2004). Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *International Journal of Climatology*, 24: 959–971.

Oliver, J.E. (1980). Monthly precipitation distribution: a comparative index. *Professional Geographer*, 32(3): 300-309.

Sarricolea P. y J. Martín-Vide. (2012). Distribución espacial de las precipitaciones diarias en Chile mediante el índice de concentración a resolución de 1 mm, entre 1965-2005. En libro "Cambio climático, extremos e impactos". Editado por J.M. Cuadrat, P. Dorta, M. J. Estrela, F. González Rouco, J. A. López Díaz, J. C. García Codrón, F. Sánchez Rodrigo, J. Martín- Vide y R. García Herrera. En Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Salamanca, España. pp.631-639. ISBN: 978-84-695-4331-3.

Sarricolea P., M.J. Herrera y C. Araya. (2013). Análisis de la concentración diaria de las precipitaciones en Chile central y su relación con la componente zonal (subtropicalidad) y meridiana (orográfica). *Revista Investigaciones Geográficas* 45: 37-50.

Zubieta, R. y M. Saavedra. (2009). Distribución espacial del índice de concentración de precipitación diaria en Los Andes Centrales Peruanos: Valle del Río Mantaro. *Revista Tecnia* 19 (2) 13-22.

## **AGRADECIMIENTOS**

A la Dirección General de Aguas (DGA) por facilitar los datos pluviométricos, a la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Chile por adjudicar y financiar parte de esta investigación mediante su programa U-Apoya (Proyecto CSSOC-2012-292) y a CONICYT por financiar gran parte de esta investigación mediante el programa Fondecyt de iniciación 2013-2016 (Proyecto N°11130629).



## TENDENCIAS DEL VIENTO, OLAJE Y TEMPERATURA SUPERFICIAL EN EL MEDITERRÁNEO Y ATLÁNTICO PRÓXIMOS A PARTIR DE DATOS DE REANÁLISIS

José A. GUIJARRO, Justo CONDE, Joan CAMPINS,  
M<sup>a</sup> Ángeles PICORNELL y M<sup>a</sup> Luisa ORRO  
*Agencia Estatal de Meteorología, España*  
jguijarrop@aemet.es

### RESUMEN

Durante los trabajos para la elaboración de un atlas de clima marítimo se han obtenido datos de oleaje, viento y temperatura superficial del reanálisis ERA-Interim (1981-2013) para una extensa área (de 35°W a 12°E y de 0 a 52°N) de mares circundantes, con una resolución de 1°, enmarcando las zonas para las que la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) realiza predicciones de meteorología marítima. Los datos de los últimos cinco años de viento y oleaje se han comparado con los registrados por las boyas de aguas abiertas de la red de Puertos del Estado, y se ha observado una buena concordancia general. La velocidad del viento únicamente presenta tendencias significativas en unas cuantas áreas, siendo la más importante la del este de Madeira, con aumentos de más de 1,5 m/s/siglo, pero el reanálisis del NCEP muestra que con anterioridad al periodo estudiado la tendencia era negativa, por lo que podría formar parte de una oscilación de largo periodo. La altura del oleaje muestra tendencias positivas significativas en el Mediterráneo occidental y nordeste de Canarias. Las tendencias de la temperatura superficial del agua del mar son positivas en prácticamente todo el dominio estudiado, con una elevada significación estadística en extensas áreas.

**Palabras clave:** Tendencias, velocidad del viento, altura de las olas, temperatura superficial del agua del mar (SST), reanálisis.

### ABSTRACT

Data of wave height, wind and sea surface temperature were obtained from the ERA-Interim reanalysis (1981-2013) with a resolution of 1° for a large maritime area (35°W to 12°E and 0 to 52°N) framing zones for which the State Meteorological Agency (AEMET) issues predictions of maritime meteorology. Data from the last five years of wind and wave conditions were compared with those recorded by open water buoys of Puertos del Estado, and there has been a good overall agreement. The wind speed shows significant trends only in a few areas, the most important East Madeira, with increases of more than 1.5 m/s/century, but the NCEP reanalysis shows that before the that period trend was negative, pointing at the possibility of a long-term oscillation. The wave height shows significant positive trends in the western Mediterranean and northeast of Canary islands. Trends in surface sea water temperature are positive in virtually all the studied domain, with high statistical significance in large areas.

**Key words:** Trends, wind speed, wave height, sea surface temperature, SST, reanalysis.

## 1. INTRODUCCIÓN

La mayor parte de la observación meteorológica convencional, realizada manualmente, correspondía a áreas terrestres, siendo comparativamente muy pocas las observaciones realizadas en superficies marítimas (a bordo de embarcaciones). Con el advenimiento de las estaciones meteorológicas automáticas la situación no ha mejorado, ya que la instalación y mantenimiento de estaciones terrestres sigue siendo mucho más costosa sobre el mar, por la dificultad de acceso y por los mayores requerimientos de resistencia a la humedad y a la corrosión salina. Y sin embargo la información climatológica de mares y océanos es de gran importancia para multitud de actividades: pesca, transporte marítimo de personas y mercancías, cruceros turísticos, navegación deportiva y recreativa, etc. Por ello los servicios meteorológicos más importantes publicaron atlas con la información de clima marítimo disponible, basada básicamente en observaciones visuales de barcos en ruta (WB, 1938; HMSO, 1949; KNMI, 1957; Crutcher, 1969; Young, 1996). Actualmente, la compilación de esta información en bases de datos globales como el COADS (*Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set*) facilita la puesta al día de este tipo de atlas (Lindau, 2001).

En España el primer atlas de climatología marina fue publicado por el Servicio Meteorológico Nacional (Zabaleta, 1976). Posteriormente el Programa de Clima Marítimo del Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo ha desarrollado varios trabajos (De Luis, 1986; MOPU, 1988; Calderón *et al.*, 1988; Arribas y Serrano, 1991), así como el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX, 1997).

La puesta en operación hace ya unas décadas de modelos atmosféricos globales para la predicción del tiempo que incluyen interacciones con las aguas oceánicas han acumulado una gran cantidad de información que también puede usarse para la generación de atlas marítimos (Steurer, 1990), sobre todo con los productos de reanálisis (Sterl y Caires, 2005).

Para actualizar la información climatológica marítima disponible en AEMET y suplir al mismo tiempo la escasez de datos en zonas marítimas hemos optado también por utilizar productos de reanálisis, que se generan mediante la aplicación de los esquemas de asimilación de modernos modelos de predicción meteorológica a todos los datos históricos disponibles en un periodo determinado, que generalmente abarca 30 o más años. Como es lógico, la disponibilidad de datos ha ido variando con el tiempo, de modo que estos productos tienen una mayor fiabilidad en los años finales que en los iniciales, al haberse incrementado las observaciones disponibles por la incorporación de estaciones automáticas terrestres, boyas y observaciones realizadas desde satélites o aeronaves. Pero este inconveniente se ve compensado al proveer datos interpolados en una malla regular a intervalos fijos, que si bien presentan una densidad inferior a la de las observaciones convencionales en áreas densamente pobladas, proporcionan una excelente cobertura en áreas marítimas.

En este trabajo se estudia la variabilidad y tendencias que presentan en los productos de reanálisis tres elementos climáticos de gran importancia como son la velocidad del viento, la altura del oleaje y la temperatura superficial del agua del mar, en una extensa área del Atlántico y Mediterráneo que circundan la península Ibérica y los archipiélagos Balear y Canario.

## 2. METODOLOGÍA

El reanálisis elegido como fuente de datos para desarrollar este trabajo fue el ERA-Interim, del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo (ECMWF en sus siglas inglesas), que es un reanálisis global del estado de la atmósfera (incluyendo la componente oceánica) inicialmente pensado para el periodo comprendido desde 1989 hasta la actualidad (Dee *et al.*, 2011), aunque posteriormente se extendió diez años más hacia atrás. Los campos utilizados tienen una resolución espacial de 1° y un dominio que se extiende de 35°W a 12°E y de 0 a 52°N, abarcando así las zonas para las que la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) realiza predicciones de meteorología marítima. La resolución temporal es de 6 horas, y el periodo de estudio elegido para la climatología a desarrollar fue el treintenio 1981-2010, si bien se obtuvieron también los campos hasta 2013 a efectos de validación. Estos campos vienen en formato grib, y para permitir su análisis mediante el paquete ncd4 de R (R Development Core Team, 2011) se convirtieron a formato netcdf con ayuda de los CDO (*Climate Data Operators*).

La comparación de los datos del reanálisis con observaciones se hizo únicamente para los últimos cinco años del periodo de estudio, ya que de estos años disponíamos de los datos horarios de las 15 boyas de aguas profundas de Puertos del Estado que aparecen en la Figura 1. (La comparación con boyas de aguas someras se desechó por estar influidas por la batimetría y la configuración de la costa). Las variables que se han comparado son la velocidad y dirección del viento a 10 m de altura, la altura significativa de las olas, y el periodo medio del oleaje, eligiendo el punto de rejilla marítimo más próximo a cada boya. En la Figura 1 se puede observar la ubicación de las boyas y los puntos de rejilla asociados a las mismas. Como la resolución temporal de los datos de las boyas es horaria, únicamente se usaron los de las 00, 06, 12 y 18 horas, en correspondencia con los del reanálisis.

Para el análisis de las tendencias primeramente se agregaron los valores hexahorarios del reanálisis en valores mensuales medios, calculando también las desviaciones típicas y los máximos mensuales. Las tendencias se calcularon por regresión con la dimensión temporal, considerando todos los valores mensuales para todo el dominio de estudio y por meses individuales en las zonas de mayor interés para estudiar sus diferencias a lo largo del año.

## 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 3. 1. Comparación boyas-reanálisis

Al contrastar los datos de velocidad (media en 10 minutos) del viento y altura significativa del oleaje del reanálisis comparándolos con las observaciones de las boyas, se obtiene una buena correspondencia, como puede verse en la Tabla 1, que resume las regresiones lineales de las observaciones en función de las estimas del ERA-Interim en cada boya. (Las direcciones del viento del reanálisis también concuerdan bastante con las observaciones, pero los periodos del oleaje están claramente subestimados por el reanálisis, probablemente por un diferente método de cálculo. No se muestran las regresiones de estas dos variables por no ser objeto del presente trabajo).

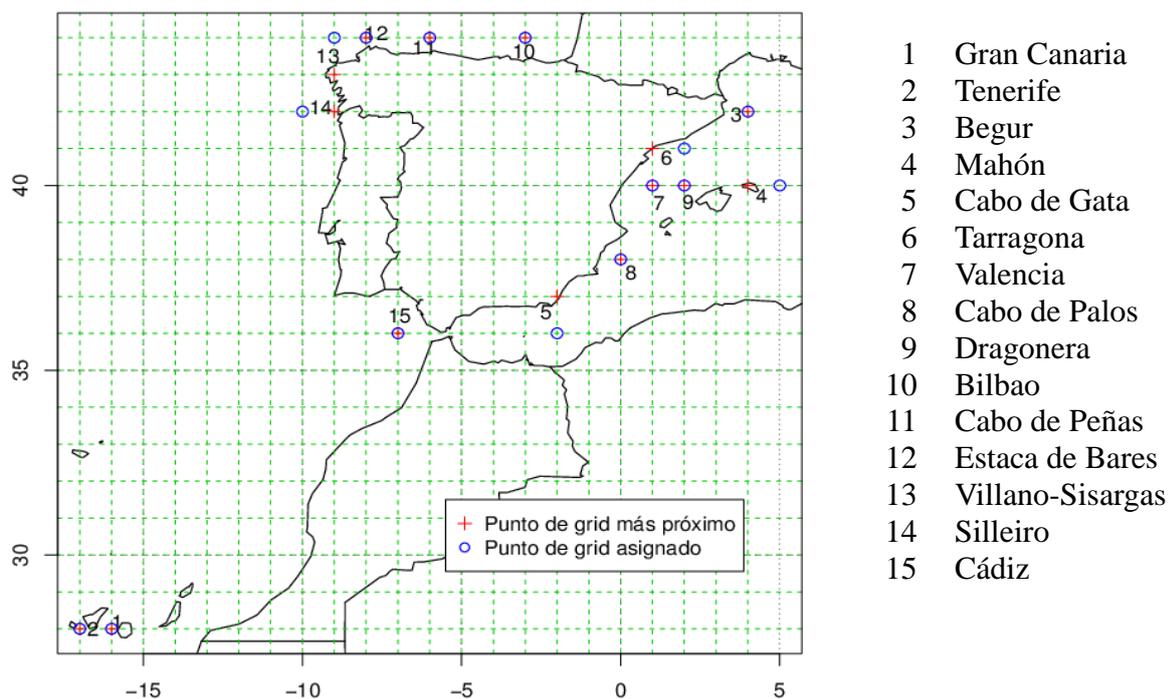


Fig. 1: Boyas de aguas profundas (las etiquetas numéricas están centradas en su ubicación real) y puntos de grid asimilados.

Boya	Velocidad del viento			Altura significativa del oleaje		
	b	r <sup>2</sup>	RMSE (m/s)	b	r <sup>2</sup>	RMSE (m)
1	0.754	0.574	1.606	1.037	0.727	0.304
2	0.712	0.317	2.549	0.420	0.297	0.306
3	1.021	0.726	2.332	1.012	0.831	0.423
4	0.776	0.652	1.934	0.990	0.851	0.387
5	0.782	0.584	2.208	1.003	0.839	0.288
6	0.822	0.394	2.451	1.199	0.744	0.297
7	0.669	0.383	2.320	0.791	0.622	0.310
8	0.844	0.575	1.853	1.152	0.783	0.287
9	0.758	0.524	2.032	1.311	0.800	0.365
10	0.797	0.634	1.858	1.156	0.911	0.364
11	0.744	0.582	2.071	1.020	0.893	0.365
12	0.761	0.687	1.753	1.041	0.909	0.396
13	0.833	0.720	1.850	1.005	0.907	0.391
14	0.844	0.757	1.649	1.132	0.914	0.379
15	0.771	0.537	1.954	0.764	0.665	0.390

Tabla 1: COEFICIENTES DE REGRESIÓN (b) Y DETERMINACIÓN (r<sup>2</sup>), Y ERRORES CUADRÁTICOS MEDIOS (RMSE) DE LAS COMPARACIONES ENTRE LAS OBSERVACIONES Y LAS ESTIMACIONES DE ERA-INTERIM EN LAS 15 BOYAS.

En general los coeficientes de determinación (fracción de la varianza explicada) de la altura del oleaje son elevados, con coeficientes de regresión bastante próximos a la unidad. Las excepciones las encontramos en las boyas 2 (Tenerife), 15 (Cádiz) y 7 (Valencia), donde la altura del oleaje observada es claramente menor que la del reanálisis (sobre todo en Tenerife), y en la boya 9 (Dragonera), donde sucede lo contrario. En el caso de la velocidad del viento las regresiones muestran resultados peores, casi siempre debido a una sobre-estima por parte del reanálisis (exceptuando la boya 3, Begur, única con un coeficiente de regresión superior a la unidad). En las boyas más discordantes pueden influir efectos de vecindad a la costa, como en el caso de Tenerife, y hay que tener en cuenta que una parte de estas diferencias pueden ser debidas a la distinta ubicación de las boyas y los puntos de rejilla usados para la comparación. Por otra parte, estas regresiones se han efectuado con los datos hexahorarios, mientras que para el análisis de las tendencias se usarán promedios mensuales, con una menor variabilidad, por lo que globalmente el reanálisis puede considerarse satisfactorio. A la hora de realizar climatologías de estas variables será conveniente aplicar correcciones para obtener valores insesgados respecto a las observaciones, pero para calcular las tendencias no será necesario, por lo que procederemos a usar directamente los valores proporcionados por ERA-Interim.

### 3. 2. Tendencias de la velocidad del viento

La Figura 2 muestra el mapa de las tendencias de la velocidad del viento durante los 33 años del periodo estudiado (1981-2013). Los valores máximos los encontramos al suroeste de la península Ibérica (E de Madeira), con valores superiores a 1,5 m/s/siglo. Otros máximos secundarios con tendencias significativas ( $< 0,05$ ) pueden observarse junto a la costa argelina y en otras zonas más alejadas, principalmente próximas al ecuador, así como tendencias negativas en los golfos de Guinea ( $< 2$  m/s/siglo) y de Génova (-1.5 m/s/siglo). Las velocidades medias mensuales del viento en el máximo del este de Madeira y sus tendencias se muestran en la Tabla 2, siendo únicamente significativas en los meses de junio, noviembre y, en menor medida, febrero.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Medias	6.5	6.7	6.9	6.7	6.4	6.3	7.3	6.7	5.8	6.0	6.7	6.8
m/s/siglo	-1.3	2.7	0.6	2.0	2.0	3.8	2.5	1.2	1.2	1.5	3.1	2.0
Signif.	-	+	-	-	-	**	-	-	-	-	*	-

Tabla 2: MEDIAS Y TENDENCIAS MENSUALES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN EL E. DE MADEIRA. (Significación:  $0.001 < ** < 0.01 < * < 0.05 < + < 0.1 < - < 1$ ).

Las tendencias de las desviaciones típicas mensuales (no mostradas) presentan un máximo de 0,6 m/s/siglo en el golfo de León, y en una zona mucho más alejada (35°W, 9°N). Para esta variable disponemos también de los valores mensuales del reanálisis del NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) que, aunque con una resolución más grosera (2,5°), abarca un periodo mucho más extenso (desde enero de 1948). Ello nos permitirá tener una perspectiva temporal más amplia a la hora de valorar las tendencias encontradas. Nos vamos a concentrar en este

área de mayor significación, calculando el promedio de 4 puntos de rejilla del NCEP que cubren una superficie similar a los 12 puntos del ERA-Int utilizados anteriormente. La Figura 3 muestra la evolución temporal de las medias anuales móviles de ambos reanálisis, resultando algo mayor la velocidad del viento proporcionada por NCEP. No obstante, la evolución de ambos promedios es muy similar, como lo son sus tendencias en el periodo común (1,75 m/s/siglo en el ERA-Int y 2,09 en el NCEP) para estar calculadas con distintos puntos de rejilla. Estas tendencias, significativas ambas a un nivel  $\alpha < 0,001$ , corresponden al tramo ascendente común de la figura, mientras que en los 33 años anteriores la tendencia es decreciente según el reanálisis del NCEP, de modo que la tendencia global en los 66 años y tres meses de este último es prácticamente nula, al igual que su significación. Por tanto las tendencias calculadas a partir del periodo disponible del ERA-Int deben atribuirse únicamente a los últimos 33 años, pudiendo formar parte de una oscilación de periodo más largo.

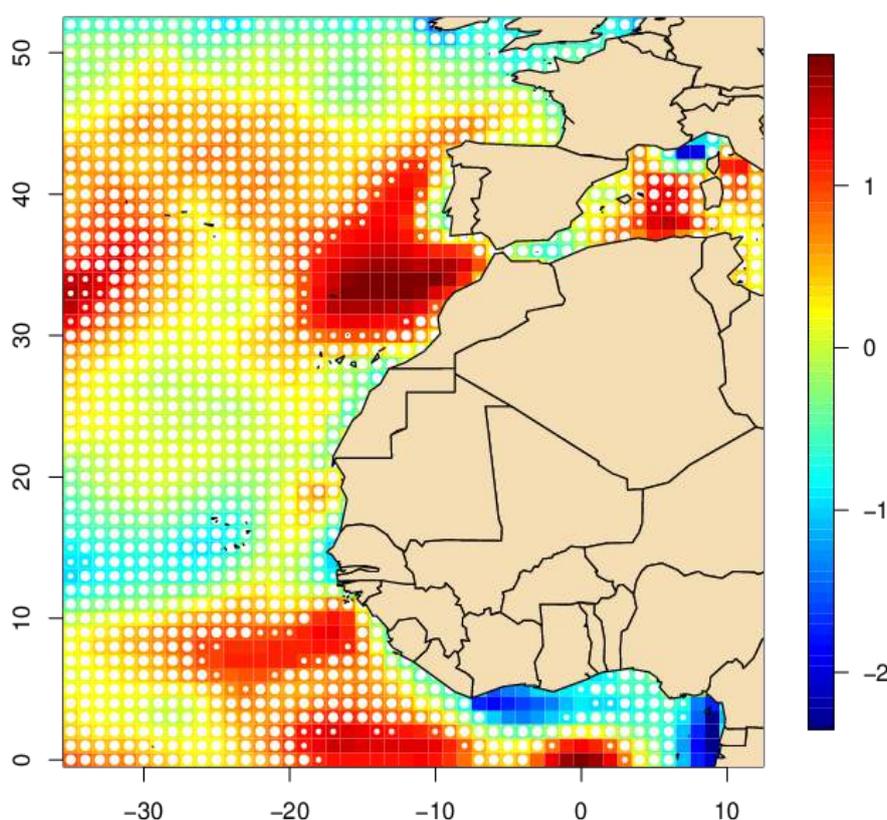


Fig. 2: Tendencias de la velocidad del viento (1981-2013) en m/s/siglo. Las áreas en las que la tendencia es poco significativa ( $\alpha > 0,05$  y  $\alpha > 0,10$ ) aparecen veladas con puntos blancos.

### 3. 3. Tendencias de la altura del oleaje

Las tendencias de la altura significativa del oleaje se muestran en la figura 4, donde podemos observar un máximo de más de 1 m/siglo al norte de Argelia (SE de Baleares), y otro menor, aunque significativo, frente a las costas atlánticas de Marruecos (NE de Canarias). En la Tabla 3 se presentan los valores medios mensuales y sus tendencias en estas dos áreas con mayor significación, SE de Baleares y NE de Canarias. En la primera de ellas las tendencias son significativas en los meses de mayo, septiembre, noviembre, febrero, junio, agosto y, algo

menos, en julio y octubre (8 meses del año), mientras que en la segunda únicamente son significativas las de julio, junio y, en menor medida, noviembre. La variabilidad de los valores mensuales (no mostrada) tiende a aumentar, pero únicamente es significativa al SE de Baleares (0,2 m/siglo de aumento de la desviación típica) y en la zona ecuatorial (0,1

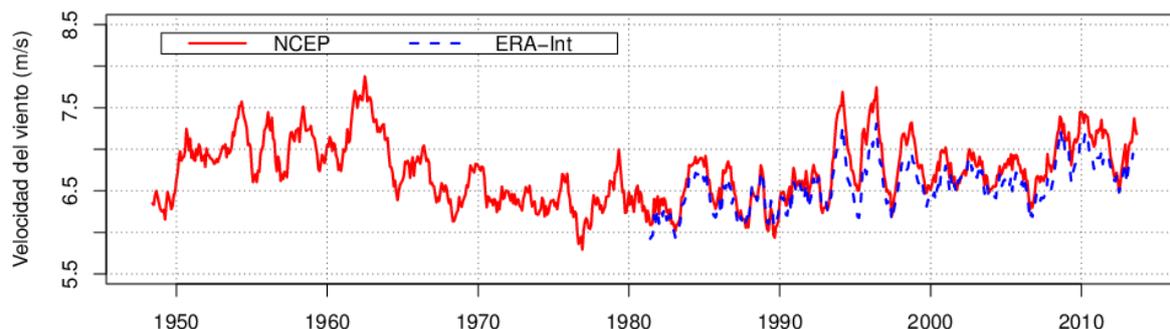


Fig. 3: Medias anuales móviles de las velocidades mensuales del viento obtenidas de los reanálisis del NCEP y del ERA-Interim, promediadas en la zona este de Madeira.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
<i>SE de Baleares</i>												
Medias	1.5	1.5	1.3	1.2	0.9	0.8	0.7	0.7	0.9	1.1	1.5	1.6
m/siglo	0.2	1.5	0.6	0.3	0.8	0.5	0.6	0.6	1.0	0.7	1.2	0.7
Signif.	-	*	-	-	**	*	+	*	**	+	**	-
<i>NE de Canarias</i>												
Medias	2.5	2.4	2.3	2.2	1.8	1.7	1.8	1.7	1.7	1.9	2.2	2.4
m/siglo	0.3	0.4	-0.2	0.5	0.5	0.9	1.0	0.4	0.3	0.3	1.2	0.3
Signif.	-	-	-	-	-	*	**	-	-	-	+	-

Tabla 3: MEDIAS Y TENDENCIAS MENSUALES DE LA ALTURA DEL OLEAJE AL SUDESTE DE BALEARES Y NORDESTE DE CANARIAS. (Significación: 0.001 < \*\* < 0.01 < \* < 0.05 < + < 0.1 < - < 1).

### 3. 4. Tendencias de la temperatura superficial

La temperatura superficial del agua del mar muestra tendencias máximas que superan los 3 °C/siglo (Figura 5) en pequeñas zonas distribuidas por la costa occidental africana, golfo de Cádiz, golfo de Vizcaya y Mediterráneo occidental (aunque en este último la significación ronda únicamente el nivel  $\alpha=0,10$ ). Pero en extensas áreas del Atlántico se superan los 2 °C/siglo con una elevada significación ( $\alpha < 0,05$ ). La Tabla 4 muestra los valores medios mensuales de la temperatura superficial y sus tendencias en el golfo de Vizcaya y al sur de Canarias. Se observa una alta significación en casi todos los meses, pues únicamente dejan de ser significativas las tendencias de febrero y marzo en el golfo de Vizcaya. La máxima significación se alcanza en ambas zonas en el mes de octubre ( $\alpha < 0,001$ ).

Los máximos aumentos de la variabilidad (no mostrada) se dan en la mitad NE del Mediterráneo occidental, mar de Alborán, costa norte de Portugal, y costa noroccidental de África, con tendencias de la desviación típica de más de 0,8 °C/siglo.

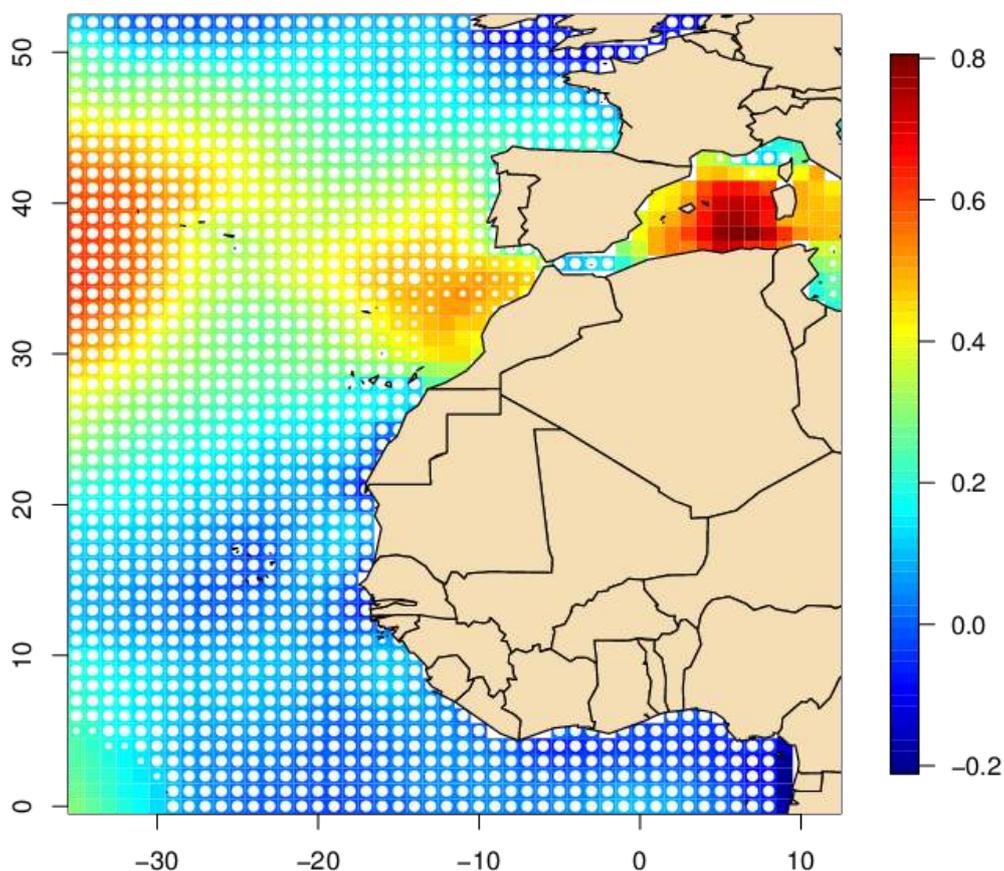


Fig. 4: Tendencias de la altura del oleaje (1981-2013) en m/siglo.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
<i>Golfo de Vizcaya</i>												
Medias	12.6	12.1	12.1	12.8	14.7	17.5	19.8	20.9	19.8	17.7	15.4	13.5
°C/siglo	1.9	1.3	0.9	2.4	4.0	3.8	2.8	3.5	3.6	5.8	3.5	2.3
Signif.	*	-	-	**	**	**	+	**	*	***	**	**
<i>Sur de Canarias</i>												
Medias	20.4	19.8	19.7	20.1	20.8	21.9	22.7	23.5	24.1	24.0	22.9	21.5
°C/siglo	2.9	2.2	2.0	2.4	2.4	2.0	1.7	2.2	2.2	3.3	2.9	2.5
Signif.	**	*	*	**	**	*	*	*	*	***	**	**

Tabla 4: MEDIAS Y TENDENCIAS MENSUALES DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL EN EL G. DE VIZCAYA Y SUR DE CANARIAS.

(Significación: 0 < \*\*\* < 0.001 < \*\* < 0.01 < \* < 0.05 < + < 0.1 < - < 1).

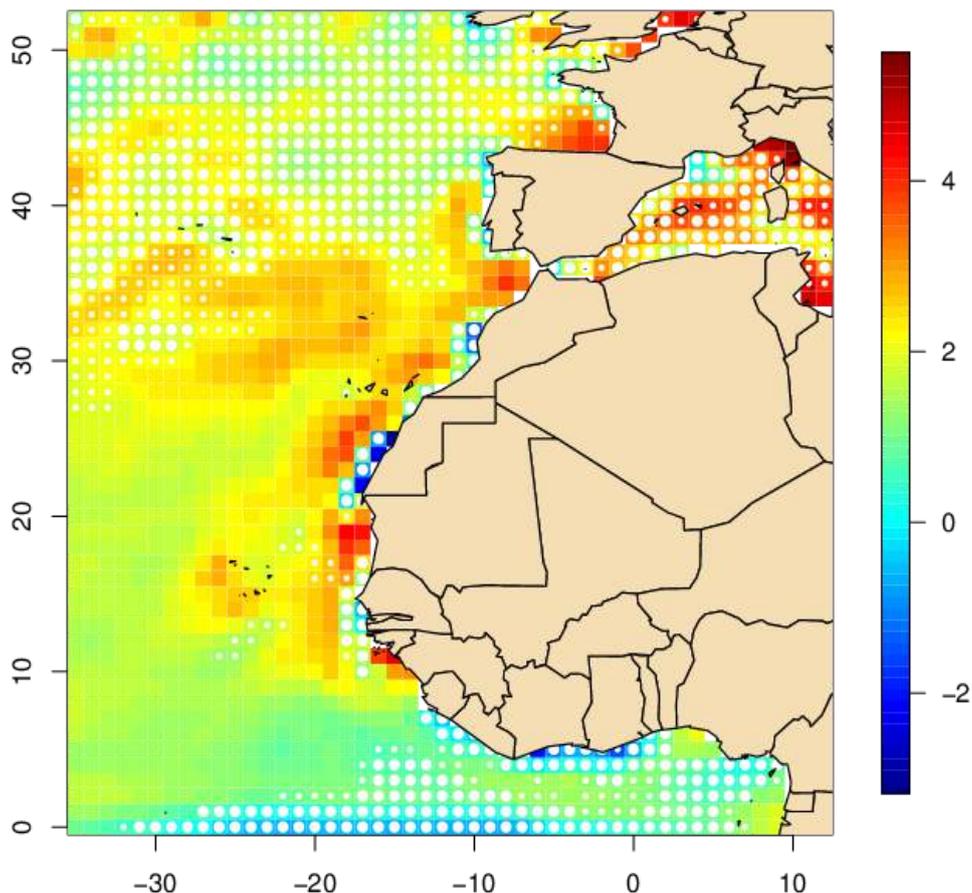


Fig. 5: Tendencias de la temperatura superficial (1981-2013) en °C/siglo.

#### 4. CONCLUSIONES

Las comparaciones de los datos obtenidos del reanálisis ERA-Interim con las observaciones de las boyas de aguas profundas son bastante satisfactorias, ofreciendo una buena cobertura espacio-temporal en las áreas marítimas. La velocidad del viento únicamente presenta tendencias significativas en unas cuantas áreas, siendo la más importante la del este de Madeira, con aumentos de más de 1,5 m/s/siglo. La altura significativa de las olas también presenta tendencias positivas, aunque su significación estadística se reduce al Mediterráneo occidental ( $> 1$  m/siglo) y nordeste de Canarias. Las tendencias de la temperatura superficial del agua del mar son positivas en prácticamente todo el dominio estudiado, con elevada significación estadística en extensas áreas, y se llegan a superar aumentos de 3 °C/siglo en el Mediterráneo, golfo de Vizcaya y varias zonas de la costa occidental africana.

Al comparar la evolución de la velocidad media del viento obtenida del ERA-Interim con la del reanálisis del NCEP para la zona este de Madeira, se observa una buena correlación, mostrando ambos un ascenso en el tramo común de datos (desde 1981). Sin embargo en el

periodo 1948-1980 el reanálisis del NCEP muestra una tendencia descendente de similar magnitud al ascenso posterior, por lo que las tendencias de viento y oleaje obtenidas en este trabajo podrían formar parte de una oscilación de largo periodo.

## 5. BIBLIOGRAFÍA

Arribas Perea, M.Á., Serrano Hidalgo, O. (1991). *Atlas de análisis extremal sobre datos visuales de barcos en ruta*. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Dirección General de Puertos y Costas, Madrid, 135 pp.

Calderón Álvarez, J., Maron Loureiro, A., Conde Aldemira, J.J. (1988). Atlas basado sobre observaciones visuales de barcos en ruta. Nivel I, Condiciones medias para el año medio y estaciones medias. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid, 337 pp.

C.E.D.E.X. (1997). *Atlas de clima marítimo con los datos del retroanálisis WASA*. Centro de Estudios de Puertos y Costas, Puertos del Estado, Madrid, 244 pp.

Crutcher, H.L. (1969). U.S. Navy Marine climatic atlas of the world. Volume VIII, The world. U.S. Dept. of Commerce, National Climatic Center, Washington D.C., USA, 179 pp.

H.M.S.O. (1949). Monthly sea surface temperatures of North Atlantic Ocean. His Majesty's Stationery Office, London, 7 pp.

Dee, D.P. and Coauthors (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597. doi: 10.1002/qj.828.

K.N.M.I. (1957). The mediterranean oceanographic and meteorological data. S-Gravenhage, Staatsdrukkerij, Holanda, 19 pp.

Kalnay, E. and Coauthors (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, pp. 437-470.

Lindau, R. (2001). *Climate atlas of the Atlantic Ocean: derived from the comprehensive ocean atmosphere data set (COADS)*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 514 pp.

Luis Guillén, J.E. de (1986). Ejecución del hindcasting piloto y desarrollo del atlas de oleaje. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid.

M.O.P.U. (1988). *Atlas basado sobre observaciones visuales de barcos en ruta*. Dir. Gen. de Puertos y Costas, Programa del Clima Marítimo. Publ. nº 28, Madrid, 337 pp.

R Development Core Team (2011). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org/>.

Sterl, A., Caires, S. (2005). “Climatology, variability and extrema of ocean waves: The web-based KNMI/ERA-40 wave atlas”. *Int. J. Climatol.*, 25, pp. 963-977.

Steurer, P.M. (1990). U.S. Navy hindcast spectral ocean wave model climatic atlas: Mediterranean sea. Naval Oceanography Command Detachment, Asheville, NC, USA, 309 pp.

Weather Bureau (1938). *Atlas of climatic charts of the oceans*. Weather Bureau, Washington, USA, 63 pp.

Young, I.R. (1996). *Atlas of the oceans : wind and wave climate*. Pergamon, Oxford, 241 pp., ISBN: 0-08-042519-4.

Zabaleta Vidales, C. (1976). *Atlas de climatología marina*. Servicio Meteorológico Nacional, Madrid, 100 pp., ISBN: 84-500-1991-5.

# ANÁLISIS DEL VIENTO Y LA NIEBLA EN EL AEROPUERTO DE LOS RODEOS (TENERIFE). CAMBIOS Y TENDENCIAS

Víctor M. ROMEO<sup>1</sup>, M<sup>a</sup> Victoria MARZOL<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Graduado en Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de La Laguna*

<sup>2</sup> *Dpto. de Geografía e H<sup>a</sup>. Universidad de La Laguna*

vmromo@ull.edu.es, mmarzol@ull.es

## RESUMEN

La particular localización del aeropuerto Tenerife Norte-Los Rodeos, en el nordeste de la isla de Tenerife, es la causa de la modificación de la dirección habitual de los vientos alisios del NE a vientos del NO, acompañados frecuentemente por nubosidad. Esto ocasiona que en un número significativo de días al año este aeropuerto esté cubierto por la niebla, lo que afecta de una forma muy importante a su operatividad. El objetivo del trabajo es caracterizar su régimen de vientos y de la niebla durante los últimos trece años (2000-2012) y comprobar si se han producido cambios significativos en ambas variables climáticas con respecto a los periodos normales de 1961-1990 y 1971-2000. Los resultados indican que las dos direcciones dominantes del viento, NO y SE, mantienen sus frecuencias no así la niebla que ha aumentado su presencia en los últimos años.

**Palabras claves:** Niebla, alisios, viento, aeropuerto Los Rodeos, Tenerife, islas Canarias.

## ABSTRACT

The particular location of Tenerife North-Los Rodeos airport in a relatively flat and exposed to the prevailing trade winds in the northeast of the island of Tenerife, the area is due to the modification of its usual direction of winds turning NE winds NO often accompanied by cloud cover. This causes a significant number of days per year the airport is covered by fog, affecting a very important way to its operation. The objective of this work is to characterize the wind regime and fog at this airport during the last thirteen years (2000-2012) and check if there have been significant changes in both climate variables with respect to the normal periods of 1961-1990 and from 1971 to 2000. The results indicate that the two dominant wind directions, NO, SE keep their frequencies not fog has increased its presence in recent years.

**Key words:** Fog, alisios, wind, airport Los Rodeos, Tenerife, Canary Islands.

## 1. INTRODUCCIÓN

Las condiciones meteorológicas tienen una importancia crucial en el desarrollo normal de las comunicaciones, tanto por carretera como por el océano y el aire. En esta ocasión nos interesa reflexionar sobre el papel que tienen dos fenómenos atmosféricos, como son el viento y la niebla, en la operatividad de un aeropuerto concreto, el de Los Rodeos en la isla de Tenerife. En el mundo existen numerosos aeropuertos que se paralizan, a veces días, por fenómenos meteorológicos como la nieve, polvo en suspensión, vientos fuertes y racheados o la niebla. De todas las causas, la pérdida de visibilidad horizontal por niebla, tanto de radiación, advectiva como por nubosidad baja, está considerada como el motivo más frecuente de la interrupción del tráfico aéreo en muchos de ellos, ocasionando importantes pérdidas económicas y trastornos a los viajeros y, en ocasiones, fatales accidentes con pérdidas humanas (Fedorova, 2001, 2010; Weymouth *et al.*, 2007; Tardif y Rasmussen, 2008; Westcott y Kristovich, 2009; Schalkwyk y Dyson, 2013). La niebla fue el origen del mayor accidente

aéreo ocurrido en la historia de la aviación y fue, precisamente, en Los Rodeos, el 27 de marzo de 1977, en él fallecieron 583 personas debido a la colisión de dos Boeing 747.

Los estudios relacionados con el viento y la niebla, son bastante escasos, si se compara con otras variables como la temperatura y la precipitación. Los análisis realizados se focalizan en aproximaciones de carácter climático (Font Tullot, 1956; Marzol, 1993), con fines para el aprovechamiento del potencial eólico (Villarrubia, 2004, Fernández, 2011) o como riesgo natural (Morales y Ortega, 2002; Ayala y Olcina, 2002). Este artículo pretende establecer los rasgos más significativos de ambas variables con el fin de comprender las interrupciones del tráfico aéreo en el segundo aeropuerto de la isla de Tenerife. Antecedentes destacados son los trabajos de Font Tullot en 1945 y Huetz de Lemps en 1969. El Plan Director del aeropuerto de Los Rodeos, elaborado por el Ministerio de Fomento en 2001, y el Mapa Estratégico de Ruido, de 2007, incluyen un análisis de la frecuencia, dirección y velocidad media del viento en los periodos 1988-1998 y 1996-2005. A nivel nacional, son varios los trabajos que relacionan al menos una de las dos variables y su incidencia en los aeropuertos de Sevilla, Madrid y Pamplona (Marín, 1989; Castejón y García-Legaz, 1996; Pejenaute, 2006).



Fig. 1: LOCALIZACIÓN DEL AEROPUERTO TENERIFE NORTE-LOS RODEOS Y EL CAMBIO DE UBICACIÓN DE LA ESTACIÓN METEOROLÓGICA (1: HASTA 1971 Y 2: A PARTIR DE ESA FECHA). FUENTE: GRAFCAN.

El aeropuerto se localiza en el nordeste de Tenerife (Fig. 1), en torno a los 600 m.s.n.m., en una de las escasas zonas relativamente llanas de la isla. Esos terrenos, ubicados próximos a los dos núcleos de población más importantes -Santa Cruz de Tenerife y La Laguna-, fueron elegidos a mediados del siglo pasado para situar uno de los dos aeropuertos con los que cuenta la isla. La llanura central se encuentra flanqueada al este por los montes del macizo de Anaga, con altitudes alrededor de 900 m.s.n.m., y al oeste por las estribaciones de la Dorsal de Pedro Gil, que alcanzan los 1.700 m.s.n.m. Esas elevaciones, situadas a ambos lados del aeropuerto, hacen que esta zona adquiera la forma de un pasillo alargado más que la de un valle y que los vientos alisios se canalicen por él, lo que ocasiona la modificación de su dirección habitual, pasando de ser vientos del NE a ser vientos del NO. Esta exposición a los vientos dominantes y la altitud a la que se encuentra la pista del aeropuerto generan uno de los mayores problemas que afecta directamente a su operatividad: la niebla. La presencia de niebla está asociada al paso de bancos de nubes estratocumuliformes, de NO a SE, cuya base discurre al ras de la propia pista y se convierte en una niebla de advección, a veces tan densa que es motivo del cierre del aeropuerto.

El trabajo se estructura en tres partes, en la primera se analizan las características del viento en el periodo 2000-2012, en la segunda se comparan los resultados obtenidos con los valores

medios de las series normales 1961-1990 y 1971-2000 para comprobar si se han producido cambios significativos, y en la tercera se analizan y comparan los días de niebla del período estudiado con los de la serie 1951-2000.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

El estudio del viento se realiza mediante el análisis estadístico de sus dos variables: dirección y velocidad. En lo que respecta a la dirección se trabaja con la rosa de vientos de 16 rumbos y en el caso de la velocidad se emplea la escala Beaufort según los umbrales que establece la Organización Meteorológica Mundial (OMM) en la Guía del Sistema Mundial de Observación de 2010, actualizada en 2012 (OMM n° 488). Los datos proceden de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y corresponden a la estación meteorológica situada en el aeropuerto de Los Rodeos, a 16°19'62"N, 28°28'39"O, a 632 m.s.n.m. (ver situación en la Fig. 1). El período estudiado es de 13 años (2000-2012) y se trabaja con las observaciones a cuatro horas del día (00, 07, 13 y 18 h). En total, se contabilizan 4.749 días con 18.996 registros, de los que se descartan 46 (el 0,2%), 39 de ellos porque la dirección del viento presenta una componente variable y 7 registros por la ausencia de datos. El test de rachas de Thom aplicado a las dos variables, dirección y velocidad del viento, de esta serie indica que es homogénea.

En el caso de la niebla, es necesario indicar que se contabiliza como día de niebla aquel en el que el observador de la estación meteorológica cifra una visibilidad, a nivel de pista, inferior a 1 km, no utilizando los tres visibilímetros existentes. El análisis de esta variable se realiza del período 1951-2013 y a escala mensual. En el año 1971 se produce un cambio de ubicación de la estación meteorológica desde la cabecera norte de la pista, más afectada por la niebla, a la cabecera sur con una situación de cierto sotavento, lo que reduce el registro del número de días con niebla (Fig. 1). Por ese motivo, se compara la evolución de este meteoro en los últimos 13 años con respecto al período 1971- 2000. Se aplica el test de rachas de Thom a esta serie, obteniéndose que es homogénea con una significación del 97,8%, y la prueba T de Student de la serie dividida en dos períodos (1951-1970 y 1971-2013) indica que ambas pertenecen a la misma serie con un grado de significación del 95%, por lo que la serie de días de niebla se puede considerar homogénea.

## 3. RESULTADOS

### 3.1. Caracterización de la dirección media del viento en Los Rodeos (2000-2012)

Al analizar la frecuencia relativa de cada dirección del viento, utilizando para ello todas las observaciones del periodo estudiado, lo primero que destaca es el predominio del cuarto cuadrante puesto que los vientos del Oeste hasta el NNO representan el 68% del total de las observaciones. Aunque todas sus direcciones alcanzan valores elevados, sobresale la asiduidad de las componentes NO y ONO (tabla 1). Opuestos a esos vientos dominantes, y sólo con una frecuencia en torno al 20%, se encuentran los del segundo cuadrante. En cuanto a los vientos de los restantes cuadrantes, su incidencia es muy escasa puesto que su frecuencia apenas supera el 10%.

FRECUENCIA MEDIA DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO EN LOS RODEOS (2000-2012)																
N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO	calma
3,9	0,9	0,4	0,5	2,3	6,0	6,4	5,2	2,9	0,5	0,4	1,2	11,9	21,4	23,1	11,2	1,9

Tabla 1: FRECUENCIA (%) MEDIA DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO EN LOS RODEOS, A LAS 00, 07, 13 Y 18 HORAS (2000-2012). FUENTE: AEMET

El comportamiento del viento en Los Rodeos tiene una dualidad muy bien diferenciada. Durante seis meses, de abril a septiembre, domina el viento del NO, siendo más frecuente en las horas de la tarde, mientras que en los otros seis meses, de octubre a marzo, esa dirección se comparte, en muchas ocasiones casi al 50%, con los vientos del SE, que son más frecuentes al mediodía. Estacionalmente también se observan claras diferencias puesto que en el invierno los vientos del segundo cuadrante tienen similar frecuencia que los del cuarto; desde mediados de primavera hasta comienzos del otoño los vientos del SE van perdiendo relevancia en favor de los del NO, que se convierten en los más importantes con diferencia. Esta dirección llega a suponer el 40 y 43% de los días en mayo y junio al atardecer, hora en la que alcanzan la mayor asiduidad. Con la llegada del otoño se produce un cambio en el comportamiento y a partir de septiembre los vientos del SE vuelven a ser significativos hasta hacerse igual de frecuentes que los del NO a comienzos del año. Ahora bien, las tareas de aterrizaje y despegue de las aeronaves de este aeropuerto no se ven interferidas por causa de ese cambio de la dirección del viento a lo largo del año puesto que las dos componentes predominantes son coincidentes con la orientación de la pista.

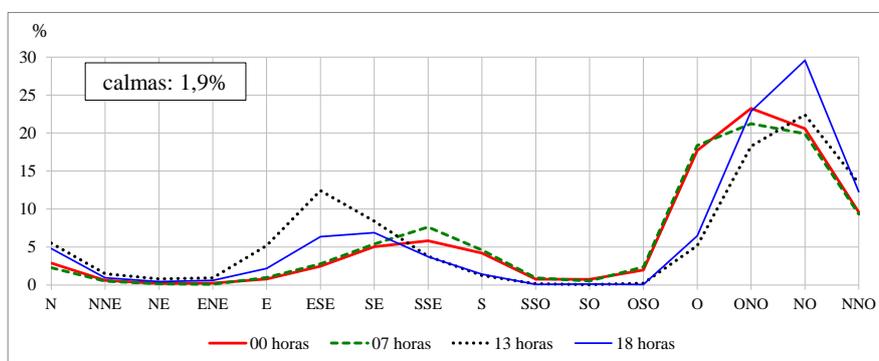


Fig. 2: FRECUENCIA (%) MEDIA ANUAL DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO A CUATRO HORAS DEL DÍA EN LOS RODEOS (2000 - 2012). FUENTE: AEMET

El gráfico de los porcentajes de las frecuencias medias anuales, calculados sobre el total de las observaciones de cada hora (Fig. 2) ratifica, por una lado, el dominio de los vientos del cuarto cuadrante a lo largo de todo el año, con un pico máximo a las seis de la tarde, y, por otro, que los vientos del segundo cuadrante constituyen la segunda componente dominante. El resto de las direcciones son muy infrecuentes en este lugar.

### 3.2. La velocidad media mensual y anual del viento en el período 2000 - 2012

Del análisis de las frecuencias absolutas y relativas de la velocidad del viento del total de los datos a cuatro horas (00, 07, 13 y 18 h), utilizando los umbrales de la escala de Beaufort, se concluye que el 78% de los vientos son inferiores al grado 4 de dicha escala, lo que supone que no se superan los 28 km/h. Si el umbral se pone en el grado 5, es decir vientos inferiores a 38 km/h, se puede afirmar que el 95% de los vientos en el pasillo de Los Rodeos tuvieron, durante los últimos trece años, una velocidad de floja a moderada. Las frecuencias mayores corresponden a los grados 3 y 4, lo que significa que más de la mitad de las observaciones tienen una velocidad entre los 12 y 28 km/h, valores habituales de los vientos alisios. En cuatro ocasiones el viento ha superado el grado 8 de la escala de Beaufort, catalogado como temporal (02/04/2000, 09/04/2002, 10/04/2002 y 29/11/2005). Los periodos de calmas son relativamente escasos porque sólo suponen el 1,9% de la serie estudiada.

En lo referente a la dirección de esas velocidades, los vientos del 4º cuadrante poseen una velocidad cercana a los 25 km/h durante todo el año mientras que los del 2º cuadrante son siempre inferiores, de 10 a 15 km/h, siendo al mediodía cuando alcanzan la mayor intensidad (Fig. 3).

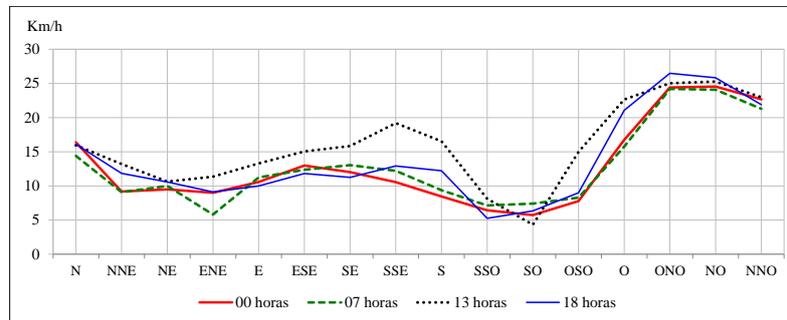


Fig. 3: VELOCIDAD (KM/H) MEDIA ANUAL DEL VIENTO A CUATRO HORAS DEL DÍA EN LOS RODEOS (2000-2012). FUENTE: AEMET. ELABORACIÓN PROPIA

La velocidad del viento en este aeropuerto tiene diferencias estacionales. A principios del invierno el viento del NO posee una velocidad media cercana a los 20 km/h, en enero empieza a aumentar hasta situarse entre 20 y 25 km/h en marzo. Durante la primavera se mantiene en torno a los 25 km/h, incrementándose por encima de ese valor durante todo el verano, incluso superando los 30 km/h en julio, siendo este mes el más ventoso. Con la llegada del otoño comienza a descender paulatinamente la velocidad del viento del NO hasta llegar a ser de 20 km/h en noviembre. Lo mismo ocurre a lo largo del día. Por la noche, hay un predominio claro de vientos del ONO, con una velocidad media que se acerca a los 25 km/h; al amanecer, esa dirección del alisio reduce ligeramente su frecuencia y velocidad, mientras que los vientos del SSE aumentan sobre todo su constancia. En el mediodía los vientos del ONO rolan al NO y los del SSE al ESE, incrementándose la velocidad de ambos con respecto a lo que ocurre a las 7 de la mañana. Finalmente, al atardecer la tendencia se invierte y son los vientos del NO los más frecuentes, ya que casi el 30% de los días tienen esa dirección. En cuanto a las calmas alcanzan sus valores más elevados por la noche.

**3.3. Diferencias del viento en el periodo 2000-2012 con respecto a los valores normales 1961-1990 y 1971-2000**

Al comparar los valores de los tres periodos se observa un predominio de los vientos del cuarto cuadrante frente a los del segundo en las tres las series, repitiéndose una ausencia casi total del resto de las direcciones.

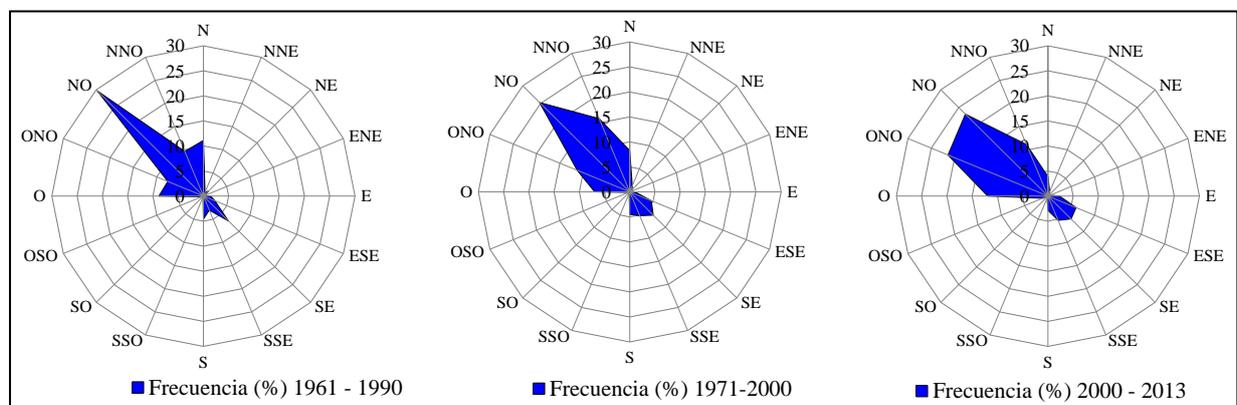


Fig. 4: FRECUENCIA (%) DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO EN LOS RODEOS EN 1961-1990, 1971-2000 Y 2000-2013. FUENTE: AEMET. ELABORACIÓN PROPIA

Las diferencias más significativas son:

1. La incidencia de las dos direcciones dominantes del viento en el aeropuerto Los Rodeos, 4º y 2º cuadrantes, ha aumentado en los últimos años en detrimento de las restantes (tabla 2).

SERIES	4º cuadrante	2º cuadrante
1961-1990	57%	15%
1971-2000	60%	19%
2000-2012	64%	20%

Tabla 2: VARIACIÓN DE LA FRECUENCIA DE LOS VIENTOS DEL NO Y SE EN EL AEROPUERTO DE LOS RODEOS

2. En el caso de las calmas ocurre lo contrario, su frecuencia se ha reducido drásticamente pasando del 11% en el treintenio 1961-1990, al 8%, en el de 1971-2000 y apenas al 2% en los primeros trece años de este siglo.

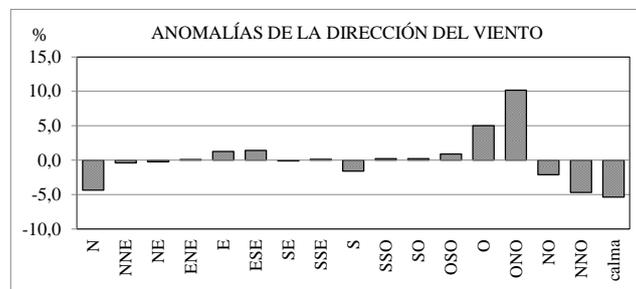


Fig. 5: ANOMALÍAS DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO EN EL AEROPUERTO DE LOS RODEOS ENTRE EL PERÍODO 2000-2012 Y 1971-2000.

3. Al comparar los dos últimos periodos, 1971-2000 y 2000-2012, y así evitar las posibles interferencias debidas al cambio de ubicación de la estación, se observa que las únicas direcciones que han aumentado su frecuencia son las del E, ESE y sobre todo los del Oeste y NO. En definitiva, parece que el viento en este aeropuerto ha rolado al ONO en los últimos años (Figs. 4 y 5).

Al comparar la velocidad media del viento de los últimos trece años con la de la serie 1971-2000 se aprecia un descenso generalizado en todas las direcciones salvo en la de los vientos del Noroeste que aumenta un 2% (Fig. 6).

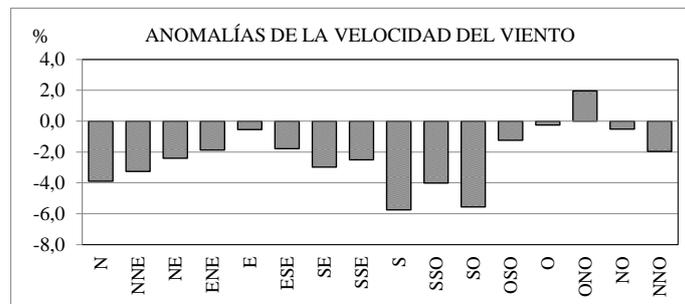


Fig. 6: ANOMALÍAS DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN EL AEROPUERTO DE LOS RODEOS ENTRE LOS PERÍODOS 2000-2012 Y 1971-2000.

### 3.4. Frecuencia de los días de niebla en Los Rodeos

En los días en los que el régimen de los alisios es el dominante en las islas Canarias, es muy frecuente que las vertientes septentrionales se vean cubiertas por un manto de nubes. Al ser un fenómeno asociado a los vientos del NO en Los Rodeos, es interesante ver su evolución en los periodos analizados, para comprobar si existen diferencias y si éstas son coherentes con los resultados obtenidos anteriormente. La niebla está presente una media de 82 días al año, es decir uno de cada cuatro días el aeropuerto está cubierto por la niebla en algún momento del día. En su frecuencia anual se observa que no existe tendencia en ninguno de los tres periodos (Fig. 7).

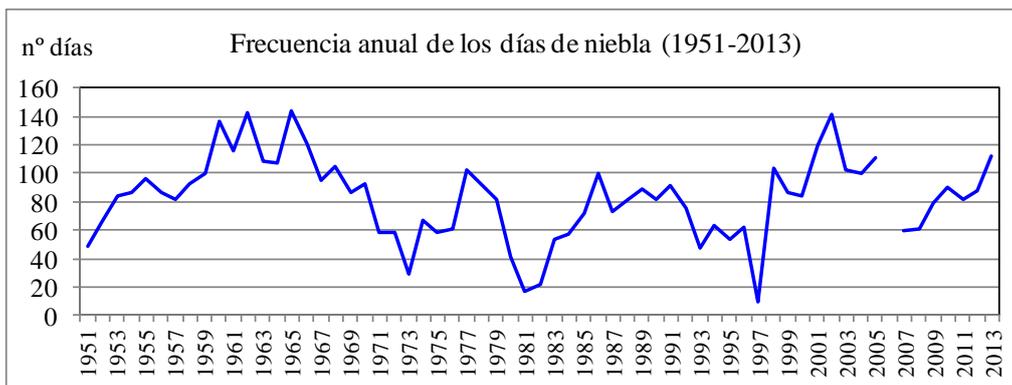


Fig. 7: FRECUENCIA ANUAL DE LOS DÍAS DE NIEBLA EN EL AEROPUERTO DE LOS RODEOS DESDE 1951 HASTA 2013. FUENTE: AEMET

La frecuencia mensual de este meteoro evidencia que la niebla se convierte en un condicionante de la actividad de este aeropuerto sobre todo durante los meses del verano. La diferente frecuencia de los días de niebla de los periodos 1951 a 1970 y 1971 a 2000 está distorsionada por el cambio de ubicación de la estación meteorológica. Sin embargo, si es viable esa comparación entre los de 1971 a 2000 y lo ocurrido en los últimos catorce años, resultando que se ha producido un aumento de esa frecuencia en todos los meses (Fig. 8).

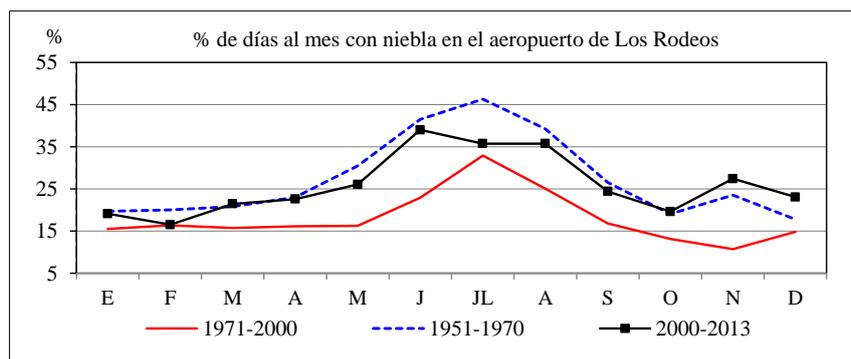


Fig. 8: FRECUENCIA MEDIA MENSUAL DE LOS DÍAS CON NIEBLA EN EL AEROPUERTO DE LOS RODEOS EN LOS TRES PERÍODOS ANALIZADOS.

En los últimos catorce años se constata que el aeropuerto ha visto interferida su actividad por la niebla con algo más frecuencia, sobre todo en el mes de noviembre, por lo que el mayor cambio se produce en otoño (Fig. 9).

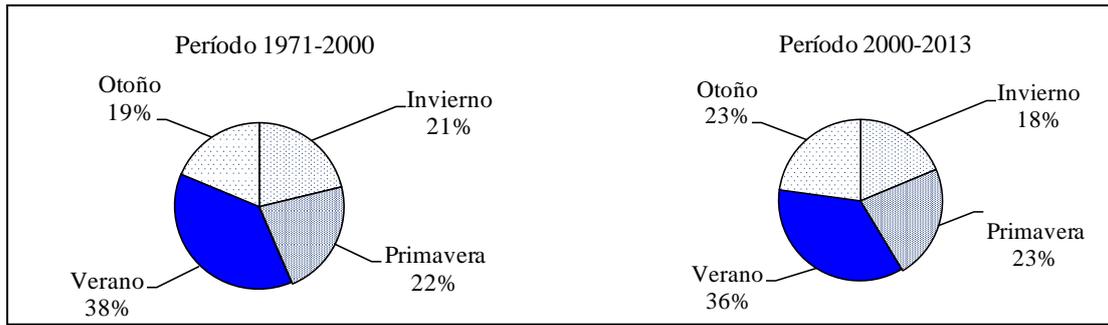


Fig. 9: PORCENTAJE DE DÍAS CON NIEBLA EN CADA UNA DE LAS ESTACIONES DEL AÑO EN EL AEROPUERTO DE LOS RODEOS.

### 3.6 Ejemplo de la dualidad del viento en el aeropuerto de Los Rodeos: lo ocurrido durante la segunda quincena de abril de 2013

Como ha quedado patente, en el pasillo de Los Rodeos existe un régimen de vientos en el que se alternan de forma casi exclusiva dos componentes, el NO y el SE. El predominio de una u otra componente va a marcar el tipo de tiempo dominante, no sólo en él sino en la totalidad de la isla. El régimen de alisos se caracteriza por una humedad relativa elevada, una temperatura suave y una considerable nubosidad; por el contrario, bajo la influencia del tiempo sur, denominado así por ser vientos secos y cálidos procedentes del Sáhara, la humedad relativa baja, la temperatura es alta o muy alta y el número de horas de sol al día suele ser muy elevado. Lo ocurrido durante la segunda quincena del mes de abril de 2013 muestra los sucesivos episodios que alternaron los vientos del NW con los del SE en el sector de Los Rodeos.

En la figura 10 se observa cómo el tiempo del día 18 era el típico del régimen de alisos, puesto que la temperatura era suave, inferior a 20°C en las horas centrales del día, y la humedad relativa muy alta, del 100% al atardecer; el 80% de las horas de ese día el viento fue del ONO. Del 19 al 23 se produce un cambio radical en las condiciones, los vientos húmedos y frescos del NO son sustituidos por otros cálidos y secos del SSE. Así la temperatura supera los 30°C durante el mediodía y la humedad relativa desciende por debajo del 30%. En los siguientes días se produce una situación de transición en la que disminuye la temperatura y asciende la humedad hasta que el día 27, y sobre todo el 28, el régimen de los alisos vuelve a “entrar”. En estos diez días se contabilizaron sólo dos días de niebla, el 18 y el 28 de abril, coincidiendo con los días de alisio del Noroeste.

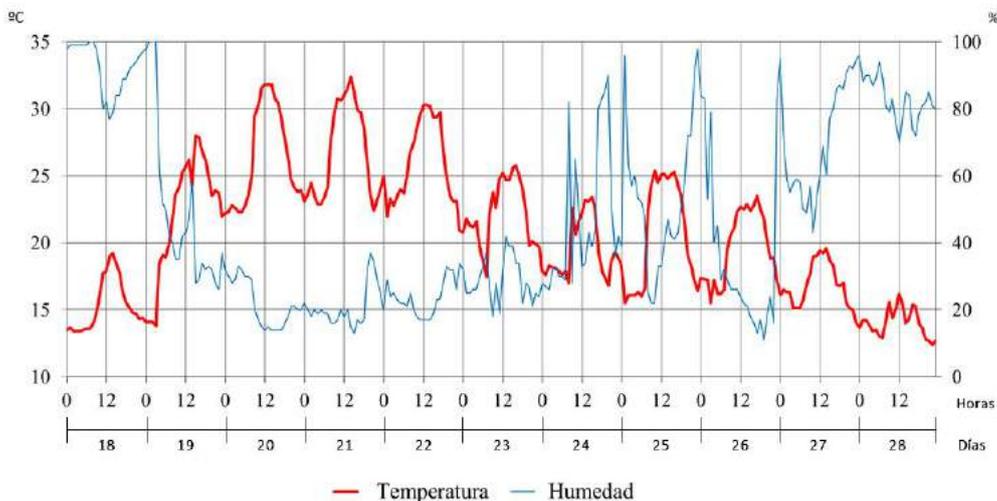


Fig. 10: EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD RELATIVA Y LA TEMPERATURA

HORARIA DESDE EL DÍA 18 AL 28 DE ABRIL DE 2013 EN LOS RODEOS. FUENTE: AEMET. ELABORACIÓN PROPIA

## 6. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos confirman el predominio durante casi todo el año de los vientos alisios del NE, que en el sector de la isla donde se ubica el aeropuerto, debido a la orografía, se canalizan y se convierten en vientos del NO. Estos vientos, dominantes en la mayoría de los meses, alcanzan sus picos máximos de frecuencia y velocidad en los de primavera y verano.

El segundo rasgo definitorio es la dualidad existente entre los vientos del cuarto y segundo cuadrante, y la casi nula presencia de vientos de los otros cuadrantes. Los meses en los que desciende la presencia de los alisios son los vientos del SE los que ganan relevancia, llegando incluso a sobrepasar en frecuencia e intensidad a los primeros en determinados momentos del año. En lo que se refiere a su velocidad, ésta es superior en los vientos del NO que en los del SE, en verano que en invierno y al mediodía que al atardecer.

Al comparar la serie 2000-2012 con los periodos 1961-1990 y 1971-2000, se concluye que se ha producido una cierta variación en el comportamiento del viento, aumentando su frecuencia en esos trece años con respecto a las series normales y rolando la dirección predominante del NO al ONO. En el caso de los vientos del SE, ocurre algo similar pero las modificaciones son menos acusadas. De ello se extraen dos conclusiones, que el régimen de vientos en el pasillo de Los Rodeos está cada vez más marcado por las direcciones NO y SE, coincidiendo con la orientación de la pista de aterrizaje, y que hay un descenso continuado de los episodios de calmas.

Por último, se aprecia un aumento de los días de niebla en el periodo 2000-2013 al compararlo con la serie 1971-2000. A este respecto, el organismo estatal Aeropuertos Españoles y Navegación Aérea (Aena) ha instalado un nuevo sistema instrumental de ayuda al aterrizaje (ILS, por sus siglas en inglés) que facilitará, a partir de 2015, las operaciones de aproximación y despegue en condiciones de baja visibilidad. Eso reducirá de forma considerable las cancelaciones, desvíos y retrasos tan frecuentes en este aeropuerto, sobre todo en verano.

## 7. REFERENCIAS

- Ayala, J. y Olcina, J. (2002). *Riesgos naturales*. Ariel, Barcelona.
- Castejón, F. y García-Legaz, C. (1996). *Predicción de nieblas. Aplicación particular al aeropuerto de Madrid Barajas*. I.N.M.
- Fernández, J.M. (2011). *Guía completa de la energía eólica*. A. Madrid Vicente, Madrid.
- Fedorova, N. (2001). *Investigation of radiation fog formation on the South coast of Brazil*. 2<sup>nd</sup> International Conference on Fog and Fog Collection. St. John's, Canadá, pp. 395-398.
- Fedorova, N. (2010). *Dangerous fog analyses and forecast in the Maceio airport, Brasil*. 5<sup>th</sup> International Conference on Fog Collection and Dew. Munster, Alemania, pp. 7-10.
- Font Tullot, I. (1945). *Resumen del régimen de vientos y nieblas en el aeropuerto de Tenerife*. Cabildo Insular de Tenerife.
- Font Tullot, I. (1956). *El tiempo atmosférico en las Islas Canarias*. S.N.M. Serie A (memorias nº 26), Madrid.

- Huetz de Lemp, A. (1969). *Le Climat des Îles Canaries*. S.E.D.E.S. París.
- Marín, J. R. (1989). *Nieblas en el aeropuerto de Sevilla*. Primer simposio nacional de predictores del I.N.M., pp. 295-310.
- Marzol, M.V. (1993). Los factores atmosféricos y geográficos que definen el clima del archipiélago canario. En *Aportaciones en Homenaje al profesor Luis M. Albentosa*. Diputación provincial de Tarragona, Tarragona, pp. 151-176.
- Ministerio de Fomento, AENA. (2001). *Plan Director del Aeropuerto de Tenerife Norte*. Madrid.
- Ministerio de Fomento, AENA: (2007). *Mapas estratégicos de ruido de los grandes aeropuertos. Aeropuerto de Tenerife Norte*, Madrid.
- Morales, C. y Ortega, T. (2002). “*La niebla como riesgo*”. *Riesgos naturales*. Ariel ciencia, Barcelona.
- OMM (2012). *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.
- Pejenaute, J. M. (2006). *Las nieblas y el tráfico aéreo en el aeropuerto de Pamplona*. En Cuadrat, J.M.; Saz, M.; Serrano, S. et al (eds) *Clima, Sociedad y Medio Ambiente*. Publicaciones de la AEC, serie A, nº 5, pp. 817-826.
- Schalkwyk, van L. and Dyson, L. (2013). “Climatological characteristics of fog at Cape Town International Airport”. *Weather and Forecasting*, 28, pp. 631-646.
- Tardif, R. and Rasmussen, R. (2008). “Process-Oriented Analysis of Environmental Conditions Associated with Precipitation Fog Events in the New York City Region”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol 47, pp. 1671-1703.
- Villarrubia, M. (2004). *Energía eólica*. CEAC. Barcelona.
- Westcott, N. and Kristovich, D. (2009). *A Climatology and Case Study of Continental Cold Season Dense Fog Associated with Low Clouds*. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol 48, pp. 1671-1703.
- Weymouth, G.; Bonch, T.; Newham, P.; Bally, J.; Potts, R.; Nicholson, A.; Korb, K. (2007). *Dealing with uncertainty in fog forecasting for major airports in Australia*. Fourth International Conference on Fog, Fog Collection and Dew. La Serena, Chile, pp. 73-76.

# ENFOQUE PROBABILÍSTICO PARA LAS SITUACIONES DE VIENTO EXTREMO

Macarena RODRIGO <sup>(1)(2)</sup>, José Antonio LÓPEZ <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Consorcio de Compensación de Seguros (CCS), Madrid, España

<sup>(2)</sup> Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Madrid, España  
ccseguros@aemet.es, jlopezd@aemet.es

## RESUMEN

La Tempestad Ciclónica Atípica o TCA es un fenómeno extremo de la naturaleza en el que están incluidos los tornados y los vientos extraordinarios definidos como aquellos que dan lugar a rachas máximas de viento superiores a 120 km/h. El Consorcio de Compensación de Seguros, CCS, compensa los daños producidos por estos fenómenos y la Agencia Estatal de Meteorología, AEMET, es la encargada de elaborar los informes técnicos que concretan la zona geográfica afectada. En este trabajo se presenta una nueva metodología basada en un enfoque probabilístico utilizando la desviación estándar de la estimación puntual de la técnica operativa. Se busca el percentil de la estimación puntual que corrige el error sistemático de la técnica operativa haciendo que el nuevo estimador sea insesgado para las rachas máximas elevadas.

**Palabras clave:** Racha Máxima, Tempestad Ciclónica Atípica, Riesgo Extraordinario, Métodos de Interpolación, Percentil, Validación.

## ABSTRACT

The Atypical Cyclonic Storm, TCA, is an extreme natural phenomenon in which are included tornadoes and extraordinary winds defined as wind gusts exceeding 120 km/h. The Spanish Insurance Compensation Consortium, CCS, provides insurance coverage against these phenomena and the Spanish Meteorological Agency, AEMET, is responsible for developing the technical reports which specify the geographical area affected. This paper presents a new methodology based on a probabilistic approach using the standard deviation of the point estimation of the operative technique. The percentile of the point estimate is used to correct the systematic error of the operative technique such that the new estimator is unbiased for high maximum gusts.

**Key words:** Maximum Gust, Atypical Cyclonic Storm, Extraordinary Risk, Interpolation Methodology, Percentile, Validation.

## 1. INTRODUCCIÓN

La técnica desarrollada en AEMET para la delimitación geográfica de las zonas que han superado la racha de viento de 120 km/h (Consorcio de Compensación de Seguros, 2012) aplica una técnica geoestadística, el krigeado universal, que se apoya en los datos de

observación y toma como variables externas la elevación del terreno, la distancia al mar y las salidas del modelo HIRLAM de alcance más corto del campo de racha máxima.

El krigeado es una técnica de interpolación geoestadística en la que la estimación en un punto cualquiera es una combinación lineal de las observaciones en el resto de puntos debidamente ponderadas (se busca que el estimador sea insesgado y que presente varianza mínima). En concreto, la técnica del krigeado universal es la elegida para las estimaciones de las áreas de rachas máximas de viento, y se basa en un modelo de tendencia lineal en el que entran en juego las variables auxiliares citadas y se obtienen, de esta manera, variaciones suaves en la interpolación (Burrough y McDonnell, 1998).

La estructura del semivariograma usada se especifica “sin efecto pepita” de tal forma que el estimador del krigeado es exacto: en los puntos de observación el valor estimado coincide con el valor observado. Esto es importante para el CCS puesto que es necesario respetar al máximo los valores observados ya que son los que tienen mayor fuerza legal (García-Legaz y Valero, 2013).

Mediante una evaluación del procedimiento operativo para los vientos más intensos se ha constatado que, además del error aleatorio inevitable en cualquier técnica de estimación en las zonas sin observación, existe otra componente del error de carácter sistemático.

Esta evaluación se ha realizado mediante la validación de 15 situaciones diferentes de TCA ocurridas en diferentes áreas geográficas y con extensiones y repercusión de diversas dimensiones. En primer lugar, se seleccionan una serie de estaciones de observación que no se tendrán en cuenta en el momento de realizar la interpolación geoestadística, y que posteriormente se utilizarán para comparar el resultado de las estimaciones en estas estaciones con su valor observado. El porcentaje de estaciones seleccionadas es de un 20% en principio aleatoriamente, pero aplicando así mismo alguna condición adicional que nos asegure tanto una cobertura espacial como una presencia de estaciones con valores elevados de racha máxima, pues son los de nuestro interés principal.

Para estos valores elevados de racha máxima se ha obtenido un sesgo negativo en las estimaciones con un valor medio de -13 km/h, esto es, el valor estimado infraestima el observado. Este sesgo negativo cabe explicarlo por el hecho de que el krigeado produce un estimador insesgado globalmente pero sobre un rango particular de observaciones acerca el estimador a la media. Como se seleccionó un rango de valores de observación más alto que la media es de esperar un sesgo negativo (Rodrigo y López, 2013).

## **2. METODOLOGÍA**

Para mejorar las estimaciones de racha máxima elevada con el procedimiento operativo se ha desarrollado un método basado en un enfoque probabilístico. Este enfoque ya está de hecho presente de forma implícita en la base de la actual técnica operativa, puesto que los valores estimados en un punto se interpretan como el valor medio o esperado de la función de densidad de probabilidad de la racha máxima de viento estimada en ese punto. Para tener un conocimiento más detallado de la distribución de probabilidad no basta con conocer las medidas de tendencia central sino también es necesario conocer las medidas de dispersión (Cressie, 1991). Por tanto, si se conociera la desviación típica de la distribución del viento en

cada punto se podría dar una estimación basada, no sólo como ahora en la media estimada, sino también en cualquier percentil que se desee.

La herramienta utilizada hasta el momento para obtener las estimaciones de racha máxima mediante el método operativo es el Sistema de Información Geográfica SAGA (System for Automated Geoscientific Analyses). Mediante este software no es posible calcular las medidas de dispersión puesto que sólo realiza el cálculo para el valor esperado, medida de centralidad. Con objeto de obtener la desviación típica de la estimación ha sido necesario programar la técnica operativa, que usa un krigeado universal, en el lenguaje y entorno de programación R que permite extraer tanto las medidas centrales como las de dispersión (R Core Team, 2013).

## 2. 1. Validaciones

Las validaciones realizadas incluyen un total de 15 TCA diferentes que engloban fenómenos ocurridos en diferentes zonas y con extensiones varias, al igual que ocurre en la selección realizada al realizar la evaluación del procedimiento operativo. Por tanto, son estas mismas situaciones las que se han utilizado en este estudio. Dentro de estas, es necesario destacar aquellas que presentan mayor extensión puesto que son las de mayor impacto económico y en las que están incluidas: Floora (13 al 15 de enero de 2010), Xynthia (27 al 28 de febrero de 2010), TCA 15 al 17 de diciembre de 2011 y Gong (18 al 20 de enero de 2013).

Para estimar de forma precisa el error sistemático de la técnica operativa se han realizado validaciones aleatorias múltiples para este conjunto de situaciones de viento fuerte. La selección de estaciones de validación que permite evaluar los sesgos obtenidos se aplica mediante un programa en R que tiene en cuenta las características que presenta la TCA, (Dalgaard, 2008).

Para las situaciones que presentan mayor extensión, detalladas anteriormente, se ejecutan un total de 50 validaciones por cada TCA. Dado el número elevado de observaciones de racha fuerte (esto es, por encima de 80 km/h) en este tipo de TCA, en cada validación se incluyen 10 de estas observaciones. Además, cada validación se completa con un número de estaciones de observación con valores de racha máxima por debajo de 80 km/h. Este número de estaciones que completa cada validación depende de la proporción existente entre valores altos y bajos de racha máxima en los datos totales, los que incluyen todas las estaciones de observación. En ambos casos las estaciones se seleccionan de manera aleatoria y sin reemplazo. Asimismo se tiene en cuenta la densidad local de estaciones imponiendo que no se repita ninguna provincia dentro de una misma validación. Además se impone la condición de que cada observación por encima de 80 km/h entre al menos una vez en alguna validación, y otra condición que asegura que este tipo de observación no se concentre para que no se perturbe demasiado el campo estimado al suprimirlas.

En cambio, para las TCA de menor extensión, el procedimiento puede ser más exhaustivo. En este caso, en cada validación se elimina una sola estación con racha máxima observada superior a 80 km/h del mismo modo, selección aleatoria y sin reemplazo. De este manera el número de validaciones para cada una de estas situaciones se corresponde exactamente con el número de estaciones de observación que presentan rachas máximas elevadas (en nuestro caso oscila entre un mínimo de 69 y un máximo de 165).

### 3. EL MÉTODO PROBABILÍSTICO

Esta técnica utiliza el procedimiento operativo programado en R con objeto de obtener no sólo las estimaciones propias de la variable de interés, la racha máxima, sino una estimación de la desviación estándar. Para ello aplica la función “krige” del paquete de R “gstat” que genera tanto las medidas centrales como las de dispersión (Bivand *et al.*, 2008). El semivariograma se ajusta con las funciones de este mismo paquete.

El semivariograma, similar a la covarianza sin centrar, es la función que caracteriza la estructura de momentos de segundo orden mediante un solo argumento (espacial). Para la técnica geoestadística considerada se impone la estacionariedad, es decir, invarianza de los momentos de segundo orden frente a desplazamientos. Se trabaja con los residuos y se estima la matriz de covarianzas (o semivariograma) trabajando con estos residuos. Por otro lado, en el semivariograma se utiliza no sólo la variable de racha máxima, tal y como permite SAGA, sino que se incluyen todas las variables externas.

La técnica probabilística se basa en la descripción de la distribución de probabilidad mediante los parámetros estimados de dicha distribución, valor medio y desviación estándar, buscando los percentiles que corrijan el sesgo negativo obtenido en las estimaciones correspondientes a las observaciones con velocidades de racha máxima superiores a 80 km/h.

Las validaciones efectuadas inicialmente para la técnica operativa utilizando R y para los valores de racha máxima elevadas muestran un sesgo sistemático negativo. Este sesgo varía según el tipo de TCA, para las más extensas se presenta un sesgo menor.

Por otro lado, se observa cómo a medida que tomamos percentiles mayores se produce una clara mejora en el sesgo, para el caso de las rachas máximas elevadas, hasta que llega a hacerse nulo. Como cabría esperar, la anulación del sesgo depende del tipo de TCA, de manera que las de mayor extensión se anulan a percentiles menores y viceversa.

#### 3.1 Calibración del método

Fecha TCA	Percentil	Probabilidad	Extensión TCA
20100113a15	0,42	66%	229.338
20100227a28	0,43	67%	310.622
20111023a27	0,92	82%	60.705
20111112a14	0,86	80%	29.578
20111215a17	0,62	73%	148.913
20120105a08	0,80	79%	30.716
20120202a05	0,85	80%	80.420
20120206a08	0,78	78%	70.906
20120415a17	1,37	91%	31.316
20120423a26	1,10	86%	55.365
20121027a28	0,75	77%	31.165
20121124a25	0,84	80%	31.380
20121213a16	0,93	82%	81.492
20130118a20	0,47	68%	201.691
20130123a24	0,87	81%	71.162

Tabla 1: RESULTADOS DE LAS VALIDACIONES PARA CADA TCA

En la Tabla 1 se presentan los resultados, para cada una de las TCA, de las validaciones descritas anteriormente. La fecha de la TCA viene dada en el formato año, mes y período de días que comprende. En la siguiente columna se detallan los percentiles para los que el sesgo se anula teniendo en cuenta los valores elevados de racha máxima superior a 80 km/h, así como la probabilidad a la que corresponden. Por último, para dar una idea general de la extensión de la TCA se han contado los puntos de grid (1km x 1km) que presentan valores de racha máxima superiores a 80 km/h en las estimaciones realizadas con el método operativo utilizando R, que se reflejan en la última columna.

Los anteriores resultados se representan en la Fig. 1, en la que se muestra la dependencia entre los percentiles obtenidos para cada una de las TCA y su extensión. Para facilidad de interpretación las TCA grandes y normales se diferencian por el color. Como se observa, aunque las dos poblaciones por extensión de TCA se separan bien por los percentiles, no hay una forma simple de dependencia general del percentil con la extensión (especialmente para las TCA de extensión menor). Por ello se ha optado por definir dos percentiles correctores, uno para cada tipo de TCA según extensión.

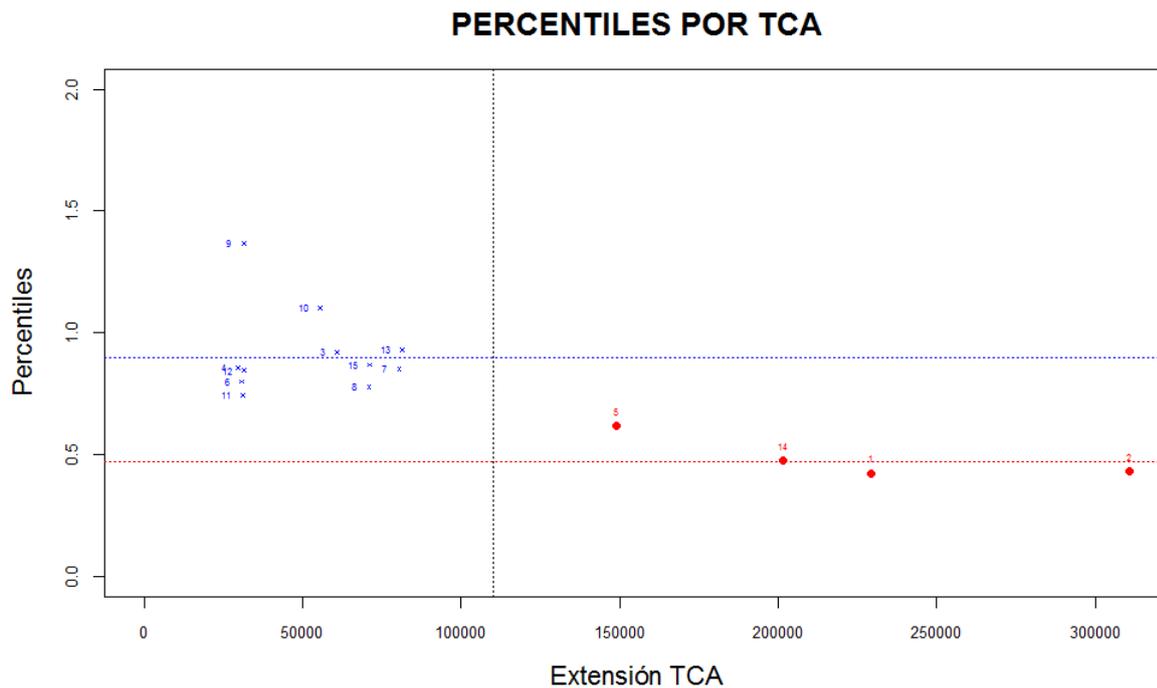


Fig. 1: Dependencia entre el percentil y la extensión para cada una de las TCA

Para las TCA más pequeñas, representadas mediante cruces en azul y que están dispuestas como una nube de puntos, el percentil que se aplica es de 0,9 (línea horizontal discontinua azul), resultado de la media de los percentiles ponderada con las extensiones para esta población de TCA. El criterio para definir esta población de TCA es que su extensión (tal como se definió anteriormente en términos de puntos de rejilla) sea inferior a 120.000 (línea vertical discontinua negra).

Por otro lado, para las TCA de mayor extensión (es decir, con extensión por encima de 120.000), representadas en el gráfico mediante puntos en rojo, el percentil que resulta de la media ponderada es 0,47. De esta forma se define completamente la forma de aplicar el método probabilístico para una TCA cualquiera. Estos resultados sumarios se reflejan en la Tabla 2.

Tipo TCA	Extensión	Percentil	Probabilidad
Pequeña	< 120.000	0,90	82%
Grande	$\geq$ 120.000	0,47	68%

Tabla 2: NORMA DE APLICACIÓN MÉTODO PROBABILÍSTICO

### 3.2 Comparación del método probabilístico con el operativo

Una vez calibrado el método probabilístico se procedió a valorar las diferencias que presenta con relación al método operativo, utilizando las mismas 15 TCA. Las variables utilizadas para resumir estas diferencias son:

- a) extensión de rachas máximas superiores a 120 km/h (como antes en términos de número de puntos de rejilla)
- b) número de municipios afectados según la condición anterior
- c) número de habitantes de los municipios resultantes.

Hay que aclarar que en la condición b) anterior un municipio se considera afectado si algún punto de rejilla afectado pertenece al municipio. Como puede apreciarse, la primera variable tiene un estricto carácter fisiográfico, mientras que las otras dos permiten aproximar el impacto económico de las TCA. La decisión de tomar estas dos variables se debe a que el CCS aplica la ampliación de las zonas a municipios para cubrir los daños ocasionados según su reglamento.

En la Tabla 3 se muestra un resumen de este análisis en el que se calculan estas diferencias teniendo en cuenta todas las situaciones. En cuanto al área que delimita las rachas máximas mayores o iguales a 120 km/h el aumento es del 83%. Al extender estas zonas a municipios el aumento es algo menor, 75%, pero todavía un valor considerablemente alto. Por último, para la variable más representativa de los costes que podría ocasionar una situación de TCA, la población, se obtiene un aumento del 62% del método probabilístico respecto al operativo.

Área	Número municipios	Población municipios
83%	75%	62%

Tabla 3: COMPARATIVA MÉTODOS PROBABILÍSTICO vs. OPERATIVO (% DE AUMENTO DEL MÉTODO PROBABILÍSTICO SOBRE EL OPERATIVO)

A continuación, en las Fig. 2 y Fig. 3, se muestran los mapas resultantes de aplicar el método probabilístico y compararlo con el método operativo. En los ejemplos se muestra una de las TCA de mayor extensión, aplicando el percentil 0,47 en el método probabilístico, y otra TCA pequeña, aplicando el percentil 0,9.

En ambos casos los mapas corresponden a la extensión de municipios que se obtiene por ambos métodos. En rojo están marcados los municipios que presentan en alguno de sus puntos unas estimaciones de racha máxima superiores a 120 km/h mediante el procedimiento operativo implementado en R, y en azul los municipios que, además de los anteriores, se obtienen aplicando el método probabilístico.

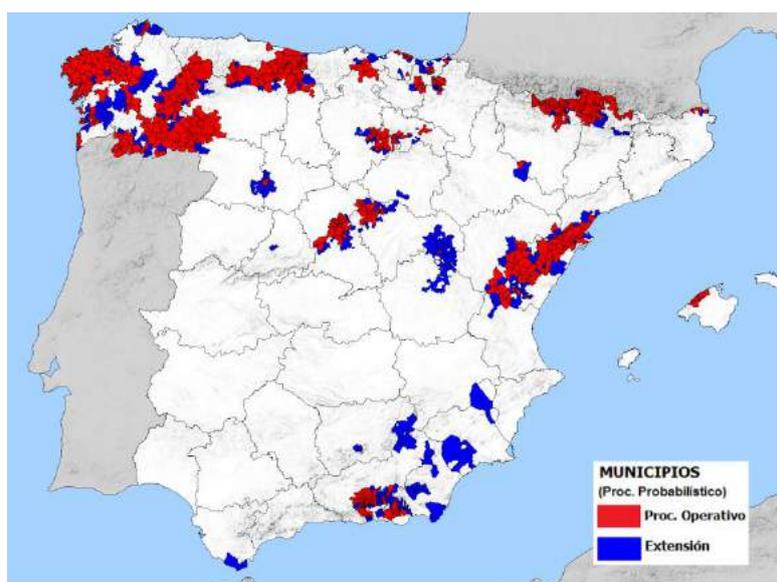


Fig. 2: Resultados de la aplicación de los métodos probabilístico y operativo a TCA grande: 13 al 15 de enero de 2010 (Floora).

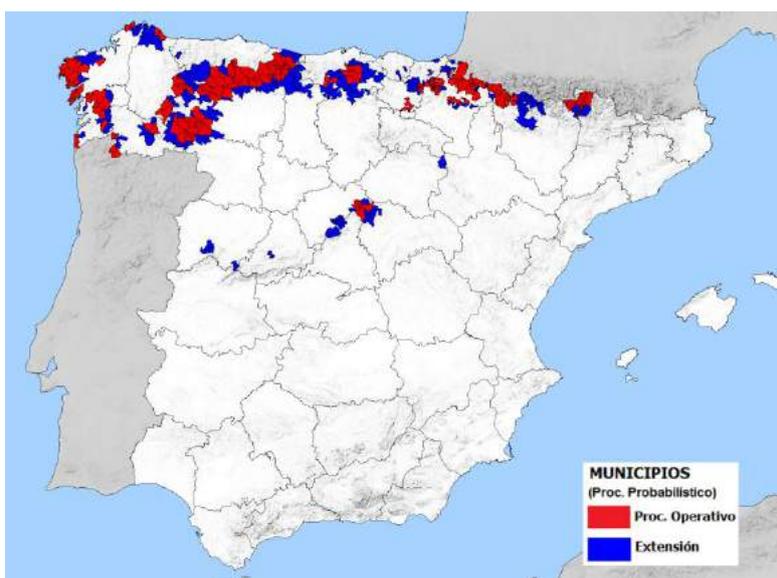


Fig. 3: Resultados de la aplicación de los métodos probabilístico y operativo a TCA pequeña: 23 al 27 de noviembre de 2011.

#### 4. CONCLUSIONES

La técnica probabilística para corregir el sesgo de las rachas fuertes que se ha presentado tiene una base teórica sencilla. Utiliza la misma técnica geoestadística que la empleada en la técnica operativa, el krigado universal, utilizando la desviación típica estimada por este para pasar a un percentil en la estimación. Una consideración importante es que, dado que el estimador del krigado universal con semivariograma sin efecto pepita es exacto, esto es, en los puntos con observación coincide con la observación, y en esos puntos la desviación típica es nula, el estimador de la técnica probabilística sigue siendo exacto. De esta manera, se respetan al máximo los valores observados, condición necesaria para el CCS ya que estos son los que tienen mayor fuerza legal.

Por otro lado, se garantiza la compatibilidad con la técnica actual en el sentido de que las zonas delimitadas con el procedimiento propuesto engloban a las zonas delimitadas con el método operativo.

Además, esta técnica probabilística permite regular fácilmente la extensión de las áreas estimadas de racha máxima para valores altos. En este estudio se han calculado los percentiles más adecuados para aplicar según las características de la TCA, sin embargo, podrían obtenerse diversos escenarios, asociados a diversos percentiles, con gran facilidad para situaciones más complejas, presentando la ventaja, como acabamos de señalar, de que los percentiles mayores siempre incluyen las áreas dadas por los percentiles menores.

Para hallar el percentil corrector se ha estimado el sesgo de la técnica operativa para rachas máximas elevadas (superiores a 80 km/h) mediante múltiples validaciones aleatorias para cada una de varias situaciones de TCA de diferentes características. En las validaciones se ha tenido en cuenta la importante heterogeneidad en la densidad espacial de los puntos de observación. Se ha encontrado que el percentil corrector depende claramente de la magnitud de la TCA y se ha establecido una norma general de aplicación: para las TCA pequeñas el percentil corrector es de un 0,9 y para las TCA grandes se fija en 0,47.

Por último, hay que señalar que esta técnica se ha programado en el lenguaje y entorno de programación R, que permite una total automatización.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo surge como una colaboración entre la Agencia Estatal de Meteorología y el Consorcio de Compensación de Seguros, los cuales, junto a AT Sistemas, patrocinan el proyecto. Los autores desean agradecer el apoyo de muchas personas que pertenecen a estas organizaciones y que hacen posible estas investigaciones.

## 6. REFERENCIAS

Bivand, R.S.; Pebesma, E.J. y Gómez-Rubio, V. (2008). *Applied Spatial Data Analysis with R*. Springer.

Burrough, P.A. y McDonnell, R.A. (1998). *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University Press.

Consortio de Compensación de Seguros (2012). *Recopilación Legislativa. Febrero 2012*. Ministerio de Economía y Competitividad.

Cressie, N. (1991). *Statistics for spatial data*. A Wiley – Interscience Publication.

Dalgaard, P. (2008). *Introductory Statistics with R*. Springer.

López, J.A. y Rodrigo, M. (2013). Desarrollo de una técnica para la delimitación de zonas de racha de viento máxima alta en situaciones de viento extremos. En: García-Legaz, C. y Valero, F. (Eds.). *Fenómenos meteorológicos adversos en España*, AMV Ediciones, pp. 81-96.

Rodrigo, M. y López, J.A. (2013). “Mejora del procedimiento operativo de AEMET para la estimación de las áreas con rachas máximas de viento”. *Tethys*, 10, pp. 35-44.

R Core Team (2013). R Foundation for Statistical Computing: <http://www.R-project.org>.



# PREDICCIONES PROBABILISTAS DE VELOCIDAD DE VIENTO MEDIANTE UN SISTEMA MULTIFÍSICA Y MULTIANÁLISIS DE PREDICCIÓN POR CONJUNTOS

Alvaro PASCUAL<sup>1</sup>, Francisco VALERO<sup>1</sup>, Daniel SANTOS-MUÑOZ<sup>2</sup>, Alvaro VICENTE-RETORTILLO<sup>1</sup>, Antonio MANZANO<sup>1</sup>, María Luisa MARTIN<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Dpto. Astrofísica y CC. de la Atmósfera. Facultad de CC. Físicas. Universidad Complutense de Madrid. Spain*

<sup>2</sup>*Agencia Estatal de Meteorología. C/ Leonardo Prieto Castro, 8, 28040 Madrid. Spain*

<sup>3</sup>*Escuela de Informática de Segovia. Universidad de Valladolid. Pza. Alto de los Leones, 1, 40005 Segovia. Spain*

**a.depascual@fis.ucm.es, valero@ucm.es, dsantos@aemet.es, alvarodv@ucm.es, mlmartin@eii.uva.es**

## RESUMEN

El desarrollo de la energía eólica y su importancia en la producción eléctrica ha conllevado la mejora de los métodos de predicción de velocidad del viento y los sistemas de predicción por conjunto a corto plazo (SPC) pueden jugar un papel importante en ello. Este estudio presenta resultados de velocidad del viento a 10 m en la Península Ibérica obtenidos de un SPC multifísica. El modelo está basado en el Weather Research and Forecasting (WRF) model version 3.3. El SPC consta de 10 miembros compuestos de dos conjuntos diferentes de condiciones iniciales y de contorno, y 5 conjuntos diferentes de parametrizaciones subrejilla físicas. Se muestran diversos resultados de verificación tanto deterministas como probabilistas que permiten extraer conclusiones del diseño del SPC. En cuanto a los deterministas, resultados de sesgo, correlaciones espaciales y errores cuadráticos medios se exponen espacialmente, evaluando la habilidad del modelo en la predicción de la velocidad del viento a 10m en la Península Ibérica. Los resultados probabilistas se muestran en términos de histogramas de rango del sistema en la predicción de la velocidad del viento en diferentes áreas de la Península Ibérica. Se pone de manifiesto cómo las diferentes condiciones climáticas peninsulares producen gran variabilidad en los estadísticos de validación, lo cual habría de tenerse en cuenta a la hora de validar un modelo sobre un área con gran diversidad climática como es la Península Ibérica.

**Palabras clave:** predicción probabilista por conjuntos, incertidumbre, modelos numéricos, sistema multifísica y multianálisis

## ABSTRACT

The rapid expansion of wind energy and its increasing importance in power production have necessitated improved methods for forecasting wind speeds and the short-range Ensemble

Prediction Systems (EPS) could potentially play a major role. This study presents results of 10m wind speed over the Iberian Peninsula obtained from a multi-physic EPS. The EPS is based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model version 3.3. The EPS have 10 members, which are composed of two different sets of initial and boundary conditions, and 5 different sets of subgrid scale physics parameterizations. Several deterministic and probabilistic verification results are shown. These results allow to establish the EPS design quality. Results of bias, spatial correlations and root mean squared errors are displayed, evaluating the models skillful for predicting 10m wind speed over the Iberian Peninsula. The probabilistic results are shown by means of rank histograms. The results show the model skilful in forecasting wind speed in different areas of Iberia, emphasizing how diverse peninsular climatic conditions promote high variability in validation skill scores. This fact must be considered when a model is validated over areas with high climatic diversity such as the Iberian Peninsula.

**Key words:** ensemble probabilistic system, uncertainty, numerical models, multi-physics and multianalysis system

## 1. INTRODUCCIÓN

El proceso de validación de un modelo es un proceso estadístico que se encuentra asociado intrínsecamente al cálculo de valores promediados extraídos de una muestra representativa de simulaciones. Para ello, la selección de la muestra puede realizarse desde un punto de vista espacial o temporal (Rife and Davis, 2005; Gilleland *et al.*, 2009; Jolliffe and Stephenson, 2012). El promediado espacial conlleva a obtener estadísticos que únicamente dependen de la dimensión temporal y viceversa. Generalmente en los procesos de validación de sistemas de predicción por conjuntos (SPC) suele predominar el promediado espacial de resultados ya que, por lo general, el interés de las conclusiones se concentra en la evaluación del modelo en función del alcance de simulación así como en el estudio del crecimiento de las incertidumbres en función del alcance de la simulación. No obstante, se sabe que los resultados de los modelos meteorológicos tienen una elevada variabilidad espacial que por lo general puede estar asociada a orografía (Lott and Miller, 1997; Miller *et al.*, 1989) y usos de suelo (Avisar and Pielke 1989) donde implícitamente se tienen en cuenta los efectos de la climatología local. Resulta pues de gran interés, el estudio y validación de los resultados tanto desde un punto de vista temporal como espacial. Así mismo, la variabilidad espacial de los sistemas de modelización presenta fluctuaciones considerables que en muchas ocasiones se encuentra asociada a zonas con una escasa representatividad dentro del dominio de estudio (como es el caso de zonas de orografía compleja) de forma que estas áreas de elevada incertidumbre quedan enmascaradas en un proceso de validación que promedia los resultados de forma espacial.

En este trabajo, se presentan los resultados de velocidad del viento a 10 m en la Península Ibérica obtenidos de un SPC multifísica. El modelo, de 10 miembros, está basado en el Weather Research and Forecasting (WRF) model version 3.3 usando la resolución dinámica Advanced Research WRF (ARW) (Skamarock *et al.*, 2008). La aproximación multifísica fue elegida para representar de forma efectiva la incertidumbre del modelo, revelándose como un hecho importante en los sistemas a corto plazo, en particular para variables fuertemente influenciadas por la superficie. Pondremos de manifiesto cómo las diferentes condiciones climáticas

peninsulares producen gran variabilidad en los estadísticos de validación, lo cual habría de tenerse en cuenta a la hora de validar un modelo sobre un área con gran diversidad climática como es la Península Ibérica. El trabajo se desarrollará en los siguientes puntos. En la sección 2 se describirá la configuración del SPC utilizado. La sección 3 estará dedicada a la exposición de resultados y en la sección 4 se expondrán las principales conclusiones del trabajo.

## 2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

Esta sección describe la configuración del SPC. El SPC usado está basado en diversas configuraciones del WRF-ARW modelo. A pesar de que el sistema es un SPC multifísica y multianálisis hay algunas características comunes entre los miembros. Los miembros se ejecutan en el modelo en dos dominios anidados que cubren el área noratlántica y la Península Ibérica (Figura 1) con resoluciones de 30 km y 10 km, respectivamente. La resolución vertical presenta 35 niveles en ambos dominios. Todos los miembros usan esquemas comunes para diversas opciones físicas tales como procesos de microfísica, radiación, suelo y cúmulos. WSM3 (Hong et al., 2004) se usó para microfísica, RRTM (Mlawer *et al.*, 1997) y RRTMG (Iacono *et al.*, 2008) para radiación de onda larga y onda corta, los procesos de capa superficial fueron representados por MM5 Similarity Scheme (Paulson, 1970; Dyer and Hicks, 1970; Webb, 1970; Beljaars, 1995; Zhang and Anthes, 1982) y el modelo Betts-Miller-Janjic (Janjić, 1994) se utilizó para la parametrización cumular.

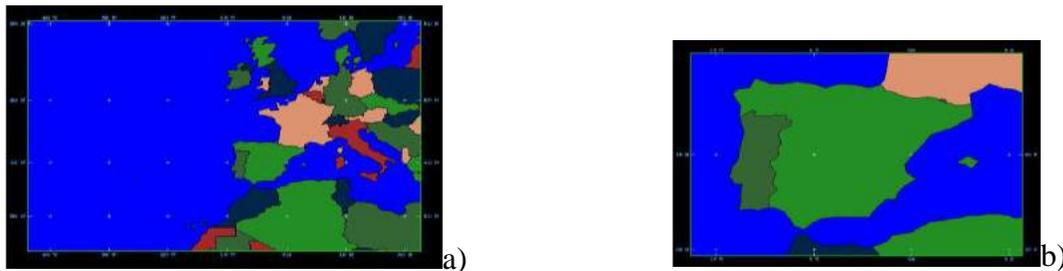


Fig. 1: Áreas de integración seleccionadas: (a) área de baja resolución (30 km) y (b) área de alta resolución (10 km) anidadas bidireccionalmente.

Aunque existen características comunes entre los miembros del SPC, a continuación se detallan las particularidades de cada uno de los miembros del sistema. El principal objetivo del SPC ha sido proporcionar una buena representación del campo de viento. Para ello, se han incluido diversos esquemas de suelo y capa límite planetaria. Además la inclusión de perturbaciones multifísica asegura la dispersión (*spread*) del modelo. Dos inicializaciones se han incluido. Cada miembro del SPC está definido por tres características: el uso de esquemas específicos de suelo y capa límite planetaria y los datos utilizados para la inicialización del modelo. La combinación de esto produce 10 miembros diferentes (Tabla 1) donde las combinaciones diferentes de suelo y capa límite planetaria están fuertemente condicionadas por la compatibilidad computacional de diversos esquemas en la versión del WRF usada. El suelo ha sido caracterizado por 5-niveles de difusión térmica (5LTDS) (Dudhia, 1996) y los esquemas Unified Noah Land Surface Model (UNLSM) (Tewari *et al.*, 2004). Se han tenido en cuenta cinco parametrizaciones: Esquema Yonsei University (YSU) (Hong and Lim, 2006), Esquema Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) (Janjić, 1994), Mellor-Yamada Nakanishi Niino (MYNN) level 2.5 (Nakanishi and Niino, 2006),

Bougeault-Lacarrere (BouLac) (Bougeault and Lacarrere, 1989) y el Esquema de la capa límite de la University of Washington (UWBLS) (Bretherton and Park, 2009). Cada combinación de suelo y capa límite fue inicializada con el análisis (para obtener la condición inicial) y la predicción proporcionada por los modelos Global Forecast System (GFS) y el Integrated Forecast system (IFS). Ambas condiciones se asimilaron en el modelo cada 6h con un espaciado horizontal de 0.5°.

El modelo SPC así definido ha sido ejecutado y validado para la Península Ibérica de la siguiente manera. Las simulaciones del modelo han sido realizadas para el periodo comprendido entre 1 de marzo y el 31 de mayo de 2010 con dos inicializaciones diarias a las 00:00 y a las 12:00 h. El horizonte de predicción corresponde a 72 h. Los resultados del modelo son comparados con el análisis IFS proporcionado por el Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF).

ID	CCI - CCC	Surface	PBL
1I	IFS	5-layer Thermal Diffusion	Yonsey University
2I			Mellor-Yamada-Janjic
3I			Mellor-Yamada Nakanishi Niino
4I			Bougeault Lacarrere
5I		Unified Noah Land Surface Model	University of Washington Boundary Layer Scheme
1G	GFS	5-layer Thermal Diffusion	Yonsey University
2G			Mellor-Yamada-Janjic
3G			Mellor-Yamada Nakanishi Niino
4G			Bougeault Lacarrere
5G		Unified Noah Land Surface Model	University of Washington Boundary Layer Scheme

Tabla 1: ESQUEMAS Y PARAMETRIZACIONES UTILIZADAS EN EL SPC

### 3. RESULTADOS

Esta sección muestra los resultados obtenidos de predicción de viento a 10m en la Península Ibérica a partir del SPC desarrollado y descrito en la sección anterior. Los resultados han sido comparados con el análisis IFS del ECMWF.

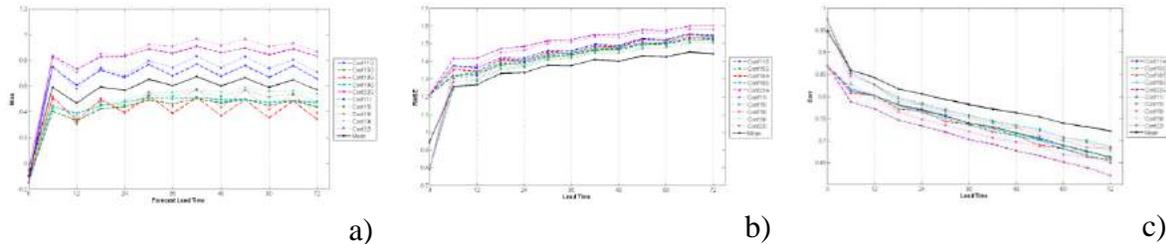


Fig. 2: (a) Sesgo, (b) rmse y (c) correlación aplicando promedios espaciales. Las líneas coloreadas representan los resultados de los miembros del EPS; la línea negra muestra los resultados de la media del SPC

La verificación determinista de cada miembro facilita la comparación de los resultados con todos los miembros manteniendo un nivel de calidad similar durante el periodo verificado y una contribución significativa del sistema. Se observa que la media del SPC (*ensemble mean, EM*) produce mejores resultados que cada uno de los miembros por sí solos (Fig. 2). El sesgo (Fig. 2a) es relativamente estable para todos los alcances de predicción y tiende a producir cierta sobreestimación del viento. Los resultados de las verificaciones deterministas indican que tanto los rmse como los sesgos no permiten desestimar ninguno de los miembros del SPC por tener un comportamiento altamente diferente al resto.

Si no tenemos en cuenta el cálculo realizado por promedios espaciales, se puede observar, en general, la gran variabilidad de todos los estadísticos utilizados para el análisis del SPC (Fig. 3). Es especialmente destacable la correlación de zonas peninsulares con orografía más compleja (Pirineos, Sierra Nevada) en las que la correlación es prácticamente nula para la totalidad de la simulación. Este efecto también se observa pero con menor intensidad en los sistemas Central y Cantábrico. Por otra parte, se aprecia el buen funcionamiento del modelo en las zonas marítimas atlánticas. Estos dos entornos pueden relacionarse directamente con los gráficos de la Figura 2 ya que si se realiza un promedio espacial de resultados, la elevada representatividad (en número de puntos de malla) de las zonas marítimas del dominio produce la obtención de buenos estadísticos de validación enmascarando zonas donde los resultados no son tan buenos pero cuya representatividad espacial es muy reducida. Además, se aprecia un descenso más acusado de correlación y rmse en el área mediterránea para alcances largos de simulación (especialmente 48 y 72 horas). Esto puede deberse a la baja predictabilidad en el Mediterráneo asociada a una dinámica dominante más asociada al desarrollo de procesos locales. El periodo temporal elegido, la primavera, conlleva radiación más alta en esta zona, lo cual produce la aparición de brisas. El viento medio de todo el dominio presenta en el periodo temporal seleccionado mucha frecuencia de aparición de la tramontana (no mostrado) lo cual produce elevada variabilidad en la zona que se traduce en una disminución de la predictabilidad.

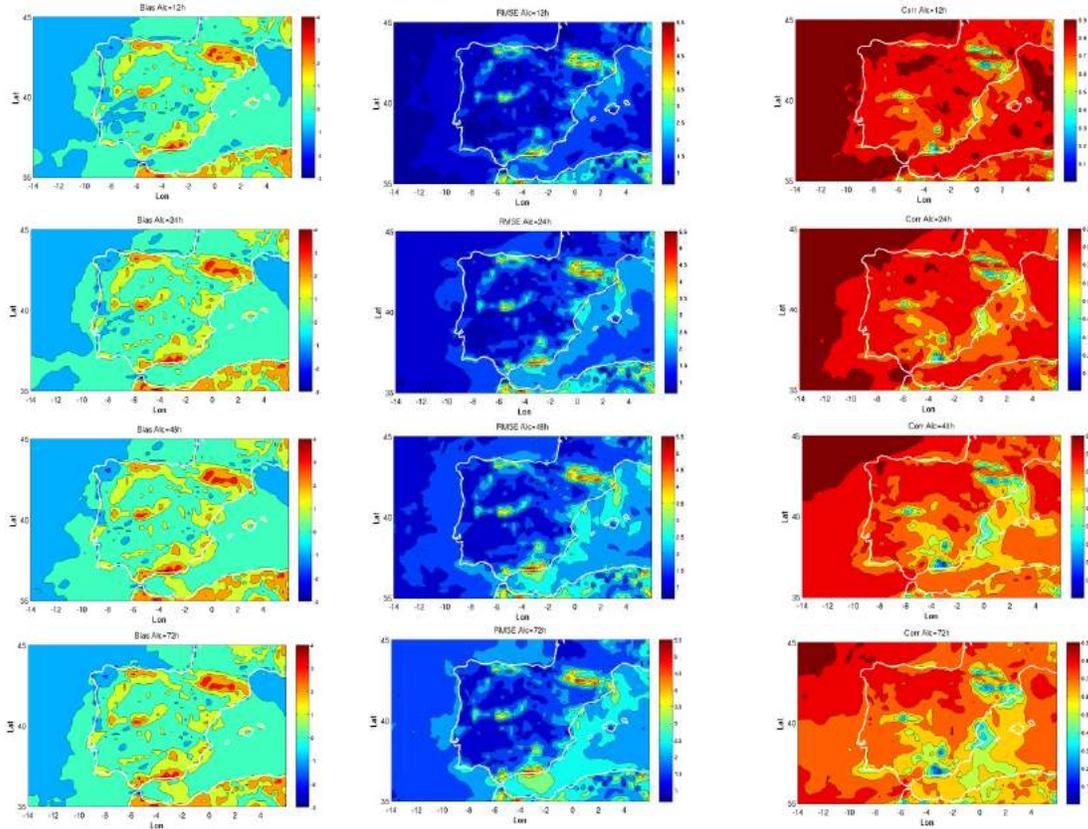
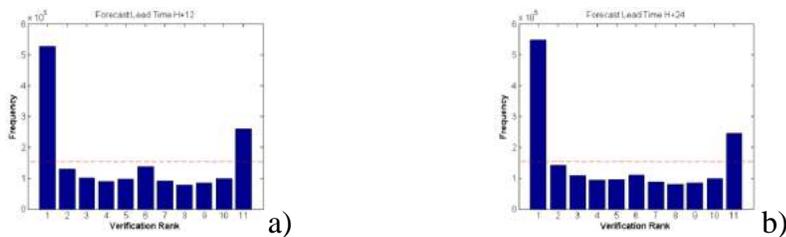


Fig. 3: Sesgo (columna izquierda), rmse (columna central) y correlación (columna derecha) aplicando promedios temporales a la media del SPC para alcances de simulación de 12h (fila superior), 24h (fila central) y 72h (fila inferior).

Otro modo de caracterizar el comportamiento de un SPC es mediante la generación de histogramas de rango o Talagrand. Con éstos, tratamos de establecer si cada miembro del sistema es equiprobable y estadísticamente indistinguible del resto. Desde el punto de vista estadístico esta propiedad se resume en que los miembros del SPC y las observaciones verificantes han de ser realizaciones independientes de la misma distribución de probabilidad (Toth *et al.*, 2003). Esto permite determinar si el sistema está calibrado, es consistente o fiable. La Figura 4 muestra los histogramas de rango desde el punto de vista de los promedios espaciales. El sistema presenta clara infradispersión. Asimismo, se observa como el partir únicamente de dos condiciones iniciales produce una separación de los miembros en dos grupos claramente diferenciados generándose de esta forma un Talagrand con forma de W.



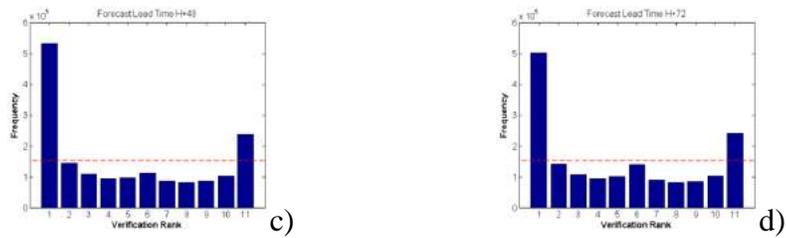


Fig. 4: Histogramas de rango para diferentes alcances de simulación: (a) 12; (b) 24; (c) 48 y (d) 72h

La estructura de barras de los histogramas de rango es ampliamente aplicada en la evaluación de modelos EPS, si bien, dado que se trata de histogramas, este tipo de gráficos no pueden ser directamente representados desde un punto de vista espacial. Es por ello que en el presente trabajo se propone la representación alternativa de dos índices que resumen la información contenida en los histogramas. Desde un punto de vista matemático, el histograma resultante de un Talagrand puede ser entendido como una función. La primera derivada de la función, que puede obtenerse mediante diferencias finitas, resulta una nueva función que aporta información sobre la pendiente de la función. Este concepto, aplicado a un histograma de rango aporta información sobre la pendiente ( $S$ ) del histograma. Esta pendiente puede ser a su vez promediada para todo el histograma obteniendo de esta forma una idea del sesgo asociado al modelo. La interpretación de este índice presenta clara similitudes con el sesgo, ya que, al igual que en él, los valores de diferente signo positivos o negativos se encuentran asociados a infraestimación o sobreestimación de las predicciones. Conceptualmente la interpretación matemática de la segunda derivada de una función puede ser entendida como un valor de la concavidad/convexidad ( $C$ ) de la misma. De esta forma, puede aplicarse este concepto para obtener un índice promediado que estime en qué medida el Talagrand muestre infradispersión (valor de concavidad mayor que cero) o sobredispersión (valor menor que cero) del SPC. Debe tenerse en consideración que tanto el índice  $S$  como el  $C$  son promedios obtenidos para la totalidad del histograma, de modo que se obtiene un comportamiento generalizado de todo el *ensemble* enmascarando posibles comportamientos inhomogéneos. Así pues, un valor de  $C$  muy próximo a cero no solo está asociado a *ensembles* con una estimación óptima del *spread*, sino que además se puede asociar con histogramas con una forma “ondulante” en los que una parte de los miembros generan un comportamiento cóncavo y en otra parte del histograma se muestre un comportamiento convexo. Sin embargo, este segundo comportamiento ondulante es algo que raramente aparece en histogramas de rango y el comportamiento del histograma (especialmente en el caso de la primera y última barra) tiende a ser homogéneo.



Fig. 5: (a) Pendiente media y (b) concavidad de los histogramas de rango frente al alcance de simulación

Dado que los mencionados índices tienen la capacidad de resumir parte de la información de cada histograma de rango con dos únicos valores, es entonces posible expresar esta información en dos gráficos en función del alcance de predicción (Fig. 5). Como se ha comentado, la pendiente del histograma de rango puede ser interpretada de la misma forma que es interpretado el sesgo del modelo. Se puede apreciar como el gráfico de este índice en función del alcance de predicción (Fig. 5a) presenta una elevada similitud con el sesgo (Fig. 2a), presentando como única diferencia el signo ya que matemáticamente la pendiente decreciente se considera negativa. Por otra parte, el índice de concavidad muestra valores positivos para todos los alcances de predicción, lo cual debe ser interpretado como una tendencia a la infradispersión del modelo. Este resultado, coherente con los resultados observados en la Fig. 4, muestra además la disminución de los valores de C para alcances de predicción largos, lo cual indica que la dispersión del modelo tiende a ajustarse a la observada según avanza el tiempo de simulación.

Alternativamente al planteamiento aplicado hasta el momento, los Talagrand pueden ser calculados para cada punto de maya del dominio de estudio. Obviamente es imposible visualizar los resultados de este cálculo ya que el dominio del modelo cuenta con un número elevadísimo de nodos, lo cual generaría una cantidad ingente de histogramas de rango. Sin embargo, es posible condensar la información resultante desde un punto de vista geográfico utilizando los índices S y C anteriormente descritos. Por motivos de brevedad, no se muestran en el presente trabajo los resultados del índice S desde un punto de vista geográfico debido a su gran similitud con el sesgo del SPC. En la Figura 6 se observan los resultados espaciales del índice C del modelo. Análogamente a la Figura 4, se observa una tendencia generalizada a la infradispersión del SPC, estando dicha infradispersión centrada principalmente en áreas de montaña y mediterráneas observándose niveles de concavidad moderados en el área atlántica, mesetas peninsulares y Valle del Guadalquivir. Es posible además observar en cierta medida la reducción de infradispersión mostrada por la Figura 4, la cual afecta principalmente a la zona mediterránea, Valle del Ebro y zonas de orografía compleja en donde se aprecia una reducción de los valores del índice C para los alcances de simulación más largos.

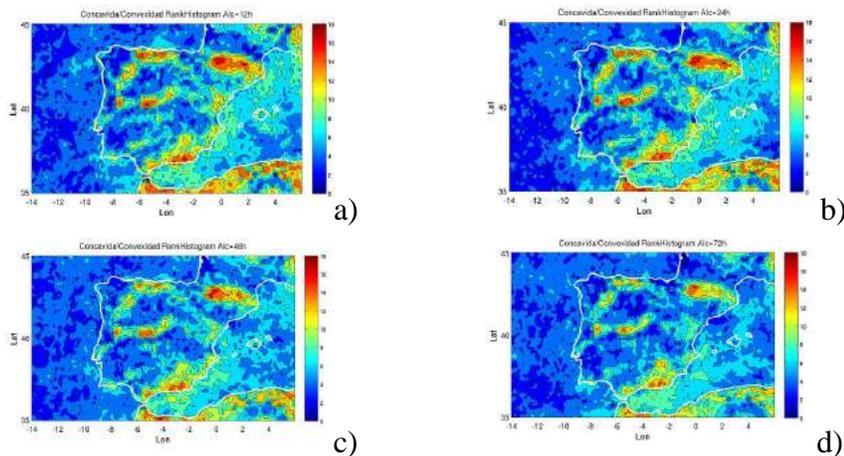


Fig. 6: Representación espacial del índice C para alcances de simulación: (a) 12 h; (b) 24h; (c) 48h y (d) 72h

#### 4. CONCLUSIONES

El uso de los SPC a corto plazo para la generación de predicciones probabilistas es una herramienta ideal para la toma de decisiones en todos aquellos campos que tengan una influencia meteorológica. El desarrollo de un SPC de alta resolución y corto plazo de predicción focalizado en una variable altamente dependiente de la orografía y usos de suelo, como es el viento a 10 m, requiere de una verificación exhaustiva del mismo tanto desde el punto de vista determinista de cada uno de sus miembros, como de todo el sistema desde el punto de vista probabilista. En este trabajo ha sido verificado el diseño de un SPC de área limitada generado mediante el uso de dos conjuntos de condiciones iniciales y de contorno y cinco combinaciones de parametrizaciones físicas del modelo WRF. El sistema está formado por 10 miembros que son integrados a una resolución máxima de 10 km.

La verificación determinista de la predicción de la velocidad del viento a 10 m en la Península Ibérica para cada uno de los miembros se ha realizado mediante el cálculo de sesgos, correlaciones espaciales y errores cuadráticos medios. Este tipo de verificación acumulada en todo el área de estudio de cada miembro facilita la comparación de los resultados con todos los miembros. Los resultados muestran un nivel de calidad similar de todos los miembros durante el periodo verificado y una contribución significativa del sistema. La representación espacial de los sesgos, correlaciones espaciales y errores cuadráticos medios, ha permitido establecer la alta variabilidad de los mismos. Los resultados muestran áreas de alta correlación espacial en zonas marítimas atlánticas y de correlación casi nula en áreas de alta montaña. También se aprecia un descenso más acusado de correlación y rmse en el área mediterránea para alcances largos de simulación. Esto puede deberse a la baja predictabilidad en el Mediterráneo asociada a procesos locales y a la inestabilidad propia de la primavera. Los resultados probabilistas se muestran en términos de histogramas de rango estableciendo si cada miembro del sistema es equiprobable y estadísticamente indistinguible del resto. El sistema presenta clara infradispersión. Asimismo, se observa como el partir únicamente de dos condiciones iniciales produce una separación de los miembros en dos grupos claramente diferenciados generándose de esta forma un Talagrand con forma de W.

En el presente trabajo se propone la representación alternativa de dos índices que resumen la información contenida en los histogramas de rango mediante el cálculo de su pendiente ( $S$ ) y un valor de la concavidad/convexidad ( $C$ ). Los resultados de la representación espacial del índice  $C$  muestran una tendencia generalizada a la infradispersión del SPC, estando dicha infradispersión centrada principalmente en áreas de montaña y mediterráneas observándose niveles de concavidad moderados en el área atlántica, mesetas peninsulares y Valle del Guadalquivir. Es posible además observar en cierta medida la reducción de infradispersión mostrada por la Figura 4, la cual afecta principalmente a la zona mediterránea, Valle del Ebro y zonas de orografía compleja en donde se aprecia una reducción de los valores del índice  $C$  para los alcances de simulación más largos.

## 9. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos de investigación con referencias AYA2011-29967-C05-02, CGL2011-25327 y VA025A10-2. Los autores agradecen a European Centre for Weather Medium Forecast (ECWMF) por suministrar los análisis IFS-ECMWF y los datos de predicción y a la NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, <http://www.cdc.noaa.gov>, por proporcionar los datos NCEP Reanalysis. Los autores agradecen además la información relacionada con el modelo WRF que UCAR proporciona.

## 10. REFERENCIAS

- Avissar, R., and Pielke, R. A. (1989). A Parameterization of Heterogeneous Land Surfaces for Atmospheric Numerical Models and Its Impact on Regional Meteorology. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 2113–2136, doi:10.1175/1520-0493(1989).
- Beljaars, A. C. M. (1995). The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 255–270, doi:10.1002/qj.49712152203.
- Bougeault, P., and Lacarrere, P. (1989). Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta--Scale Model. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 1872–1890, doi:10.1175/1520-0493(1989)117.
- Bretherton, C. S., and Park, S. (2009). A New Moist Turbulence Parameterization in the Community Atmosphere Model. *J. Clim.*, **22**, 3422–3448, doi:10.1175/2008JCLI2556.1.
- Dudhia, J. (1996). A multi-layer soil temperature model for MM5. The Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop. Boulder, Colorado, 49–50.
- Dyer, A. J., and Hicks, B. B. (1970). Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **96**, 715–721, doi:10.1002/qj.49709641012.
- Gilleland, E., Ahijevych, D. Brown, B. G. Casati, B. and Ebert, E. E. (2009). Intercomparison of Spatial Forecast Verification Methods. *Weather Forecast.*, **24**, 1416–1430, doi:10.1175/2009WAF2222269.1.
- Hong, S. Y., and Lim, J. O. J. (2006). The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, 129–151.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J. and Chen, S.-H. (2004). A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Mon. Weather Rev.*, **132**, 103–120, doi:10.1175/1520-0493(2004)132.

- Iacono, M. J., Delamere, J. S. Mlawer, E. J. Shephard, M. W. Clough, S. A. and Collins, W. D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.*, **113**, D13103, doi:10.1029/2008JD009944.
- Janjić, Z. I. (1994). The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Mon. Weather Rev.*, **122**, 927–945, doi:10.1175/1520-0493(1994)122.
- Jolliffe, I. T., and Stephenson, D. B. (2012). *Forecast verification: a practitioner's guide in atmospheric science*. John Wiley & Sons,.
- Lott, F., and Miller M.J. (1997). A new subgrid-scale orographic drag parametrization: Its formulation and testing. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 101–127.
- Miller, M. J., Palmer, T. N. and Swinbank, R. (1989). Parametrization and influence of subgridscale orography in general circulation and numerical weather prediction models. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **40**, 84–109, doi:10.1007/BF01027469.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102 (D14)**, 16663–16682.
- Nakanishi, M., and Niino, H. (2006). An Improved Mellor–Yamada Level-3 Model: Its Numerical Stability and Application to a Regional Prediction of Advection Fog. *Boundary-Layer Meteorol.*, **119**, 397–407, doi:10.1007/s10546-005-9030-8.
- Paulson, C. A., (1970). The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 857–861, doi:10.1175/1520-0450(1970)009.
- Rife, D. L., and Davis, C. A. (2005). Verification of Temporal Variations in Mesoscale Numerical Wind Forecasts. *Mon. Weather Rev.*, **133**, 3368–3381, doi:10.1175/MWR3052.1.
- Skamarock, W. C., and Coauthors (2008). A description of the Advanced Research WRF Version 3. *NCAR Tech Note TN-475+STR*,.
- Tewari, M., and Coauthors (2004). 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction. *Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model*, 11–15.
- Toth, Z., Talagrand, O. Candille, G. and Zhu, Y. (2003). Probabiliy and ensemble forecast. *Forecast Verification. A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*, I.T. Jolliffe and D.B. Stephenson, Eds., Wiley, 137–163.
- Webb, E. K. (1970). Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **96**, 67–90, doi:10.1002/qj.49709640708.

Zhang, D., and Anthes, R. A. (1982). A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer—Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data. *J. Appl. Meteorol.*, **21**, 1594–1609, doi:10.1175/1520-0450(1982)021.

# VARIABILIDAD DE TIPOS DE TIEMPO QUE CAUSAN EVENTOS EXTREMOS SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Alejandro MÉNDEZ FRADES<sup>1</sup>, Concepción RODRÍGUEZ PUEBLA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Física de la Atmósfera. Universidad de Salamanca.*

<sup>2</sup>*Departamento de Física de la Atmósfera. Universidad de Salamanca.*

**alexines@usal.es, concha@usal.es**

## RESUMEN

Este trabajo tiene como objetivo el análisis de las variaciones temporales de tipos de tiempo que causan eventos extremos en España. Se seleccionan tres tipos de tiempo que causan extremos térmicos y de precipitación a partir de la clasificación que propuso Inocencio Font Tullot en el año 1983. Para caracterizar la evolución de los tipos de tiempo se utiliza la metodología de regresión parcial por mínimos cuadrados parciales (PLS). Las series temporales de tipos de tiempo pueden aplicarse para el estudio de las relaciones entre la variabilidad de la circulación atmosférica y los cambios de los eventos extremos.

**Palabras clave:** tipos de tiempo, eventos extremos, regresión parcial por mínimos cuadrados, circulación atmosférica, precipitación, temperatura

## ABSTRACT

The aim of this work is to analyse the time series of weather types that are related to extreme events in Spain. Therefore, from the weather types classification proposed by I. Font we have selected three that are associated with rainfall and temperature extremes. To derive the time evolution of the weather types we applied the Partial Least Square Regression approach. The weather time series are useful to obtain relationships between atmospheric circulation and extreme event changes.

**Keywords:** classification, heat cold, heat wave, synoptic, weather type, weather pattern, partial least square, precipitation, variability.

### Acrónimos y abreviaturas:

DEF	Diciembre-enero-febrero.
HGT.500	Geopotencial en el nivel de 500 hPa.
JJA	Junio-julio-agosto (verano).
MAM	Marzo-abril-mayo (primavera).
NOAA	<i>National Weather Service</i> (Servicio nacional meteorológico americano).
PLSR	<i>Partial Least Square Regression</i> (regresión mínimos cuadrados parciales).
RR	Precipitación acumulada (mm).
SLP	<i>Sea Level Pressure</i> (presión a nivel medio del mar).
SON	Septiembre-octubre-noviembre.
TG	Temperatura media (°C).
TT	Tipo de tiempo.

## 1. INTRODUCCIÓN

La clasificación de las situaciones sinópticas en tipos de tiempo tiene una larga historia por su utilidad, destacando la ayuda que aporta a la hora de desarrollar predicciones meteorológicas, sobretudo en tiempos pasados cuando la predicción numérica estaba todavía por desarrollar.

Cambios en variables como temperatura y precipitación dependen en gran medida de las propiedades de las masas de aire y por lo tanto de las configuraciones sinópticas.

Las principales masas de aire que afectan a la Península son las siguientes: marítima polar, marítima tropical, continental polar y continental tropical.

El área de estudio lo constituye la península Ibérica, la cual se encuentra situada entre los paralelos 36° 00' N y 43° 47' y entre los meridianos 9° O y 3° E.

Es interesante distinguir los conceptos de situación sinóptica y tipo de tiempo.

En primer lugar, una *situación sinóptica* es una expresión gráfica que muestra el estado de la circulación atmosférica en un cierto instante de tiempo sobre una determinada área. Dicha configuración es consecuencia de los distintos movimientos de masas de aire que tienen lugar en dicho instante. Se trata de un concepto puramente meteorológico, y por consiguiente, de naturaleza fluctuante.

Por otra parte, un *tipo de tiempo* es una configuración de la circulación atmosférica que aparece con cierta frecuencia en el tiempo, en un área geográfica determinada. Se trata de una organización de la circulación atmosférica.

Este concepto puede tener la aceptación de puntual pero también se puede encuadrar en los regímenes de tiempo puesto que es conocido que determinadas situaciones meteorológicas tienden a repetirse.

Según el eminente meteorólogo Inocencio Font Tullot (Font Tullot, 2000) *por tipo de tiempo se entiende la distribución de los sistemas de presión y de las masas de aire sobre una región geográfica especificada, asociados con típicas características generales del tiempo atmosférico.*

El objetivo de este trabajo no es clasificar los tipos de tiempo, sino utilizar una de las clasificaciones establecidas de manera subjetiva y analizar la repetición de los distintos tipos de tiempo, así como las relaciones con temperatura y precipitación. La idea de buscar repetición de tipo de tiempo se enmarca dentro de la ciencia climatológica.

## 1.1. Datos

En la elaboración del presente trabajo se han utilizado datos procedentes del reanálisis NOAA-NCEP (Kalnay et al., 1996). Tienen una resolución de 2.5° × 2.5°, equivalente a unos 196 kilómetros en distancia horizontal a nuestra latitud. El periodo temporal de estudio abarca los años 1961-2012. Así pues, se dispondrán de 19359 situaciones sinópticas. Por otra parte, los datos de temperatura y precipitación derivan de la base de datos ECA&D (*European Climate Assessment and Data set*), los cuales tienen una resolución espacial de 0.25°×0.25° (Haylock et al., 2008).

## 2. DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE TIEMPO.

En este punto se va a presentar una descripción de los patrones atmosféricos que se han elegido para llevar el estudio.

Serán tres los tipos de tiempo que se han seleccionado de los veintitrés que compone la clasificación original que Font Tullot elaboró de manera subjetiva, gracias a sus conocimientos y experiencia como meteorólogo predictor. (Font Tullot, 2000): depresión en las Islas Británicas, Depresión en el golfo de Génova y Anticiclón Centroeuropeo.

### 2.1 Depresión en las Islas Británicas

La situación sinóptica que se ha elegido para ilustrar este tipo de tiempo pertenece al día 05-05-1967. Como se observa en la figura 1 (a), este tipo de tiempo está caracterizado por el mínimo

barométrico que se localiza en las Islas Británicas, el cual tiene reflejo además en el mapa de altura.

La masa de aire que interviene es de naturaleza marítima polar (mP) la cual, a medida que desciende de latitud, se va calentando en su parte inferior y además, progresivamente va adquiriendo una gran cantidad de vapor de agua debido a la influencia del océano Atlántico que ejerce sobre ella. Por ello, cuando llega a la Península, se ha hecho muy inestable, adquiriendo las condiciones propicias para que en su seno pueda existir la posibilidad de desarrollarse fenómenos de naturaleza convectiva, nubes cumuliformes o chubascos.

Este tipo de tiempo está asociado a eventos lluviosos en la zona norte y noroeste de la Península (figura 2).

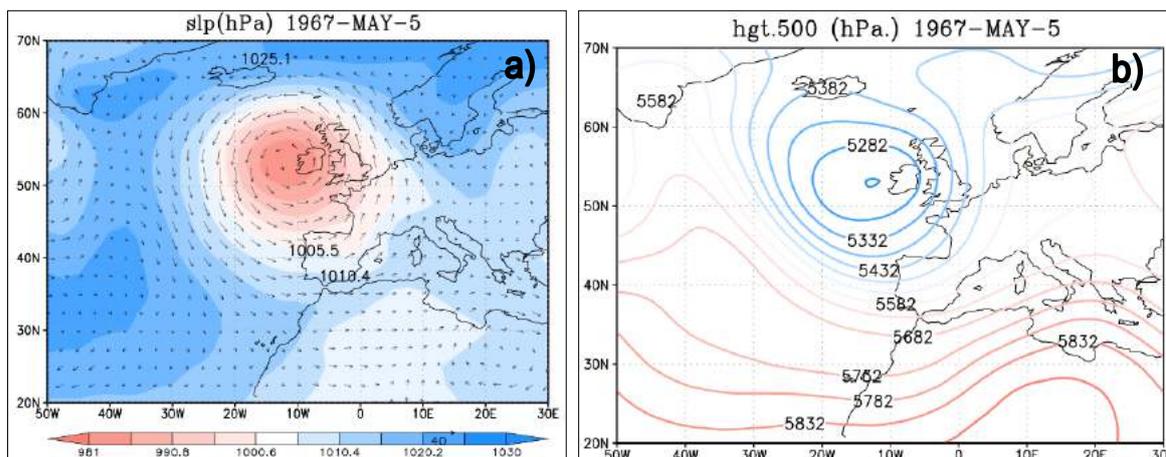


Fig. 1: Situación sinóptica del día 05-05-1967 ilustrativa del tipo de tiempo “depresión en las Islas Británicas”: a) Presión a nivel del mar (hPa); b) Geopotencial en el nivel de 500 hPa.

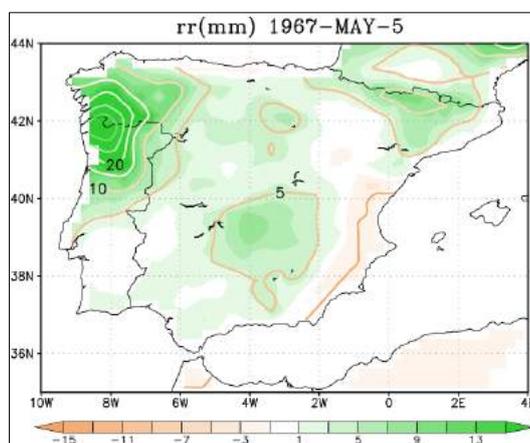


Fig. 2: Episodio del día 05-05-1967: “depresión en las Islas Británicas”. Anomalía de la precipitación acumulada respecto al valor medio mensual climatológico de mayo (mm).

## 2.2 Depresión en el golfo de Génova

La situación sinóptica que ilustra este tipo de tiempo se corresponde con el día 10-04-1973. Como puede apreciarse, desde un punto de vista sinóptico, este tipo de tiempo está caracterizado por una estructura dipolar que tiene reflejo tanto en superficie como en altura, cuya distribución espacial es la siguiente: a la derecha, en torno al golfo de Génova se sitúa un mínimo barométrico, mientras que a la izquierda, en la zona atlántica, se localiza un potente máximo

barométrico. Ambos centros de acción actúan conjuntamente favoreciendo el establecimiento de un flujo de aire procedente de latitudes altas hacia la Península.

La masa de aire que interviene en este tipo de tiempo es de naturaleza polar, siendo la principal causa de la bajada generalizada de temperaturas que se registra en la Península en esta situación (figura 3), apareciendo valores muy bajos de temperaturas mínimas. El aire que llega a la Península procede de regiones geográficas como Groenlandia, Península Escandinavia y el norte de Rusia.

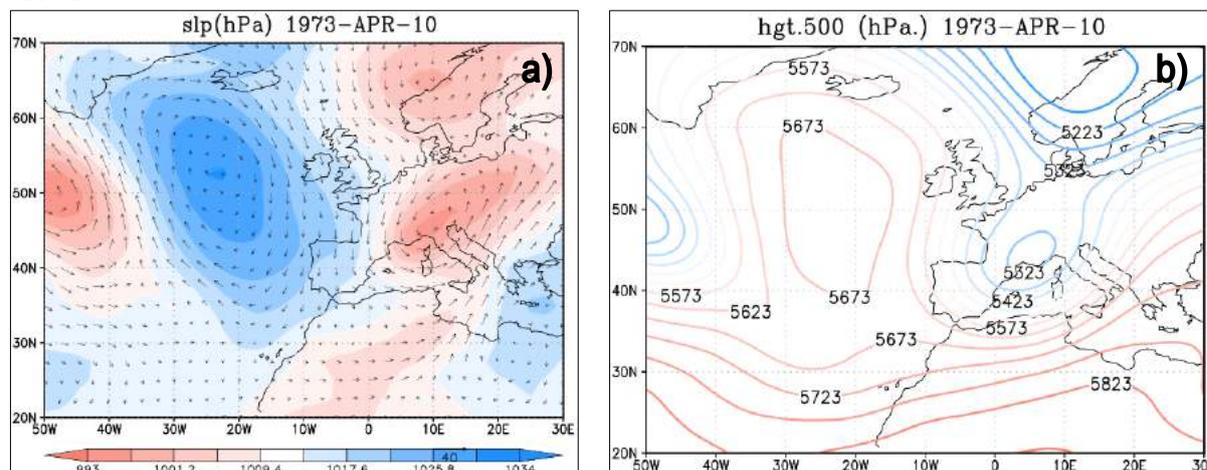


Fig. 3: Situación sinóptica del día 10-04-1973 ilustrativa del tipo de tiempo “depresión en el golfo de Génova”: a) Presión a nivel del mar (hPa); b) Geopotencial en el nivel de 500 hPa.

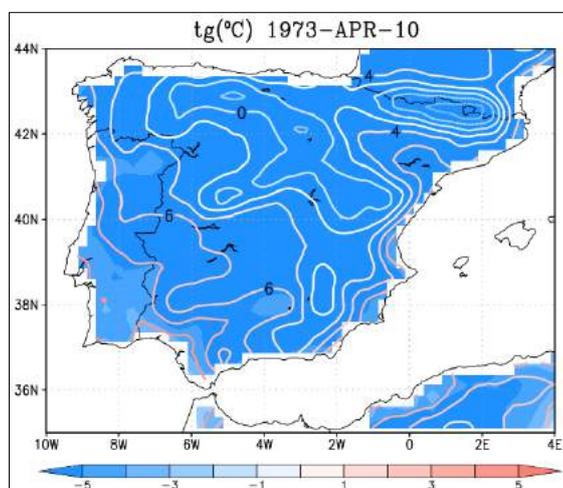


Fig. 4: Episodio del día 10-04-1973: “depresión en el golfo de Génova”. Anomalía de la temperatura media respecto al valor medio mensual climatológico de abril (°C).

### 2.3 Anticiclón Centroeuropeo

La situación sinóptica representativa de este tipo de tiempo se corresponde con el día 27-02-1975, en donde se puede apreciar, a nivel sinóptico, una estructura dipolar isobárica orientada de oeste a este bien diferenciada, que se manifiesta en los mapas de superficie y de altura, de manera que a la izquierda se encuentra una depresión localizada en la zona atlántica y a la derecha un potente anticiclón situado en la zona centro del continente europeo (figura 5 (a)).

Ambos centros de acción cooperan de forma que se favorece la entrada de un flujo de aire procedente del sur, de naturaleza cálida y seca (masas continental tropical, cT y marítima tropical, mT). No suele presentarse con relativa frecuencia (Font Tullot, 2000). Su efecto en superficie es tal que produce un gran aumento de las temperaturas en la mayor parte de la Península.

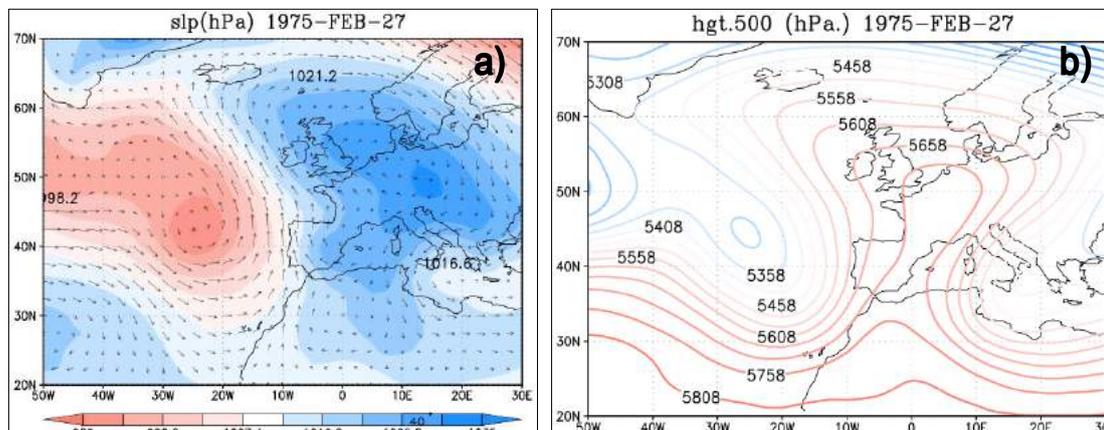


Fig. 5: Tipo de tiempo del día 27-02-1975 que ilustra el tipo de tiempo “anticiclón centroeuropeo”: a) mapa de la presión a nivel del mar (hPa); b) mapa de geopotencial en el nivel de 500 hPa.

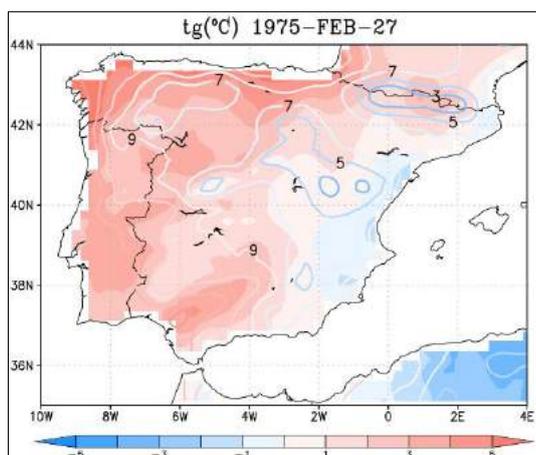


Fig. 6: Episodio del día 27-02-1975: “anticiclón Centroeuropeo”. Anomalía de la temperatura media respecto al valor medio mensual climatológico de febrero (°C).

## 2. METODOLOGÍA.

Los orígenes de la técnica estadística “regresión de mínimos cuadrados parciales” (PLSR) se encuentran en el año 1975. Fue propuesta por el profesor sueco Herman Wold, denominándola inicialmente con el nombre de NIPALS (*Nonlinear Interactive Partial Least Square*) (Wold S. et al., 2001).

### 3.1 Descripción.

La técnica PLSR combina de manera adecuada las principales características del análisis de componentes principales y de la regresión múltiple. Su principal objetivo es, predecir o estimar de

alguna manera un conjunto de variables dependientes a partir de otras independientes (Abdí, 2003).

Dado que el objetivo es reconstruir una **matriz**  $Y$  (predictando o respuesta) a partir de otra **matriz**  $X$  (predictoras), el método más directo hubiera sido realizar una regresión lineal múltiple entre dichas matrices. Ahora bien, debido a que el número de variables es mucho mayor que el número de observaciones, los predictores pueden estar correlacionadas entre sí. Por consiguiente, en este estado de cosas, lo más adecuado es recurrir a una técnica alternativa, denominada regresión de mínimos cuadrados parciales (PLSR), en la que las variables originales predictoras se sustituyen por unas variables intermedias, denominadas *variables latentes*, que no están intercorrelacionadas. De este modo, se consigue eliminar la información redundante, buscando la máxima variabilidad en los predictores junto con la mayor correlación con la matriz respuesta. Para ello, se extraen las componentes principales de los predictores que son relevantes para el predictando, realizando en última instancia un proceso de regresión en el que la descomposición de la predictores originales actúa como predictor de la matriz respuesta (Bhupinder et al., 1996; Wold et al., 2001; Abdé, 2003).

Una de las principales ventajas de la técnica PLSR es que se puede obtener una solución más robusta que con otras técnicas, haciendo posible que ésta no se vea afectada por el ruido de las observaciones (Hoskuldsson, 1988).

Se trata pues, de una metodología estadística que en primera instancia, proyecta cada una de las variables (predictoras y predictando) sobre un nuevo espacio vectorial. Es decir, se plantea la siguiente descomposición bilineal:

$$\begin{aligned} X &= T \cdot P^T + E \\ Y &= U \cdot Q^T + F \end{aligned} \quad (1)$$

Donde  $T$ ,  $U$  constituyen las denominadas matrices *score*;  $P$ ,  $Q$  las matrices *loading* y  $E$ ,  $F$  las matrices de *residuos*. Es decir, se trata de buscar un conjunto de variables intermedias, denominadas *latentes*, de manera que se realice una descomposición simultánea de las matrices  $X$  e  $Y$ , con la condición de que se maximice la covarianza entre las matrices *score* ( $T$  y  $U$ ).

Una vez realizada dicha descomposición, el objetivo ahora es realizar una regresión entre las matrices  $X$  e  $Y$ . Para ello, se hará uso de la siguiente relación interna:

$$U = T \cdot D + H \quad (2)$$

De manera que, introduciendo (2) en (1) y teniendo en cuenta algunas definiciones, se llega a:

$$Y = X \cdot B + F \quad (3)$$

La anterior expresión define la regresión entre las matrices  $X$  e  $Y$ , establecida gracias a la relación interna que existe entre sus variables *latentes*. La matriz  $B$  contiene los coeficientes de regresión.

### 3.2 Aplicación para el estudio de la variabilidad de tipos de tiempo.

La metodología expuesta en el punto anterior nos servirá para analizar objetivamente los distintos tipos de tiempo procedentes de la clasificación propuesta por Font Tullot.

En este caso, la **matriz**  $Y$  se corresponde con el tipo de tiempo ilustrado subjetivamente por su situación sinóptica correspondiente (p.ej. depresión en las Islas Británicas, según el episodio del día 05-05-1967), definido según la distribución de la presión reducida al nivel del mar (SLP<sup>1</sup>), y caracterizada por la disposición espacial de sus centros de acción de altas y bajas presiones.

---

<sup>1</sup> SLP: acrónimo inglés Sea Level Pressure. (Presión a nivel del mar).

Por otra parte, la **matriz X** contiene todas las situaciones sinópticas diarias del periodo 1961-2012. Dado que el intervalo temporal es de 52 años, se dispondrán de 19353 datos diarios de SLP en 693 puntos (resolución  $nlon \times nlat = 55 \times 35 = 693$  puntos). Así, se tendrán más “variables” que “observaciones”, por consiguiente, es adecuado realizar una descomposición en componentes principales de dicha matriz, para así eliminar la alta colinealidad entre los datos (figura 7).

Como resultado se obtendrá, en primer lugar, un mapa de presión a nivel del mar que trata de reconstruir objetivamente el tipo de tiempo atmosférico (ilustrado en primera instancia a partir de una situación sinóptica), el cual está elaborado a partir de todas las situaciones sinópticas pertenecientes al periodo 1961-2012, cada una de ellas pesadas por un coeficiente de regresión<sup>2</sup>:

$$\text{tipo de tiempo} = X \cdot B \quad (4)$$

Finalmente, proyectando la *matriz score* asociada a la matriz X sobre todas las situaciones sinópticas pertenecientes al periodo 1961-2012, se obtiene una serie temporal del tipo de tiempo, que muestra cómo se ha comportado el patrón atmosférico en virtud de la intensidad de sus centros de acción.

$$\text{serie temporal} = (X')_{std} \cdot T_{std} \quad (5)$$

En primera instancia, la ecuación (5) nos dará la evolución temporal del tipo de tiempo día a día en el periodo temporal considerado (1961-2012).

Una de las ventajas de PLSR es la estabilidad de los resultados de la serie temporal asociada al tipo de tiempo, ya que se utilizan procedimientos de validación consiguiendo resultados independientes de la muestra<sup>3</sup>. Se utiliza un algoritmo para minimizar errores, que consiste en extraer del campo de datos los modos de variación que contienen señales de variabilidad y filtra aquellas variaciones asociadas al ruido y a errores mediante descomposición en valores singulares de la matriz conjunta de variables independientes y dependientes. Este procedimiento de ajuste de datos al predictando (matriz Y) se realiza mediante pasos sucesivos de manera que se extrae de los datos la máxima varianza de las variables latentes asociadas al predictor y predicando.

Por otra parte, con esta metodología se consigue modelizar el tipo de tiempo “promedio”, de toda la base de datos utilizada, y que más se asemeja al propuesto de referencia que es el de un día determinado. Por ello este análisis permite obtener la modelización espacio temporal de los tipos de tiempo, con aplicaciones para estudios climáticos

Como lo que se pretende es sacar conclusiones de índole climatológica, de la serie temporal, se extraerán las series temporales medias mensuales y estacionales.

<sup>2</sup> Téngase presente la ecuación de regresión (ecuación 1).

<sup>3</sup> En este caso, por muestra se entiende el conjunto de situaciones sinópticas pertenecientes al periodo 1961-2012.

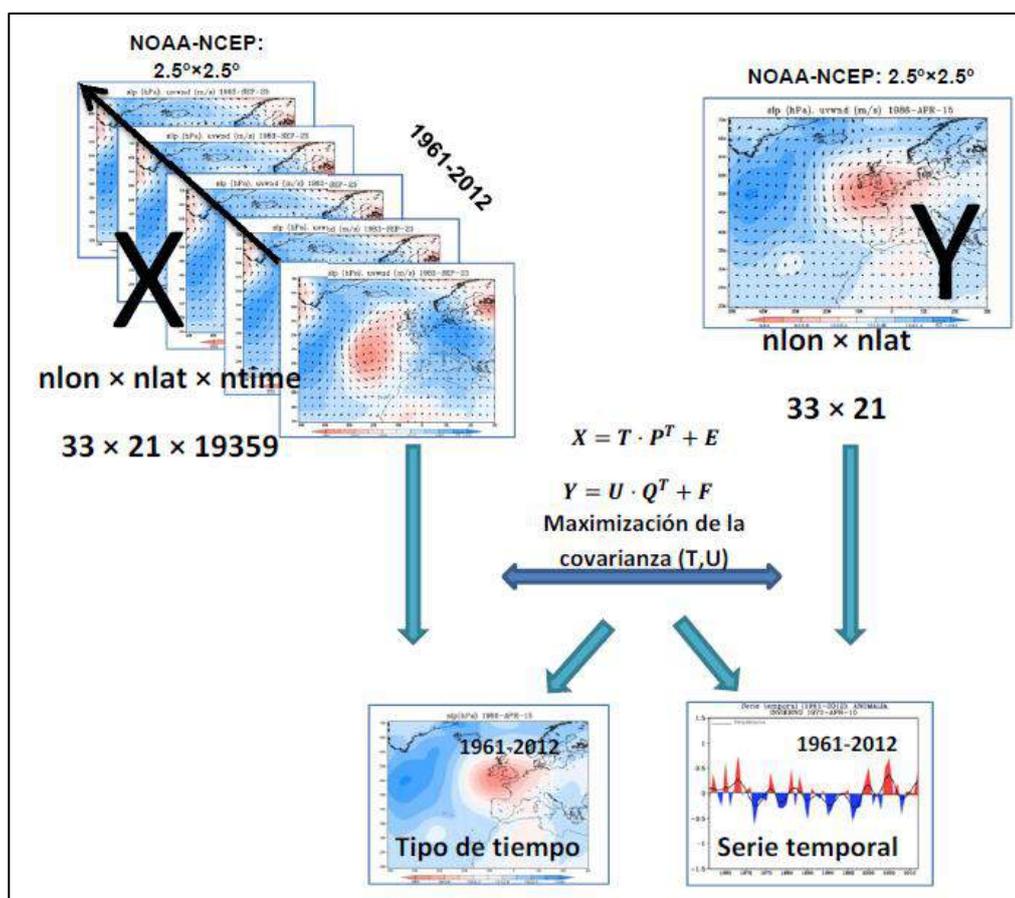


Fig. 7: Esquema gráfico de la aplicación de la metodología de la regresión de mínimos cuadrados parciales (PLSR) aplicada a la caracterización de tipos de tiempo.

### 3. RESULTADOS.

En el capítulo de resultados, se presentará la caracterización espacial del correspondiente tipo de tiempo, mostrada a través del mapa de presión a nivel de superficie simulado y la serie temporal asociada que muestra cómo el patrón espacial evoluciona temporalmente a lo largo del periodo considerado.

#### 4.1 Aplicación al tipo de tiempo “depresión en las Islas Británicas”

En primer lugar, en la figura 8 se presenta el tipo de tiempo representado en el mapa simulado de presión a nivel del mar, en el que se reconstruye de manera satisfactoria los centros de acción positivo y negativo que caracterizan este tipo de tiempo a partir de todas las situaciones sinópticas diarias correspondientes al periodo temporal considerado.

Por otra parte, en la figura 9 se representan las series temporales de intensidad (relacionada con la intensificación o debilitamiento de sus centros de acción) y de frecuencia de aparición. En ambos casos se presenta una tendencia negativa a lo largo del periodo considerado, mostrando una gran variabilidad.

Este tipo de tiempo fue responsable de algunos eventos extremos. De hecho, el mes marzo del año 2000 fue el que mayor número de días lluviosos registrados en Galicia a causa de la persistencia de este tipo de tiempo<sup>4</sup>.

<sup>4</sup> Banco de datos climatológico de AEMET (1930-2013).

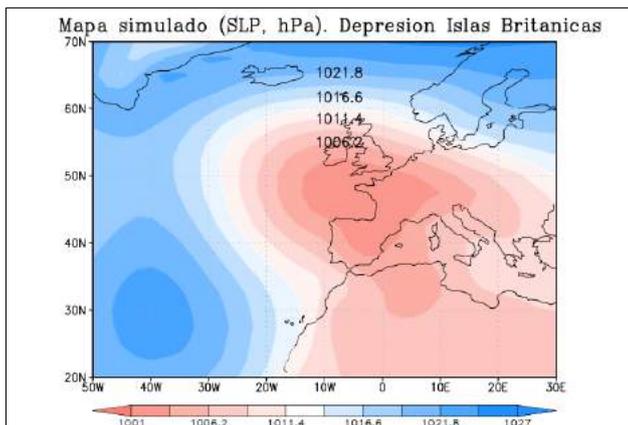


Fig. 8: Tipo de tiempo “depresión en las islas británicas”: mapa de presión a nivel del mar simulado (hPa).

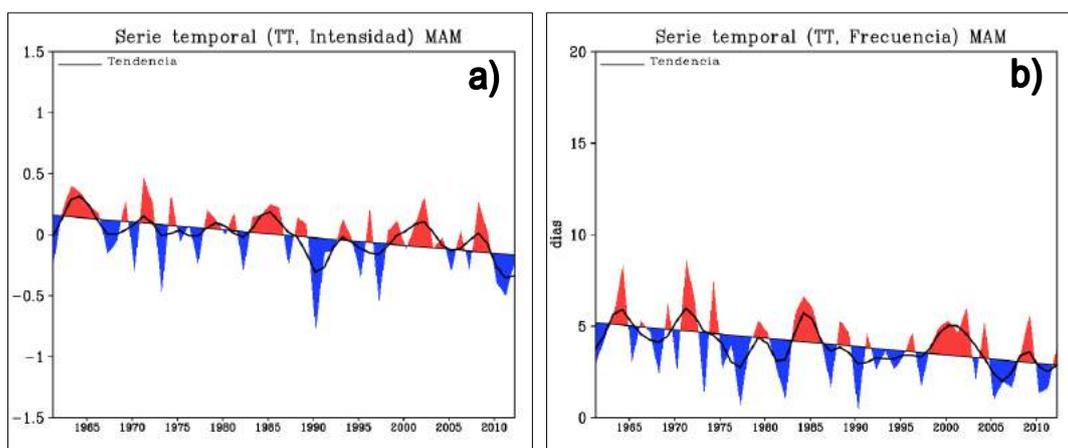


Fig. 9: Tipo de tiempo “depresión en las Islas Británicas”. Series temporales para la estación de primavera (MAM): a) serie temporal de intensidad; b) serie temporal de frecuencia.

#### 4.2 Aplicación al tipo de tiempo “depresión en el golfo de Génova”

En la figura 10 se presenta el mapa simulado de la presión a nivel del mar, en el que se trata de reconstruir el tipo de tiempo ilustrado por la situación sinóptica de un día determinado (figura 3) a partir de todas las situaciones sinópticas comprendidas en el periodo 1961-2012.

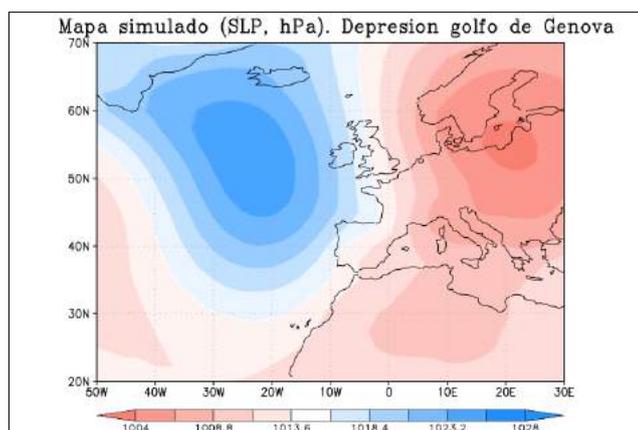


Fig. 10: Tipo de tiempo “depresión en el golfo de Génova”: mapa de presión a nivel del mar simulado (hPa).

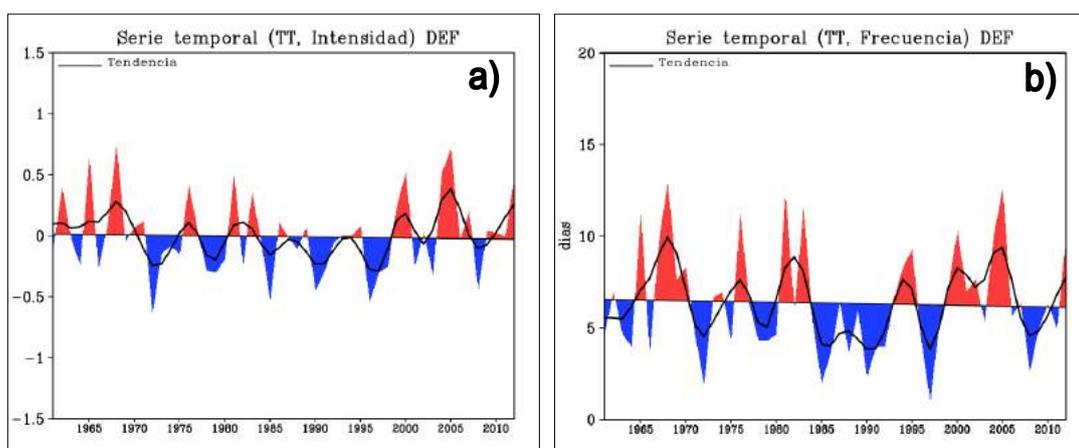


Fig. 11: Tipo de tiempo “depresión en el golfo de Génova” (TT). Series temporales para la estación de invierno (DEF): a) serie temporal de intensidad; b) serie temporal de frecuencia.

Un episodio extremo asociado a este tipo de tiempo es la ola de frío que invadió la Península el pasado mes de enero del año 2009, provocando una importante bajada de temperaturas, con la consiguiente merma en la actividad económica.

Además, este tipo de tiempo fue responsable de algunos eventos extremos que tuvieron lugar en el mes de febrero de 2005. Aquel año fue el febrero más frío hasta la fecha en las ciudades de Segovia (temperatura media de 1.5 °C) y Salamanca (temperatura media de 3.4 °C).

#### 4.3 Aplicación al tipo de tiempo “anticiclón Centroeuropeo”

Finalmente, en la figura 12 se presenta el mapa simulado, en el cual, reproduce el tipo de tiempo definido en la figura 5.

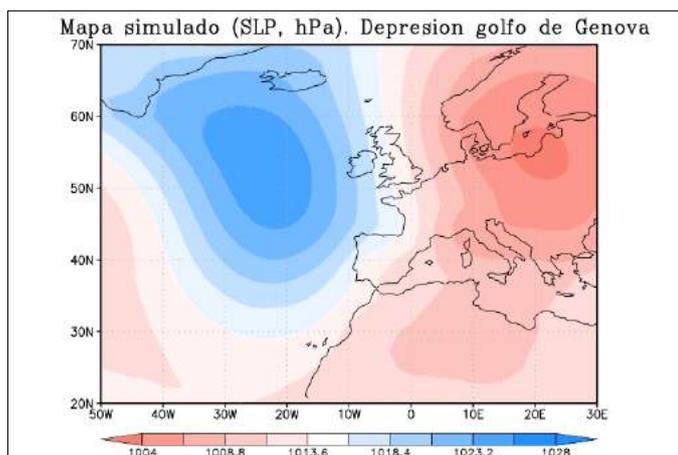


Fig. 12: Tipo de tiempo “Anticiclón Centroeuropeo”: mapa de presión a nivel del mar simulado (hPa).

Este tipo de tiempo fue precursor de uno de los meses de febrero más cálidos que se han registrado en Salamanca (donde la temperatura media fue de 15 °C), Madrid (temperatura media de 19.9 °C) y Ciudad Real (temperatura media de 20 °C).

Esta configuración sinóptica no es muy frecuente durante los meses de verano, aunque sí lo es durante el solsticio de invierno, como compararse entre las figuras 11 y 12. De hecho, en ésta última se puede apreciar una gran variabilidad a lo largo del periodo considerado.

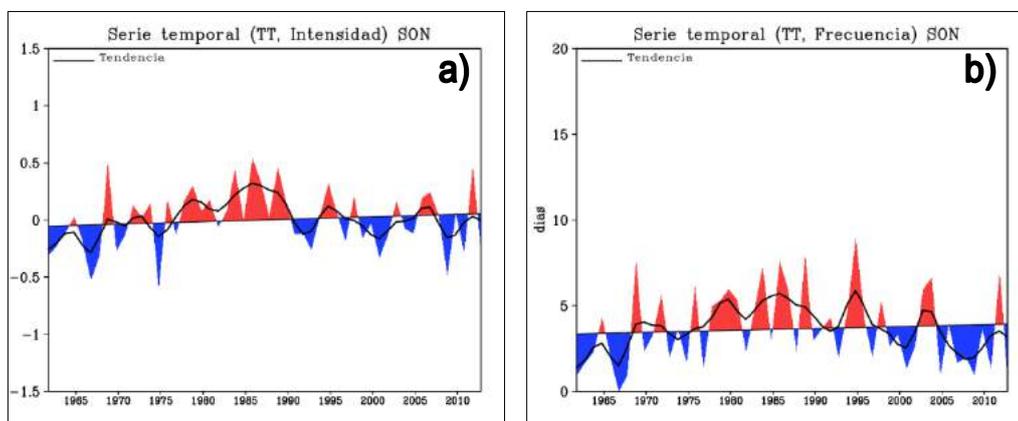


Fig. 13: Tipo de tiempo “anticiclón Centroeuropeo” (TT). Series temporales para la estación de otoño (SON): a) serie temporal de intensidad; b) serie temporal de frecuencia.

## 5. CONCLUSIONES.

Hemos aplicado la metodología regresión parcial por mínimos cuadrados para caracterizar la evolución de tipos de tiempo de la clasificación de Font que causan extremos térmicos e hídricos. Para ello se parte de tres tipos de tiempo caracterizados por la situación sinóptica ocurrida en determinados días que causan extremos hídricos y térmicos y hemos obtenido la configuración simulada y la evolución de la misma.

Hemos comprobado que las series temporales asociada a los tipos de tiempo informan de extremos ocurridos en otras fechas. También se observa las diferentes tendencias de la evolución de los índices y frecuencia asociada a los tipos de tiempo objeto de este estudio. Los resultados

indican una tendencia creciente para el tipo de tiempo asociado a olas de calor y decreciente para los tipos de tiempo relacionado con olas de frío y con las lluvias en el noroeste de la península Ibérica.

Este estudio abre el camino para el desarrollo de investigaciones sobre la influencia del cambio climático en el análisis de las series temporales asociadas a los distintos tipos de tiempo, que, a su vez, justifican la variabilidad y los extremos de la temperatura y precipitación. De hecho, este tipo de estudios son necesarios a la hora de realizar planificaciones y para prevenir en lo posible los daños que ocasionan los eventos severos.

## 6. AGRADECIMIENTOS.

Agradecemos a los proveedores de datos E-OBS del EU-FP6 project *ENSEMBLES* (<http://ensembles-eu.metoffice.com>) y del proyecto ECA&D (<http://eca.knmi.nl>) y al “*Climate Prediction Center*” de Estados Unidos por proporcionar los datos de Reanálisis.

Agradecemos a los desarrolladores de los programas informáticos CDO (<https://code.zmaw.de/projects/cdo>) y GrADS (<http://www.iges.org/grads/>).

Agradecemos la subvención del proyecto CGL2011-23209 del Ministerio de Economía y Competitividad.

## 7. BIBLIOGRAFÍA.

Las referencias que se han consultado en la realización de este trabajo se presentan a continuación:

Abdí Hervé, 2003. Partial least square regression (PLS Regression). University of Texas at Dallas.

Bhupinder S.I., MacGregor J. F., 1998: Improved PLS algorithms. *Journal of Chemometrics*, 11, 73-85.

Capel Molina J. J., 2005: La ola de frío de enero 2005 en España. *Nimbus*, 15, 43-56.

Font Tullot, I., 2000: *Climatología de España y Portugal*. Ediciones Universidad de Salamanca, 422 pp.

Haylock, M.R., N. Hofstra, A.M.G. Klein Tank, E.J. Klok, P.D. Jones and M. New. 2008: A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J. Geophys. Res (Atmospheres)*, 113, D20119, doi: 10.1029/2008JD10201

Hoskuldsson A., 1988: PLS Regression methods. *Journal of Chemometrics*, 211-228.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis-project, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437-471.

Wold S., Sjöström M., Eriksson L., 2001: *PLS Regression: a basic tool of chemometrics*. *Chemometrics and intelligent laboratory systems Elsevier*, 58, 109-130.

# TENDENCIAS Y VARIABILIDAD INTERANUAL EN EXTREMOS ESTACIONALES DE TEMPERATURA EN ESPAÑA

María J. ORTIZ BEVIA<sup>1</sup>, Laura ALVAREZ-LEDO, Pablo ESCRIBANO FONTAN  
*Departamento de Física y Matemáticas, Universidad de Alcalá*  
**ortizbeviar@gmail.com**

## RESUMEN

En este trabajo se estudian las tendencias y la variabilidad interanual de la intensidad de los eventos extremos de temperatura diurna y nocturna, en 31 estaciones meteorológicas españolas, para los inviernos entre 1958 y 2005, y también para las primaveras. Se construyen unos índices de intensidad estacionales para los extremos máximos y mínimos de las temperaturas diurnas y para las temperaturas nocturnas en cada localidad. A partir de ellos se identifican tendencias significativas. También se prueba estadísticamente la influencia que en los extremos de intensidad pueden tener las fases positivas o negativas de los principales patrones de teleconexión. Las tendencias identificadas son más importantes en los extremos superiores que en los inferiores, y sus coeficientes de determinación son más satisfactorios. Sin embargo la influencia de los patrones de teleconexión de gran escala sobre los eventos extremos de temperatura mínima analizados es más significativa. En ambos casos, tendencias e influencias son más importantes en primavera. Encontramos además que la mayoría de los extremos fríos en estas dos estaciones puede atribuirse a la influencia de un único patrón.

**Palabras clave:** Extremos Climáticos, España, Tendencias, Índices, Teleconexión.

## ABSTRACT

In this study we investigate the trends and the interannual variability in the intensity of extremes of daily and nightly temperature observations at 31 meteorological stations distributed through Spain, between the years from 1958 to 2005, in winter and spring. At each of these locations, we build two indexes (daily or nightly) to characterize the intensity of the extreme temperature events. From these indexes, we identify significant trends. We also test statistically the influence that the positive or negative phases of the teleconnection patterns might have on the intensity of the extreme events of temperature. We have found trends that are significant, with reasonable determination coefficients and spatially coherent in the upper extremes while significant trends in the lower extreme events can be found only at few locations. Moreover, the statistical proofs indicate that the large scale teleconnection patterns have greater influence on the cold extremes. Both characteristics, trends and influence, are more important in spring than in winter. We have also found that at most of the cold events the significant influence is due only to one pattern at a time.

**Key words:** Temperature, Extremes, Spain, Winter, Spring, Trends, Teleconnection indexes.

## 1. INTRODUCCION.

Los eventos meteorológicos extremos tienen un importante impacto socio-económico. En particular se sabe que los eventos extremos de temperatura (EET) influyen en la demanda energética. Por ejemplo las temperaturas extremadamente frías que se dieron en ciertas partes de Europa y Estados Unidos en los inviernos de 2009-2010 y 2010-2011 dispararon el consumo energético (Guirguis et al. 2011). En España, datos del consumo doméstico proporcionados por Iberdrola muestran en las poblaciones analizadas un record absoluto en el invierno 2008-2009. Estos datos se corresponden con los observados en el Hemisferio Norte, y su interpretación es todavía objeto de controversia científica. (Petukhov y Semenov 2009; Zhang et al. 2012; Labitzke y Kunze 2009). La mayoría de las anomalías extremas frías observadas durante los inviernos de 2009-2010 y 2010-2011 pueden ser explicadas por el estado negativo persistente de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, Van Loon y Rogers, 1978) que tienen en común ambos inviernos (Guirguis et al. 2011). Sin embargo su influencia sobre la temperatura de la Península Ibérica en invierno es sólo marginalmente significativa desde el punto de vista estadístico (Castro-Díaz et al. 2002). Este dato puede sorprender si consideramos que se ha demostrado la influencia de la NAO sobre la insolación invernal en España (Sánchez-Lorenzo et al., 2007). Sin embargo, es explicable al considerar que en la temperatura superficial del aire el efecto de la NAO sobre la insolación va acompañado por una mayor radiación (Trigo et al. 2002). El patrón anómalo NAO alcanzó una fuerza sin precedentes durante el invierno 2009-2010 y continuó durante 2010-2011 (Wang et al., 2010). Sin embargo, la NAO no explica el invierno anormalmente frío en la Península en 2008-2009. La variabilidad anómala de la Península Ibérica está también influida por otros patrones de teleconexión (Barnston y Livezey 1987). En particular para la temperatura de la Península Ibérica, un estudio de Rodríguez-Puebla et al (2010) señala la relevancia de los patrones Escandinavo (SCAND) y Atlántico Oriental (EA) en los índices extremos de temperaturas diurnas (máximas) y nocturnas (mínimas). La variabilidad del noreste peninsular está influida por el patrón Atlántico Oriental- Rusia Occidental, EAWR (Menéndez et al., 2004).

Las proyecciones de los modelos del cambio climático muestran periodos de ausencia o de tendencias decrecientes de la temperatura superpuestos a una tendencia de calentamiento global (Easterling y Wehner, 2009) lo que puede explicar la aparición de inviernos muy fríos como los antes descritos, intercalados a su vez con eventos extremos cálidos de importante magnitud y extensión. Una de las aparentes paradojas climáticas de las últimas décadas es que, aunque las regiones continentales del norte (noroeste de Norteamérica y norte de Asia) han mostrado su mayor calentamiento durante el invierno, la incidencia de los eventos extremadamente fríos ha sido al menos tan grande durante las décadas de los 80 y 90 como en las primeras décadas del siglo XXI (Walsh et al. 2001). En la Península Ibérica, según Prieto et al. (2004) y Rodríguez- Puebla et al. (2010), existen tendencias crecientes en el valor del percentil y tendencias decrecientes en el número de extremos de temperaturas frías en los registros históricos para la última parte del siglo XX.

Los objetivos de este estudio son la identificación y caracterización de la intensidad de los diferentes sucesos extremos de temperatura (nocturnos y diurnos) ocurridos en 31 observatorios distribuidos por la España peninsular durante los inviernos y primaveras entre el año 1958 y el 2005 mediante unos índices. Estudiamos las posibles tendencias y valoramos la influencia que los patrones de teleconexión puedan tener sobre los índices.

## 2. DATOS

Para la caracterización de los eventos extremos fríos y cálidos se ha utilizado una serie de temperaturas diarias invernales, tanto diurnas (máximas) como nocturnas (mínimas), observadas en 31 estaciones meteorológicas ubicadas por España, las cuales se encuentran representadas en la Figura 1. La calidad de los datos obtenidos de dichas estaciones ha sido controlada y homogeneizada de acuerdo con las recomendaciones de Aguilar et al. (2004) y tienen una buena cobertura: menos del 5% de datos ausentes para el periodo de 1958-2005. A partir de las series originales se separan los días correspondientes al invierno, definido como promedio de los meses de Diciembre, Enero y Febrero, para obtener unas series invernales. Las series primaverales se forman con los promedios de los días correspondientes a Marzo, Abril y Mayo.

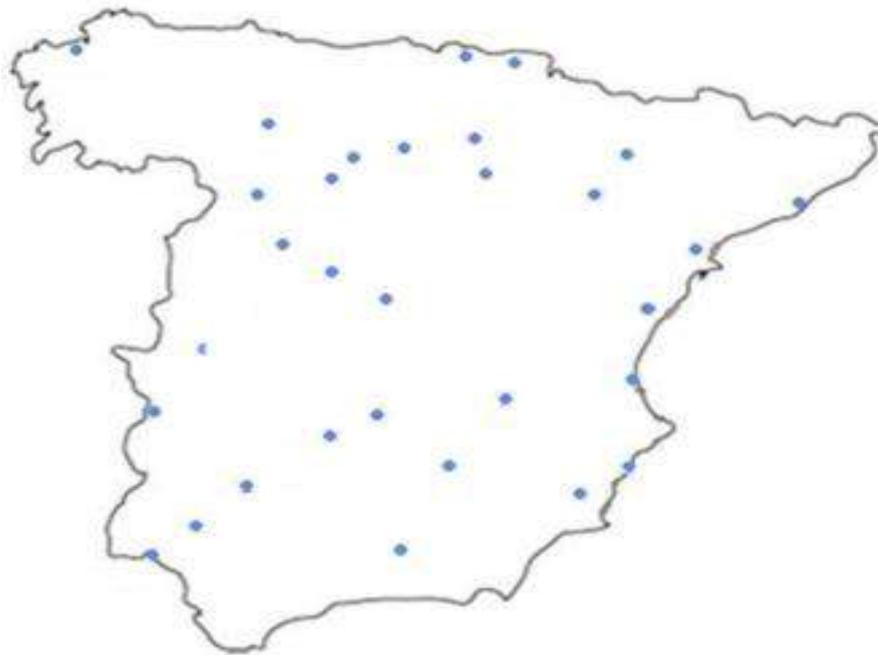


Figura 1.- Localización de las estaciones meteorológicas cuyas observaciones de temperatura se han utilizado en el presente estudio.

Para conocer la posible dependencia de los eventos fríos, diurnos y nocturnos, respecto de diferentes índices climáticos de teleconexión, se han utilizado datos mensuales de estos índices para el periodo 1957-2005. Entre los índices utilizados se encuentra: el índice NAO definido como la diferencia de anomalías normalizadas de presión a nivel del mar (SLP) entre la estación meteorológica de Gibraltar y la de Reykjavik (Jones et al 1997). Se obtuvo de ( ). La variabilidad interanual más importante del planeta (ENSO) se caracteriza por el índice de la Oscilación del Sur (SOI) definido como la diferencia entre las presiones normalizadas de Darwin (Australia) y Tahiti (Trenberth 1984). Otros índices de teleconexión se obtuvieron por el procedimiento de Barnston y Livezey (1987) a partir de un análisis estadístico de las anomalías de la altura geopotencial de 500 hPa en el hemisferio Norte. El patrón de temperatura asociado al índice climático EAWR muestra un tripolo, con variabilidad de un signo en la parte occidental de Rusia y de signo opuesto sobre el Himalaya y la parte oriental del Atlántico adyacente a España y las islas Británicas. El índice EA tiene un patrón asociado

de temperaturas con variabilidad del mismo signo en el Atlántico oriental y sobre la costa de China y de signo opuesto en el centro del Atlántico. Por último el patrón de temperatura asociado al índice SCAND tiene, además de un centro principal de anomalías en la Península Escandinava, otros dos de signo contrario, uno sobre el noreste del Atlántico y otro sobre la Siberia central. El patrón de temperatura asociado al índice del Pacífico-Norte América (PNA) muestra variabilidad de un signo en el Pacífico Central, próximo a Hawaii, y de signo opuesto cerca de la baja Aleutiana y en la parte suroriental de los EEUU de América. Estos índices se obtuvieron de la página web del Climate Prediction Centre, USA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>).

Además, se han tenido en cuenta también el índice de la Oscilación Decadal del Pacífico. PDO (Mantua et al., 1997). que caracteriza la variabilidad del Pacífico Norte, dominado por escalas de tiempo decadales. También se utilizaron dos índices oceánicos, el índice del Atlántico Tropical Norte (NTA) y el índice del Atlántico Tropical Sur (STA) obtenidos como promedio de las anomalías de temperatura en superficie del mar en esas regiones (Enfield et al., 1999).

### 3. METODOLOGIA

Para caracterizar la intensidad de los eventos, se sigue la metodología desarrollada por Gershunov et al. (2009). Para estudiar la influencia de los patrones de teleconexión, se sigue la metodología de OrtizBevia et al. (2012).

Los valores extremos de una muestra son aquellos valores con menor probabilidad de ocurrencia. Para un nivel de probabilidad dado (por ejemplo  $p$ ), se define el valor umbral de extremo  $X(p)$  como aquel que cumple

$$Pr(x \leq X(p))=p$$

es decir que la probabilidad de que un valor  $x$  de la muestra elegido al azar sea menor o igual que el umbral  $X(p)$  es precisamente  $p$ . En estos términos, los valores cuya probabilidad es  $p$  o inferior son todos aquellos que están por debajo del umbral del  $X(p)$  y todos aquellos que están por encima de  $X(1-p)$ . Para un valor dado de  $p$  del 5%, éstos serían el  $X(5\%)$  y  $X(95\%)$ .

A partir de un umbral de probabilidad  $X(p,i)$  de una estación  $i$ , calculamos la variable  $I_p$  para el nivel de probabilidad  $p$  y el día  $d$  partir de la diferencia  $\Delta_1$

$$\begin{aligned} \Delta_1(p,i) &= X(p,i) - T(d,i) \\ I_p(d,i) &= \Delta_1 \quad \text{si } \Delta_1 > 0 \\ I_p(d,i) &= 0 \quad \text{si } \Delta_1 \leq 0. \end{aligned}$$

La variable  $I_p(d,i)$  es cero cuando los valores de temperatura son superiores a los del umbral y nos da la intensidad de los sucesos de temperatura más bajos (olas de frío). Acumularemos los valores de la intensidad, sumando a todos los días del mes, o a todos los de un invierno, para obtener intensidades mensuales o estacionales. Para el nivel de probabilidad  $(1-p)$ , tomaremos una diferencia  $\Delta_2(p,i) = T(d,i) - X(p,i)$  para definir de forma análoga la variable  $I_{(1-p)}$ .

La tendencia de la evolución de los índices de Intensidad de Extremos de Temperatura (IET) estacionales se ajusta mediante una recta de regresión. Utilizando el valor de la pendiente  $a$ , el del intervalo de confianza  $\Delta_a$ , y el coeficiente  $R$  de la determinación establecemos si la tendencia es o no significativa al nivel de probabilidad elegido.

Luego realizamos una prueba estadística para determinar una posible influencia de los índices de teleconexión sobre los índices IET, de los que se ha eliminado la tendencia. Se considera que la teleconexión está en fase positiva (negativa) cuando el índice excede el valor de una desviación típica positiva (negativa). La prueba de Wilcoxon (Gibbons y Chakraborti, 2010) compara dos muestras de los valores del índice de IET, una de ellas tomada en una fase anómalo (caliente o fría) del índice de teleconexión, y la otra en un estado neutro. Si no se puede aceptar que las muestras provengan de distribuciones de probabilidad idénticas con la misma mediana, consideraremos que hay influencia de la teleconexión sobre la muestra.

#### 4. RESULTADOS.

En la figura 2 hemos representados los puntos en que se detectan tendencias significativas en los índices de IET en invierno (arriba) y primavera (abajo). De los cuatro índices, hemos elegido representar el comportamiento de dos de ellos, en que las diferencias son más evidentes. Como vemos, las tendencias en los índices IET mínimos son sólo significativas en unos pocos puntos. Por el contrario, las tendencias en los índices IET máximos son significativos en la mayoría de las estaciones analizadas.

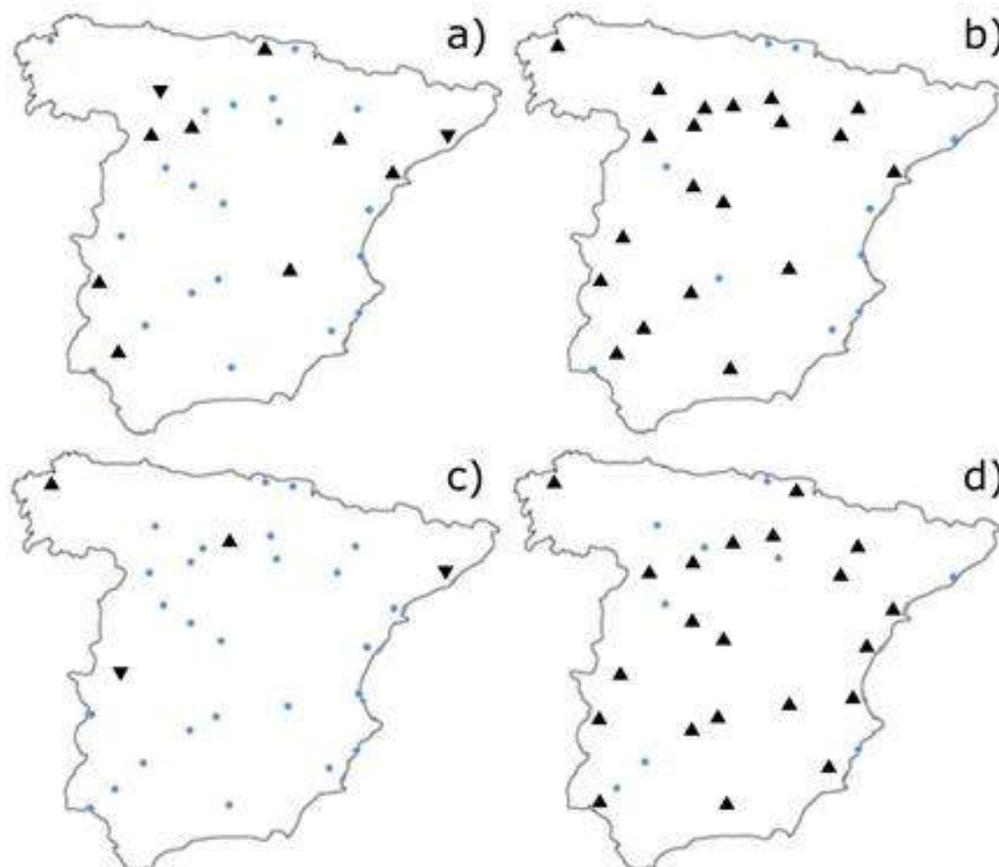


Figura 2. - Tendencias estimadas para los índices estacionales de intensidad de eventos extremos construidos a partir de temperaturas diurnas. a) Intensidad de eventos extremos fríos en invierno. b) Intensidad de eventos extremos cálidos en invierno. c) Intensidad de eventos extremos fríos en primavera. d) Intensidad de eventos extremos cálidos en primavera. Los triángulos indican tendencia significativa (descendente si el triángulo está invertido).

Hemos representado en la Figura 3 la dependencia estacional de las fases de los índices de teleconexión, porque nos puede ayudar a interpretar los resultados de la prueba estadística. Las fases NAO+, PNA+ y PNA- se dan con más frecuencia en invierno, mientras que la NAO- se observa más en otoño (Figura 3a). Las NTA+ están distribuidas por igual a lo largo de todo el año, mientras que las NTA- se dan más en primavera. Las STA+ tienen signatura de invierno y las STA- de verano (Figura 3b). Los eventos EA+ y EAWR- se observan más en invierno, los EA- son mucho más abundantes en primavera, y los EAWR+ en verano (Figura 3c). La PDO+ se observa más en primavera. El índice SCAND permanece en condiciones neutras en invierno (Figura 3d).

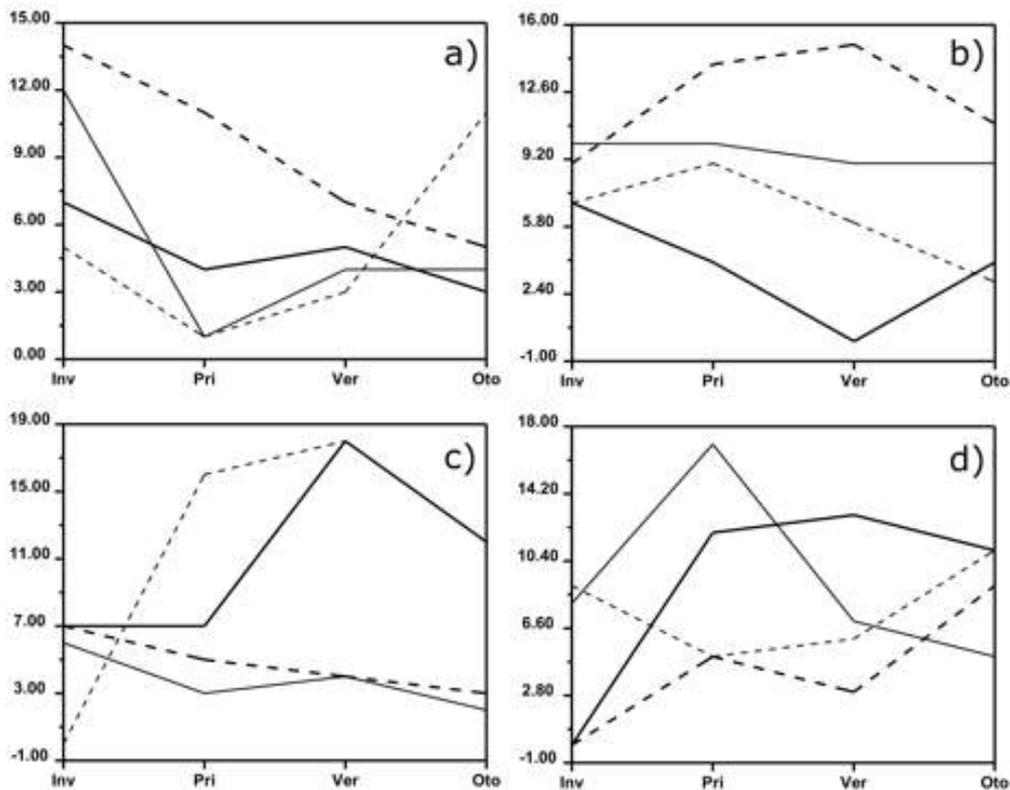


Figura 3.- Dependencia estacional del número de ocurrencias de las fases de los índices de teleconexión. a) Se representa la fase positiva del índice NAO con línea continua fina, la fase negativa del índice NAO con línea discontinua fina, la fase positiva del índice PNA con línea continua gruesa y la fase negativa del índice NAO con línea discontinua gruesa. b) Se representa la fase positiva del índice NTA con línea continua fina, la fase negativa del índice NTA con línea discontinua fina, la fase positiva del índice STA con línea continua gruesa, la fase negativa del índice STA con línea discontinua gruesa. c) Se representa la fase positiva del índice EA con línea continua fina, la fase negativa del índice EA con línea discontinua fina, la fase positiva del índice EAWR con línea continua gruesa, la fase negativa del índice EAWR con línea discontinua gruesa. d) Se representa la fase positiva del índice PDO con línea continua fina, la fase negativa del índice PDO con línea discontinua fina, la fase positiva del índice PDO con línea continua gruesa, la fase negativa del índice PDO con línea discontinua gruesa.

En el caso de invierno, la prueba estadística indica que, en 6 de las 31 estaciones meteorológicas analizadas, los valores del índice de IET nocturno cálido son mayores si el NTA está en un estado frío, y menores si lo está el STA. La influencia de los otros índices de teleconexión sobre los eventos nocturnos cálidos es puntual. Por otro lado, en 4 de los observatorios los valores del índice de IET nocturno frío son más suaves si el NTA está en una fase cálida o si el STA está en una fase fría. La influencia de la fase negativa de otros índices de teleconexión (como el EA, que afecta a 4 de las estaciones) no es consistente.

En el caso de primavera, la teleconexión que más incide es la EAWR. En su fase positiva influye en los IET de 11 de los observatorios considerados, y en la negativa en 13 de ellos (ver Figura 4). La fase cálida del índice PNA (figura 4b) influye en 9 de las estaciones meteorológicas consideradas, y la fase fría en 4 (se da solapamiento en un caso). Igualmente, los valores del IET de 10 estaciones están influidos por EA+, y en 4 estaciones por la EA- (Figura 4c). En 10 estaciones, se detecta una influencia del patrón NAO- sobre los valores del índice IET más frío. Aquí también, según se puede apreciar en la Figura 4d, los solapamientos son puntuales.

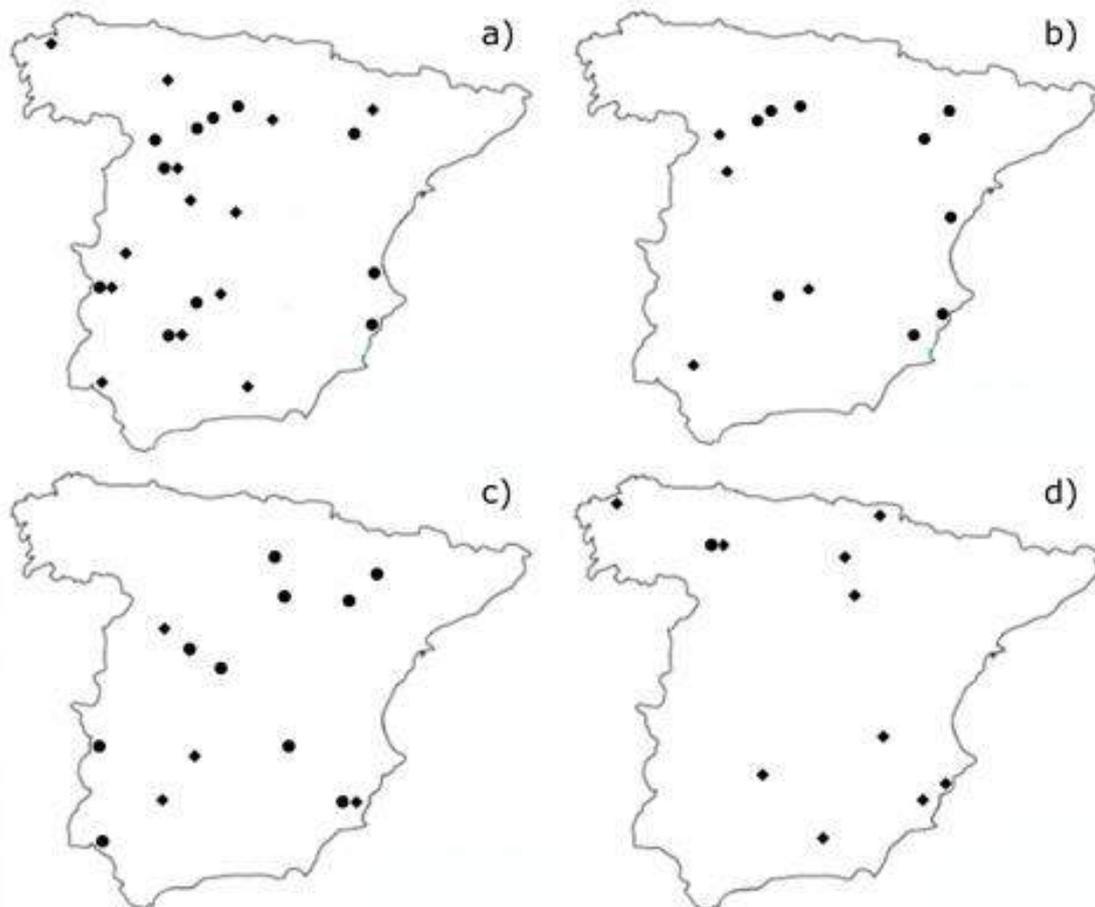


Figura 4.- a) Observatorios en donde la prueba estadística detecta una dependencia significativa del índice primaveral de los eventos extremos fríos respecto a las fases del índice de teleconexión EAWR. Los círculos marcan la influencia significativa de la fase cálida, los rombos, de la fase fría. b) Igual, pero para la influencia del índice PNA. c) Lo mismo, pero para la influencia del índice EA. d) Igual, pero para la dependencia en las fases del índice NAO.

En primavera, la fase EAWR+ hace los extremos fríos más fríos y la fase EAWR- hace los extremos cálidos menos cálidos. La fase EA+ hace más cálidos los eventos extremos cálidos. El estado PNA+ hace más fríos tanto los extremos fríos como los cálidos. La misma falta de consistencia se observa para los extremos fríos y las fases de la NAO: en algunos observatorios, cuando la fase es NAO- los extremos fríos son más fríos, y en otros observatorios, los extremos fríos coinciden con la fase NAO+.

## **5. CONCLUSIONES.**

De los análisis llevados a cabo sobre la intensidad de los eventos extremos fríos en invierno resultan tendencias crecientes en algún observatorio y decrecientes otros. En cambio, en el caso de los eventos extremos cálidos, tanto diurnos como nocturnos, las tendencias son crecientes, más importantes que en el caso de los fríos y significativas en casi todas las estaciones.

En lo que respecta a la influencia de los patrones de teleconexión sobre los IET de invierno, los patrones oceánicos STA y NTA ejercen mayor influencia. Otros patrones que ejercen puntualmente influencia son el EAWR, el PNA, el EA y la NAO.

A diferencia de lo que ocurre en las tendencias, la influencia de las señales a gran escala sí que es significativa en primavera, especialmente para los eventos extremos fríos. El patrón más influyente es EAWR, que lo hace por igual en su fase positiva y en la negativa. Sobre la intensidad de los eventos influyen las dos fases del PNA, mientras que sobre los eventos cálidos influyen la fase cálida de EA y EAWR. La NAO en la fase negativa influye sobre las estaciones del norte y el Mediterráneo y en la fase positiva sobre otras estaciones.

## **6. AGRADECIMIENTOS**

Agradecemos a AEMET por la cesión de los datos de las estaciones meteorológicas estudiadas.

## 7. REFERENCIAS

- Aguilar, A. et al. (2004). "Guidelines on Climate metadata and homogeneization", *WMO*, WCDMP, 53, TD 1186.
- Barnston, A.G. y Livezey, R.E. (1987). "Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns". *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1083-1126.
- Castro-Díaz, Y.; Pozo-Vázquez D., Rodrigo F. S. y Esteban-Parra, M.J. (2002). "NAO and winter temperature variability in southern Europe". *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2001GL014042.
- Easterling D. R. y Wehner M. F. (2009) "Is the climate warming or cooling?". *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi: 10.1029/2009GL037810.
- Enfield D.B.; Mestas-Núñez AM, Mayer DA y Cid-Serrano L. (1999). "How ubiquitous is the dipole relationship in the Tropical Atlantic sea surface temperatures?". *J. Geophys. Res.*, 104: 7841-7848.
- Gershunov A.; Cayan D. R. y Jacobelli S. F. (2009). "The great 2006 heat wave over California and Nevada: signal of an increasing trend". *J. Climate*, 22:6181-6203. doi: 10.1175/2009jcli2465.1.
- Gibbons J. D. y Chakraborti S. (2010). *Nonparametrics Statistical Inference*. Fifth edition. CRC Press.
- Guirguis K.; Gershunov A., Schwartz R. y Bennett S. (2011). "Recent warm and cold daily winter temperature extremes in the Northern Hemisphere". *Geophys. Res. Lett.*, 38, 10.1029/2011gl048762.
- Jones, P.D.; Jonsson, T. y Wheeler, D. (1997). "Extension of the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland", *Int. J. Climatol.*, 17: 1433-1450.
- Labitzke, K. y Kunze, M. (2009). "Über die unerwartet warme Stratosphere in Winter 2008/2009". *Beiträge zur Berliner Wetterkarte*. 7/04/2009.
- Mantua, N.J.; Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M. y Francis, R. C. (1997). "A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069-1079.
- Menéndez, M.; Méndez, F.J., Losada, I.J., Medina, R. y Abascal A. J. (2004). "Variaciones del régimen extremal en el clima marítimo en el litoral español en el período 1958-2001". *IV Congreso de la Asociación Española de Climatología*, Santander, 73-83.
- OrtizBeviá, M.J.; Sánchez-López, G., Alvarez-García, F.J. y Ruiz de Elvira, A. (2011). "Evolution of heating and cooling degree-days in Spain: Trends and interannual variability". *Global and Planetary Change*, 92-93: 236-247. doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.05.023
- Overland, J. E.; Wood, K. R. y Wang, M. (2011). "Warm Arctic-cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea". *Polar Research*, 30, doi: 10.3402/polar.v30i0.15787.
- Petukhov, V. y Semenov, V.A. (2009). "A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents". *J. Geophys. Res. (Atmospheres)*, 115, doi: 10.1029/2009JD013568
- Prieto, L.R.; García-Herrera, R., Díaz, J., Hernández, E. y del Teso, M.T. (2004). "Minimum extreme temperatures over Peninsular Spain". *Global and Planetary Change*, 44, 59-71. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.06.05.
- Rodríguez-Puebla, C.; Encinas, A. H., García-Casado. L. A. y Nieto, S. (2010). "Trends in warm days and cold nights over the Iberian Peninsula: relationships to large scale variables". *Climatic Change*, 100, 667-684.

- Sánchez-Lorenzo, A.; Brunetti, M., Calvo, J. y Martín-Vide, J. (2007). "Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from an homogenized dataset". *J. Geophys. Res. (Atmospheres)*. 112, doi: 10.1029/2007JD008677.
- Solomon, S.; Qin, D., Manning, M., Hen, Z., Marquis, M., Avery, B., Tignor, M., Millert, H. L. (Eds.). (2007). *Contribution of working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge (U. K.).
- Trenberth, K. (1984). "Signal versus Noise in the Southern Oscillation". *Mon. Wea. Rev.* 112: 326-332.
- Trigo, R. M.; Osborn, T. J. y Corte-Real, J. (2002). "The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impact and associated physical mechanisms". *Climate Research*. 20, 9-17.
- Walsh, J. E.; Phillip, A.S., Portis, D. H. y Chapmann, W.L. (2001). "Extreme cold outbreaks in the United States and Europe, 1948-1999". *J. Climate*, 14, 2642-2657.
- Wang, C.; Liu, H. y Lee, S. (2010). "The record breaking cold temperatures during the winter of 2009-2010 in the Northern Hemisphere". *Atmos. Sci. Lett.*, doi: 10.1002/asl.278.
- Zhang, X.; Lu, C. y Guan, Z. (2012). "Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in Eurasia". *Environ. Res. Lett.*, doi: 10.1088/1748-9326/7/4/0444044.

# CARACTERIZACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LAS OLAS DE CALOR EN ESPAÑA DURANTE EL PERIODO 1968-2010: EL EPISODIO DE 2003

Emilio MARTÍNEZ-IBARRA<sup>1</sup>, María Belén GÓMEZ-MARTÍN<sup>2</sup>,  
Xosé Antón ARMESTO-LÓPEZ<sup>2</sup>, Jonatan ARIAS-GARCÍA<sup>1</sup>

<sup>(1)</sup>Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad de Granada, España

<sup>(2)</sup>Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universitat de Barcelona

emibarra@ugr.es, bgomez@ub.edu, armesto@ub.edu, jariasgarcia@ugr.es

## RESUMEN

El análisis de los extremos térmicos, su duración, intensidad y evolución, constituye un aspecto de especial trascendencia a abordar en Climatología. Ciertamente, los mismos constituyen un indicador de cambio climático y manifiestan implicaciones en el medio biofísico, la población y las actividades que ésta desempeña. Por ello, este trabajo se centra en el estudio evolutivo de las olas de calor en España, aplicando los criterios que establece el grupo de trabajo en índices extremos CCI/CLIVAR, para distintos ámbitos geográficos. Los resultados obtenidos ponen en evidencia un incremento en el número de episodios, su intensidad y longitud, siendo el episodio más intenso de 2003 uno de los más importantes registrados en España durante el periodo analizado.

**Palabras clave:** España, olas de calor, caracterización, evolución, ola de calor de 2003

## ABSTRACT

The analysis of temperature extremes, its duration, intensity and evolution, is an aspect of particular importance in addressing climate. Certainly, they are an indicator of climate change and manifest implications for bio-physical environment, population and the activities it performs. Therefore, this work focuses on the evolutionary study of heat waves in Spain, using the criteria established by the working group in extreme indices CCI/CLIVAR, for different geographical areas. The obtained results demonstrated an increase in the number of episodes, its intensity and length, being the most intense episode of 2003 one of the most important recorded in Spain during period considered.

**Key words:** Spain, heatwaves, characterization, evolution, 2003 heat wave

## 1. INTRODUCCIÓN

Los eventos extremos son comúnmente percibidos como episodios que se alejan significativamente de las condiciones medias (Zhao y Chu, 2010). Por ello, los ecosistemas y ciertos sectores productivos son sensibles a fenómenos climáticos extremos (Huth, Kyselý y

Pokorma, 2000). Así, se entiende que éstos sean de interés tanto para científicos, políticos, planificadores y medios de comunicación (Changnon, 2003 y IPCC, 2012).

Actualmente, un evento extremo puede resultar catastrófico o no dependiendo de su magnitud, pero también de la concienciación de las autoridades públicas (Poumadere et al., 2005). Además, hay que tener en cuenta si el fenómeno extremo actúa conjuntamente con otros (ver Moriondo et al., 2006; IPCC, 2007; Good et al., 2008).

Entre los eventos climáticos extremos se encuentran las olas de calor. Las mismas durante los últimos años han recibido mayor atención, dada la mortalidad asociada a ellas y a la previsión de que se vuelvan más recurrentes, como consecuencia del cambio climático (Furrer et al., 2010). De hecho, en relación con el primer aspecto, conviene tener presente que, a menudo, las olas de calor conllevan una mayor mortalidad en la población más expuesta: niños, ancianos y personas con patologías cardiovasculares y respiratorias (Basu y Samet, 2002). Al respecto, como consecuencia del verano extremadamente cálido de 2003, la UNEP (2004) cifró un exceso de mortalidad de 14.802 personas en Francia, 7.000 en Alemania, 4.200 en España y 4.000 en Italia.

Por tanto, resulta de interés conocer cómo la tendencia alcista de las temperaturas durante los últimos años está afectando a la ocurrencia de valores térmicos extremos (Tank y Können, 2003). Aspecto que es tratado en el presente trabajo para el caso español.

## 2. FUENTES Y METODOLOGÍA

El concepto de ola de calor no es inequívoco. Así se explica que existan múltiples definiciones (Kalkstein y Valimont 1986). Con todo, las olas de calor se caracterizan por unos patrones comunes. A menudo se definen como eventos extremos marcados por altas temperaturas que persisten durante varios días (WMO, 1999). Por ello, las olas de calor quedarán restringidas a dos condicionantes registrados al unísono: (1) la superación de un determinado umbral térmico, ello determinará el que un día se considere cálido o no; y (2) el alcance de un determinado grado de persistencia de los días cálidos (Folland et al. 1999). Desde un punto de vista atmosférico, se asocian a mecanismos que operan a escala sinóptica, relacionados habitualmente con altas presiones estacionarias o cuasi-estacionarias, de origen subtropical (Koffi y Koffi 2008).

En la presente investigación hemos tomado en consideración las propuestas del grupo de trabajo en índices extremos CC1/CLIVAR (ver Pongrácz y Bartholy 2006). De este modo, una jornada se ha considerado cálida cuando se ha superado el percentil 90 en la temperatura máxima diaria. Dicho percentil se ha calculado teniendo en cuenta todos los valores de las temperaturas máximas diarias del periodo tomado como referencia, en este caso, 1968-1996. A partir del día cálido hemos concretado las olas de calor. Su definición implica un periodo de al menos 6 días cálidos consecutivos, según las propuestas de Koffi y Koffi (2008).

Siguiendo las indicaciones de estos dos últimos autores hemos planteado: (1) dos índices de frecuencia, (2) uno de duración y (3) dos de intensidad. Los de frecuencia representan, por un lado, el número de días con ola de calor y, por otro, el número de episodios de ola de calor; mientras que la duración caracteriza la longitud del episodio. Por último, la intensidad se ha analizado a partir de cálculos diarios. Ésta es resultado de la diferencia entre la temperatura anotada y el percentil 90. Su valor acumulado (suma de la intensidad diaria a lo largo del episodio) también ha sido tomado en consideración.

Teniendo en cuenta los anteriores preceptos hemos caracterizado las olas de calor en la España peninsular, a lo largo del periodo 1968-2010, haciendo especial hincapié en el año 2003.

En el estudio se han seleccionado varios observatorios gestionados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), representativos de grandes unidades geográfico-climáticas del ámbito español: la costa Atlántico-Cantábrica, la costa Mediterránea y el interior (ver figura 1).



Figura 1: CONTEXTUALIZACIÓN FISIOGRAFICA DE LOS OBSERVATORIOS ANALIZADOS

Para el caso de la costa Atlántico-Cantábrica hemos tomado en cuenta tres observatorios, dos de ellos septentrionales y uno meridional: A Coruña, para la costa Atlántica septentrional, San Sebastián como ejemplo de la costa cantábrica, y Tarifa como representante de la costa Atlántica meridional. Este último observatorio presenta un clima local-regional muy característico, marcado por el efecto Venturi (ver Scorer 1952). De la costa mediterránea hemos considerado dos estaciones, una septentrional, Barcelona, y otra meridional, Almería. Para el interior hemos escogido dos observatorios representativos de depresiones interiores (Zaragoza y Sevilla), dos de grandes llanuras (Burgos y Madrid) y uno de montaña (Navacerrada).

La elección de los observatorios responde a varias presunciones: (1) Por un lado, hemos distinguido entre costa e interior, ya que el poder termo-regulador de la costa debe implicar una menor impronta de las olas de calor en la costa que en el interior; (2) También hemos diferenciado entre la costa atlántica y la mediterránea, ya que la segunda es más cálida y su

poder termo-regulador debe ser inferior; (3) Para el ámbito costero meridional atlántico sólo contábamos con una estación completa en Tarifa, por ello hemos elegido dicho observatorio. Además, hemos considerado interesante analizar el comportamiento de las olas de calor en un entorno con un clima local tan marcado; (4) Para el caso de la zona interior hemos elegido observatorios de valle y meseta, y uno de montaña. La diferenciación entre mesetas y valles responde a la apertura de estos últimos hacia el mar, lo que puede implicar una mayor influencia marina en estas zonas y, en teoría, una menor impronta de las olas de calor en los valles que en las mesetas. Por otro lado, hemos incluido un observatorio de montaña de interior (el de Navacerrada), para ver si en la montaña la respuesta era diferente que en el resto de la zona interior; (5) Asimismo, en cualquiera de los casos, hemos querido poner de relieve la influencia de la latitud, pues las zonas septentrionales están menos expuestas a las invasiones de aire cálido, por su mayor lejanía a los manantiales de las masas de aire de origen tropical.

Además, conviene señalar que estudiamos el verano meteorológico, comprendido en este ámbito (templado) entre junio, julio y agosto, según se advierte en el Glossary of Meteorology de la American Meteorological Society. Se ha trabajado con datos diarios, como se plantean en otros trabajos que analizan olas de calor (ver Pongrácz and Bartholy 2006; Koffi and Koffi 2008; Zhao and Chu 2010; Frich 2002; D'Ippoliti, et al. 2010) y ninguna de las series analizadas, todas de observatorios completos, presenta vacíos superiores al 0,05%.

### 3. RESULTADOS

Durante el periodo analizado (1968-2010) las olas de calor se han presentado con relativa frecuencia en el ámbito peninsular español, especialmente en la zona interior (73-97 casos), y más aún en la zona interior meridional (82-97 casos) (ver Tabla 1). Con relación al ámbito costero, la zona atlántico-cantábrica (12-30 casos) se ha mostrado menos propicia que la mediterránea (34-70 casos).

Para el ámbito costero, dos casos han resultado llamativos: Tarifa y Barcelona. El primero de ellos por el escaso número de olas de calor, ya que únicamente hemos contabilizado 12 en este sector, el valor más bajo de todos los observatorios analizados. Con respecto al segundo, ha destacado la elevada frecuencia de eventos de olas de calor, 70 episodios en total, a pesar de su condición marítima y septentrional. En el caso de Tarifa la causa del bajo número de episodios es clara, un clima local-regional marcado por el efecto Venturi, mientras que en el segundo la incógnita no está resuelta.

De otro lado, se ha comprobado una tendencia positiva en el número de episodios en todos los observatorios, de nuevo con mayor impronta en el interior, con un incremento de algo más de un caso por década. El caso de Barcelona es el único de costa que de nuevo ha vuelto a tener un comportamiento similar al del interior, con un incremento de 1,2 días/década. La costa atlántico-cantábrica es la que ha experimentado una tendencia de incremento más suave, no superando los 0,5 días/década.

La intensidad media de los episodios no ha mostrado un patrón espacial claro, quedando comprendida entre 2-4°C, si bien la tendencia ha vuelto a manifestar un incremento mucho

1

Área Geográfica	Nº episodios/Tendencia	Intensidad media episodio/Tendencia	Intensidad acumulada episodio/Tendencia	Duración media episodio/Tendencia
<b>A) Costa atlántico-cantábrica</b>				
Norte (atlántica)	30; +0,5/década	2,8°C; +0,9/década	24,9°C; +6,1/década	9,2 días; +2,1/década
Norte (cantábrica)	25; +0,3/década	3,3°C; +0,9/década	26,6°C; +6,5/década	7,8 días; +1,9/década
Sur (Clima local ventoso muy marcado)	12; +0,2/década	1,9°C; +0,2/década	16,4°C; +1,5/década	8,7 días; +0,9/década
<b>B) Costa mediterránea</b>				
Norte	70; +1,2/década	1,78°C; +1,1/década	28,72°C; +12,5/década	13,9 días; +7,6/década
Sur	34; +0,6/década	3,2°C; +1,23/década	26,1°C; +8,8/década	7,8 días; +3,2/década
<b>C) Interior</b>				
C.1) Grandes Valles				
Ebro (Norte, apertura mediterránea)	77; +1,2/década	3,7°C; +3,0/década	32,0°C; +23,9/década	8,8 días; +2,7/década
Guadalquivir (Sur, apertura atlántica)	82; +1,4/década	2,9°C; +2,2/década	28,1°C; +20,0/década	9,4 días; +7,2/década
C.2) Grandes Llanuras				
Meseta Norte	73; +1,5/década	4,1°C; +3,9/década	35,8°C; +32,8/década	8,6 días; +8,3/década
Meseta Sur	97; +1,5/década	2,8°C; +2,5/década	28,2°C; +24,2/década	9,8 días; +8,8/década
C.3. Montaña	97; +1,4/década	3,2°C; +2,2/década	29,2°C; +19,6/década	9,3 días; +7,3/década

2

3

4

5

Tabla 1: CARACTERIZACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LAS OLAS DE CALOR REGISTRADAS EN DISTINTOS OBSERVATORIOS ESPAÑOLES DE LA PENÍNSULA IBÉRICA (1968-2010)

más evidente en el interior, de 2-3°C/década, siendo muy escasa en el caso tan singular de Tarifa, 0,2°C/década. Mientras que la intensidad media acumulada vuelve a manifestar la mayor impronta del fenómeno en la zona interior frente a la costa, salvo en el caso de Barcelona, con una tendencia que reproduce de forma evidente la dualidad costa-interior, con un incremento de 1,5-12,5°C/década frente a 19,6-32,8°C/década, respectivamente.

De otro lado, la duración media de los episodios de ola de calor ha quedado comprendida entre los 7-10 días, salvo en Barcelona (13,9 días/episodio). La tendencia en todos los casos ha sido positiva, especialmente en el interior, con la única excepción de Zaragoza, situada en un valle septentrional en el interior de la península ibérica, donde la evolución del fenómeno ha resultado más moderada.

### **3.1. La ola de calor de 2003 en España**

El verano de 2003 se caracterizó por su carácter extremo en Europa (ver Schär et al. 2004; Kovats et al., 2004; Levinson and Waple 2004; Campbell 2009; Schär et al. 2004; Luterbacher et al. 2004; D'Ippoliti et al. 2010) y en España (ver Díaz et al. 2006; Martínez et al. 2004). De hecho, el episodio de ola de calor más importante del 2003 ha resultado ser uno de los más significativos en el sector peninsular de España en la serie analizada, 1968-2010. Concretamente, en los observatorios costeros, salvo en el caso tan particular de Tarifa, la ola de calor más importante de 2003 ha sido la de mayor calado del periodo estudiado, mostrándose especialmente extraordinaria en San Sebastián y Barcelona. De acuerdo con los datos manejados, en San Sebastián la ola de calor más importante de 2003 con respecto a las anteriores marcó un hito en duración (18 días) y, consecuentemente, en intensidad acumulada, 93°C. En Barcelona también determinó récords en duración, 59 días, e intensidad acumulada, 250,2°C, para el periodo 1968-2010. En la figura 2 se contextualiza gráficamente los resultados. Para la lectura de la misma se ha de tener en cuenta: (1) Los tamaños de los círculos son proporcionales a la intensidad acumulada; (2) La ola de calor más importante del verano de 2003 aparece resaltada en color más oscuro.

De acuerdo con los resultados obtenidos, en líneas generales, durante el verano de 2003 España estuvo sumida en una ola de calor, con la salvedad de su costa (si exceptuamos el caso de Barcelona). En general, el periodo más intenso tuvo lugar durante la primera quincena de agosto. Si realizamos un análisis detallado, en la zona interior de la península ibérica es factible señalar que durante el verano de 2003 se registraron 5 olas de calor: (1) del 6 al 16 de junio; (2) del 17 al 28 de junio; (3) del 5 al 15 de julio; (4) del 17 de julio al 15 de agosto; y (5) del 17 al 28 de agosto.

En el mediterráneo, concretamente en el observatorio de Barcelona, se produjeron dos episodios: (1) del 9 de junio al 2 de julio y (2) del 4 de julio al 31 de agosto; mientras que en el de Almería los dos episodios registrados fueron mucho más cortos, y únicamente se presentaron en agosto: (1) del 1 al 13 de agosto y (2) del 19 al 24 de agosto. En la costa atlántico-cantábrica se puede hablar de una ola de calor, comprendida entre el 29 de julio y el 27 de agosto.

Por otro lado, estudios recientes han demostrado que las temperaturas estivales en Europa son muy sensibles al Cambio Climático, por ello, como ya se ha indicado, la frecuencia como la duración de las olas de calor se han incrementado en el periodo reciente. Al respecto, para el caso concreto de España, de acuerdo con las proyecciones realizadas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), las temperaturas medias se incrementarán, respecto al periodo de

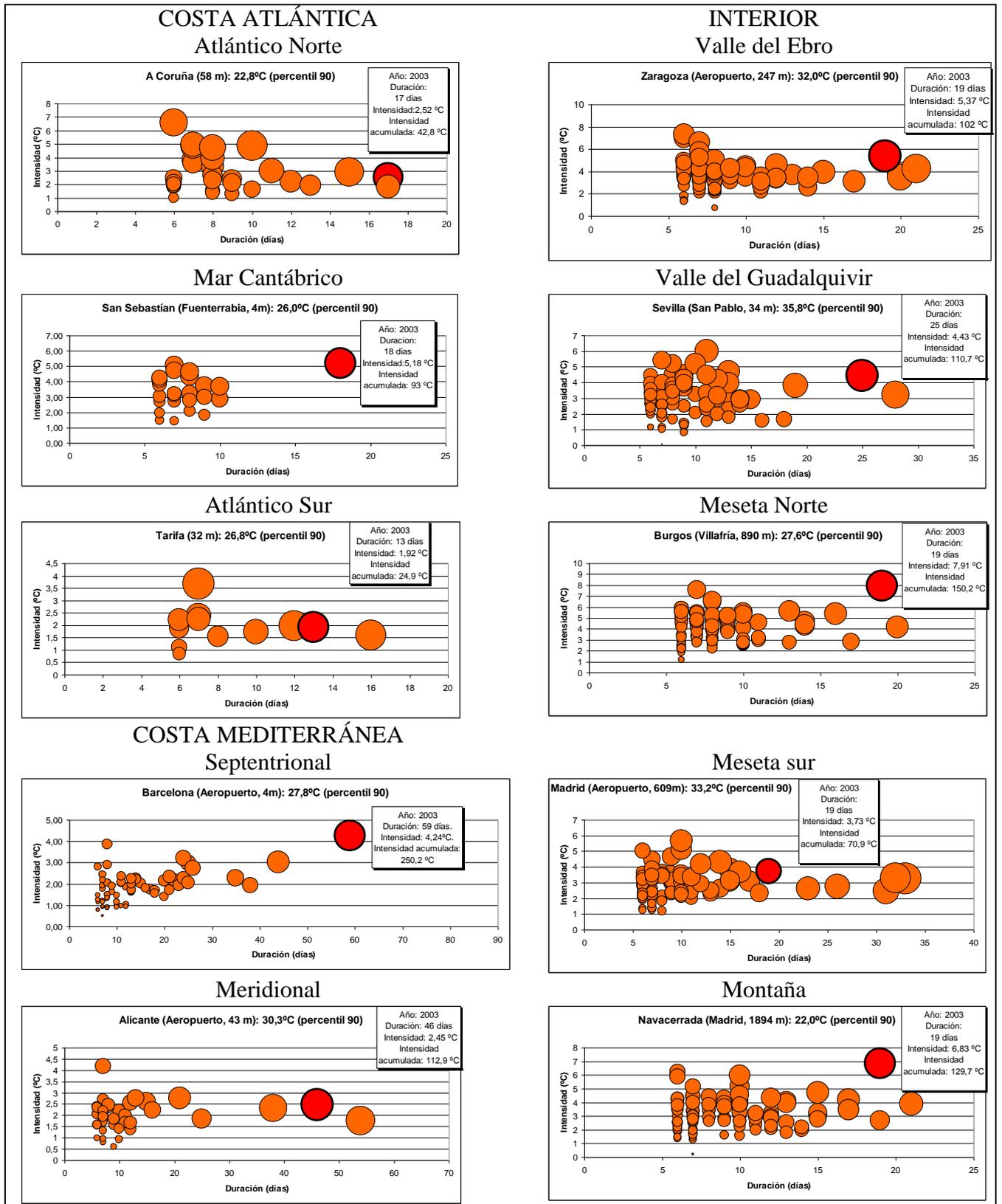


Figura 2: OLAS DE CALOR REGISTRADAS EN EL PERIODO DE ANÁLISIS (1968-2010).

\*Los tamaños de los círculos son proporcionales a la intensidad acumulada. La ola de calor más importante del verano de 2003 aparece resaltada en color más oscuro.

referencia 1961-1990, alrededor de 1°C durante 2011-2040. Este calentamiento se acentuará durante 2041-2070, estimándose entonces unas temperaturas entre 1,9°C y 2,6°C más elevadas que durante el periodo de control (1961-1990). En verano se estima que este incremento sea más acusado. Así, para el periodo 2011-2040, el pronóstico prevé un incremento comprendido entre 1,3 y 1,8°C, que se situará en torno a 2,2-3,2°C para el 2041-2070.

En este contexto, las olas de calor también se pronostican que sean más intensas y más duraderas. En relación a este último aspecto, conviene tener en cuenta los datos obtenidos por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Para el periodo 2011-2040 la duración se incrementará entre 4,8-5,81 días, y entre 8,4-13,3 para el periodo 2041-2070. A este respecto, podemos decir que la duración de la ola de calor de 2003, en la mayor parte de los observatorios analizados (7 de 10), se ajusta a la duración media prevista para el periodo 2041-2070, para los escenarios B1 y E1. Efectivamente, en España en la mayor parte de los casos la duración del episodio más largo de 2003 quedó entre 5-10 días por encima del valor medio.

#### 4. CONCLUSIONES

Las olas de calor constituyen un rasgo identitario de los climas regionales presentes en la España peninsular, especialmente en los ámbitos continentales (mesetas, relieves y valles interiores). Únicamente en zonas muy concretas, como el caso de Tarifa, el viento parece actuar como un factor limitante de las mismas.

Como se ha comprobado en otros trabajos (ver Frich et al., 2002; Schär et al., 2004; Nogaj et al., 2006; Della-Marta, 2007; Brönnimann, et al., 2008), la recurrencia y la intensidad de las olas de calor se ha ido incrementando durante los últimos años. En el caso español, según el periodo analizado, y los observatorios tomados en cuenta, se ha vislumbrado una mayor sensibilidad al fenómeno y al incremento de su agudeza en las zonas de interior que en las costeras.

En relación con el episodio de ola de calor más intenso de 2003, cabe subrayar que ha sido uno de los más importantes del periodo analizado (1968-2010) en España. Como ha demostrado Beniston (2004) y hemos podido comprobar para el caso del ámbito analizado, este evento puede servir como referencia para lo que pueda ocurrir de forma habitual en el futuro por el cambio climático.

Los resultados ponen de manifiesto la necesidad de aplicar indicadores de extremos térmicos para llevar a cabo un seguimiento de los mismos en España, con el objeto de implantar las medidas de adaptación y mitigación pertinentes, para reducir sus efectos en los ecosistemas, el ser humano y las actividades que éste desarrolla.

## 5. AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se llevó a cabo gracias al proyecto de investigación concedido por el Ministerio de Ciencia e Innovación con referencia CSO2011-23404.

## 6. REFERENCIAS

Basu, R. y Samet, J.M. (2002). "Relation between elevated ambient temperature and mortality: A review of the epidemiologic evidence". *Epidemiology Review*, 24, pp. 190-202.

Beniston, M. (2004). "The 2003 heat wave in Europe: a shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. Geophysical Research Climatological data and model simulations". *Geophysical Research Letters*, 31-2, doi: 10.1029/2003GL018857.

Brönnimann, S., Lutherbacher, J., Even, T., Diaz, H.F., Stolarski, R.S., Neu, U. (2008). *Climate variability and Extremes during the Past 100 years*. Springer.

Campbell S (2009). 2003 European heat wave. On-Line: <http://www.atmos.washington.edu/2009Q1/111/ATMS111%20Presentations/Folder%201/CampbellS.pdf>. Accessed 01 August 2011.

Changnon, S.A. (2003). "Measures of economic impacts of weather extremes". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, pp. 1231-1235.

Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Luterbacher, J. and Wanner, H. (2007). Doubled length of western European summer heat waves since 1880, *Journal of Geophysical Research*, 112, D15103, doi:10.1029/2007jd008510.

Della-Marta, P.M., Haylock, M.R., Luterbacher, J. and Wanner, H. (2007). "Doubled length of western European heat waves since 1880". *Journal of Geophysical Research*, 112, D15103. doi:10.1029/2007JD008510.

Díaz J, García-Herrera R, Trigo RM, Linares C, Valente MA, De Miguel JM, Hernández E (2006). "The impact of summer 2003 heat wave in Iberia: how should we measure it?". *International Journal of Biometeorology*, 50, pp. 159-166.

D'Ippoliti D, Michelozzi P, Marino C., de'Donato F., Menne B, Katsouyanni K, Kirchmayer U, Analitis A, Medina-Ramón M, Paldy A, Atkinson R, Kovats S, Bisanti L, Schneider A, Lefranc A, Iñiguez C and A Perucci C (2010). "The impact of heat waves on mortality in 9 European cities: results from the EuroHEAT project". *Environmental Health*, 9:37, doi:10.1186/1476-069X-9-37

Folland, C. K., Miller, C., Bader, D., Crowe, M., Jones, P., Plummer, N., Richman, M., Parker, D.E., Rogers, J. & Scholefield, P. (1999). "Breakout group C: Temperature indices for climate extremes". *Climatic Change*, 4, pp. 31-43.

Founda, D. and Giannakopoulos, C. (2009). “The exceptionally hot summer of 2007 in Athens, Greece-A typical summer in the future climate?”. *Global and Planetary Change*, 67, pp. 227-236.

Frich P, Alexander LV, Della-Marta P, Gleason B, Haylock M, Tank AMG and Peterson T. (2002). “Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century”. *Climate Research*, 19, pp. 193-212.

Furrer, E.M., Katz, R.W., Walter, M.D., Furrer, R. (2010). “Statistical modeling of hot spells and heat waves”. *Climate Research*, 43, pp. 191-205.

Glossary of Meteorology de la American Meteorological Society. On-Line: <http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?id=summer1>. Accessed 01 August 2011

Good, P., Moriondo, M., Giannakopoulos, C., Bindi, M. (2008). “The meteorological conditions associated with extreme fire risk in Italy and Greece: relevance to climate models studies”. *International Journal of Windland Fire*, 17, pp. 1-11.

Huth, R., Kyselý, J. y Pokorná, L. (2000). “A GCM simulation of the heats waves, dry spells, and their relationships to circulation”. *Climatic Change*, 46, pp. 29-60.

IPCC (2007). *Climate Change 2007: impacts, adaptation, and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.

IPCC (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge and New York.

Kalkstein L.S. y Valimont K.M. (1986). “An evaluation of summer discomfort in the United States using a relative climatological index”. *Bulletin American Meteorological Society*, 67, pp. 842-848.

Koffi, B. y Koffi, E. (2008). “Heat waves across Europe by the end of the 21st century: multiregional climate simulations”. *Climate Research*, 36, pp. 153-168.

Kovats, S., Wolf. T. y Menne, B. (2004). “Heatwave of August 2003 in Europe: provisional estimates of the impact on mortality”. *Eurosurveill*, 8:11. On-Line: <http://www.eurosurveillance.org/ViewArticle.aspx?ArticleId=2409>

Levinson, D. H., and Waple, A. M. (2004). “State of the climate in 2003”. *Bulletin American Meteorological Society*, 85, S1-S72.

Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., and Wanner, H. (2004). “European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500”. *Science*, 303, 1499-1503.

Martínez, F., Simón-Soria, F., López-Abente, G. (2004). “Valoración del impacto de la ola de calor del verano de 2003 sobre la mortalidad”. *Gaceta Sanitaria*, 18, 250-258.

Meehl, G.A. and Tebaldi, C. (2004). "More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21<sup>st</sup> Century". *Science*, 305, pp. 994-997.

Moriondo, M., Good, P., Durao, R., Bindi, M., Giannakopoulos, C., Corte-Real, J. (2006). "Potential impact of climate change on fire risk in the Mediterranean area". *Climate Research*, 31, pp. 85-95.

Nogaj, M., Yion, P., Parey, S., Malek, F., Naveau, P. (2006). "Amplitude and frequency of temperature extremes over the North Atlantic region". *Geophysical Research Letters*, 33, L10801, doi:10.1029/2005GL02425.

Nogaj, M., Yiou, P., Parey, S., Malek, F. and Naveau, P. (2006). "Amplitude and frequency of temperature extremes over the North Atlantic region". *Geophysical Research Letters*, 33, L10801. doi:10.1029/2005GL024251.

Pongrácz R., Bartholy J. (2006). Tendency analysis of extreme climate indices with special emphasis on agricultural impacts. En: Lapin, M. y Matejka, F. (Eds.). *Bioclimatology and water in the land CD-ROM*. FMFI Comenius University, 19 p.

Poumadere, M., Mays, C., Le Mers., S., Blong, R. (2005). "The 2003 heat wave in France: dangerous climate change here and now". *Risk Analysis*, 6, pp. 1483-1493.

Schär, C., and G. Jendritzky, 2004. "Hot news from summer 2003". *Nature*, 432, pp. 559-560.

Schär, C., Vidale, P., Lüthi, D., Frei, C., Haberli, C., Liniger, M.A., Appenzeller, C. (2004). "The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves". *Nature*, 427, pp. 332-336.

Schär, C., Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M., Appenzeller, C. (2004). "The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves". *Nature*, 427, pp. 332-336.

Scorer, R.S., (1952). "Mountain-gap winds; a study of the surface wind in Gibraltar". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 78, pp. 53-59.

Tank, A.M.G.K. y Können, G.P. (2003). "Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946-1999". *Journal of Climate*, 16, pp. 3665-3680.

UNEP (2004). *Impacts of summer 2003 Heat Wave in Europe*. UNEP, Geneva.

WMO (1999). *Meeting of the Joint CCI/CLIVAR task group on climate indices*. World Climate Data and Monitoring Programme, WCDMP No. 37, WMO-TD No. 930, WMO, Bracknell

Zhao, X. y Chu, P.S. (2010). "Bayesian Changepoint Analysis for Extreme Events (Typhoons, Heavy Rainfall, and Heat Waves): An RJMCMC Approach". *Journal of Climate*, 23, pp. 1034-1046.



# ANÁLISIS DE LAS TEMPERATURAS EXTREMAS EN LAS ISLAS CANARIAS Y SU RELACIÓN CON LOS AVISOS DE ALERTAS METEOROLÓGICAS

Pablo MÁYER SUÁREZ<sup>1</sup> y María Victoria MARZOL JAÉN<sup>2</sup>

<sup>(1)</sup> *Departamento de Geografía. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria*

<sup>(2)</sup> *Departamento de Geografía e Historia. Universidad de La Laguna*

[pmayer@dgeo.ulpgc.es](mailto:pmayer@dgeo.ulpgc.es), [mmarzol@ull.es](mailto:mmarzol@ull.es)

## RESUMEN

El objetivo del artículo es el análisis de los valores extremos del régimen térmico en el archipiélago canario durante los últimos sesenta años, con el fin de establecer su frecuencia y su relación con los umbrales de avisos de riesgo por calor determinados por la AEMET. Para ello se analizan siete series trabajando (i) el ritmo anual de las temperaturas máximas a través de los calendarios diarios (ii) la duración del calor a partir del análisis de rachas y (iii) la frecuencia y evolución de las noches cálidas tropicales. Los resultados indican que la frecuencia de los días muy calurosos en las islas, por los que hubiese sido necesario emitir avisos por el riesgo que entrañan, es escasa porque no han superado los dos centenares en sesenta años; que su duración no excede de 24 horas, y que son las noches tropicales las que experimentan el mayor incremento, pasando del 12% de las noches del año, en la década de los 50, al 40% en la actualidad. Su frecuencia casi se ha triplicado en ese tiempo.

**Palabras clave:** Temperatura extrema, alerta meteorológica, calor, riesgo, noches tropicales, Canarias.

## ABSTRACT

The aim of this paper is to analyze the extreme values of the thermal regime in the Canary Islands over the last sixty years, in order to establish their frequency and their relationship with the weather warning for high temperatures issued by the Spanish Meteorological Office. The seven available series are analyzed (i) the annual rate of maximum temperatures from the daily calendars (ii) the duration of the heat from the analysis of spells and (iii) the frequency and trends of warm tropical nights. The results indicate that the frequency of very hot days in the Canary Islands, for which it had been necessary to issue warnings about the risk posed, is scarce given that there have been less than two hundred in sixty years, their duration is usually no longer than 24 hours and that it is the tropical nights which have experienced the largest increase, from 12% in the 1950s to 40% of the nights of the year nowadays. One can say that their frequency has nearly tripled in that time

**Keywords:** Extreme temperature, weather warnings, heat, tropical night, risk, Canary Islands

## 1. INTRODUCCIÓN

Tras el verano del 2003, donde se produjo la muerte de entre 22.000 y 70.000 personas en Europa por una ola de calor (IPCC, 2012) que afectó de manera especial a países como Francia, Reino Unido o Portugal, se suceden múltiples trabajos en los que se analizan, entre otros temas, cómo el calor afecta negativamente a la salud pública (WHO, 2004). Por otro lado, el informe de Naciones Unidas (2013) sobre el incremento de la población mundial

indica que de 7.200 millones de habitantes que hay en la actualidad se llegará a más de 9.600 en el 2050 y, además, se espera que 2/3 de esa población se concentre en grandes ciudades que normalmente tienen índices de calor más altos debido a su capacidad para retener calor. Así, el imparable crecimiento de la población urbana unido al progresivo envejecimiento de la misma, también señalado por el informe de Naciones Unidas, podría producir un incremento de la mortalidad debido a los golpes de calor. Afectaría de manera especial a los enfermos cardiovasculares, los que tienen obesidad excesiva, los enfermos tratados con neurolépticos o antipsicóticos y, en menor grado, algunas enfermedades respiratorias crónicas (Martínez *et al.*, 2004). También hay que tener en cuenta que los efectos del calor en las personas se producen a corto plazo, de uno a tres días, mientras que en el caso del frío suele ocurrir entre una y dos semanas después del extremo térmico (Díaz *et al.*, 2003; Raso, 2001).

Por ello, los sistemas de alertas o avisos a la población por calor deben considerar que las mismas condiciones meteorológicas inciden de manera muy diferente a las poblaciones. Además, los umbrales a partir de los cuales se producen situaciones de estrés por calor, peligrosos para la salud como para justificar la necesidad de alertar a la población, dependen de las características climáticas de los territorios afectados (WHO, 2004). En este sentido, desde la década de los 80 del siglo pasado, la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) ha desarrollado diferentes planes nacionales de predicción y vigilancia (Previmet, Pnpvfa, Meteocalerta, etc.) con el fin de informar a los ciudadanos y, sobre todo, a las instituciones públicas relacionadas con la protección civil de la llegada de fenómenos meteorológicos adversos con una antelación de 60 horas. Los umbrales de aviso de las diferentes variables meteorológicas se fijan para cada una de las regiones españolas a partir de su infrecuencia y de sus posibles efectos a la población, y anualmente se revisan y actualizan. Los avisos utilizan una clave de colores en la que el amarillo significa una llamada de atención a los ciudadanos pero no hay riesgo meteorológico, el naranja avisa de un riesgo importante y el color rojo significa que ese riesgo es extremo. En las islas Canarias, desde el año 2007, la AEMET emite avisos amarillo, naranja o rojo cuando las temperaturas máximas superan los umbrales de 34°C, 37°C y 40°C respectivamente.

Los objetivos que persigue este trabajo son (i) valorar, a partir del análisis de las series de temperatura máxima y mínima más amplias que existen en Canarias, la frecuencia o recurrencia anual y mensual de esos extremos de calor, así como su variación en función de la altitud y orientación de las vertientes, (ii) determinar la duración del calor, esto es los días que, de manera consecutiva, se superan valores extremos de temperatura, y (iii) establecer la variación interanual de las noches tropicales (aquellas en las que se superan los 20°C) y su frecuencia mensual con objeto de corroborar otros trabajos sobre el calentamiento global (Trenberth *et al.*, 2007) y en Canarias en particular (Martín *et al.*, 2012 y Luque *et al.*, 2014).

## 2. LOS DATOS Y EL MÉTODO

De las 290 series termométricas que actualmente dispone la base de datos de la AEMET en Canarias 40 comienzan en la década de 1950 o incluso con anterioridad. Sin embargo, sólo 7 de ellas han tenido una cierta continuidad hasta la actualidad y, por tanto, ha sido posible su utilización para este estudio (fig. 1.). En Canarias existen muy pocas series con datos fiables que comiencen a mediados del siglo XX. La falta de continuidad, la relocalización de los observatorios y el cambio del instrumental son algunos de los problemas que plantean estas series y hacen compleja su utilización a la hora de trabajar las tendencias de la temperatura en estas islas (Martín *et al.*, 2012 y Luque *et al.*, 2014).

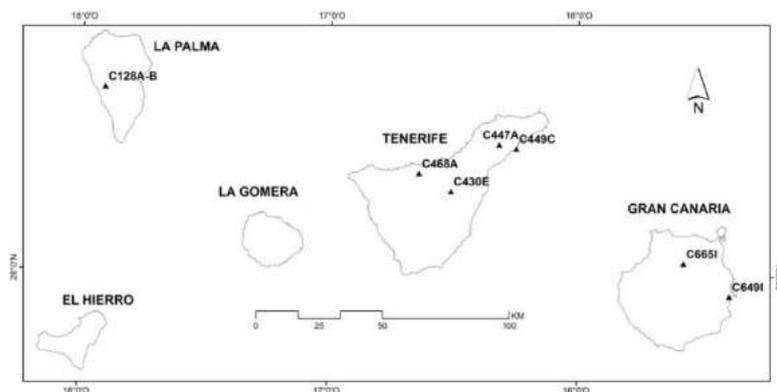


Fig. 1: Localización de las estaciones termométricas utilizadas.

La isla con un mayor número de series es Tenerife, empero, de las 106 existentes sólo cuatro se han podido utilizar. Éstas son: C430E-*Izaña* (1919-2012). Los datos de esta serie proceden de la única estación con datos anteriores a 1950 situada en las cumbres de Canarias (2.371 m.s.n.m.). Sin embargo, no es útil para los objetivos de este estudio pues, en los 94 años de la serie, nunca se alcanzan los 34°C y sólo en dos ocasiones se llega a 30°C (19/07/1995 y 18/07/1998). En lo que concierne a las noches tropicales a finales de la década de los 90 comienzan a registrarse valores superiores a 20°C (julio de 1998, 2006 y 2010 y agosto 2003). La serie C449C-*Santa Cruz de Tenerife* (1931-2012) procede de la estación situada en la misma ciudad, a 35 m.s.n.m. y con una orientación Este; es una de las más completas de Canarias, pues acumula 80 años de datos de temperatura. La serie C447A-*Los Rodeos* (1944-2012) corresponde a la estación meteorológica del aeropuerto de Los Rodeos, a 632 m.s.n.m.; comienza en febrero de 1944 por lo que tiene 67 años. Conviene señalar que el observatorio cambia de ubicación en 1971 dentro del mismo aeropuerto. La serie C468A-*La Guancha* (1945-2012) lleva por nombre el de esa localidad situada a 572 m.s.n.m. en el norte de la isla, comienza en junio de 1945 pero se interrumpe al año siguiente para registrar nuevamente en diciembre de 1958.

En Gran Canaria hay 64 series termométricas y 19 datan del período 1945-1950. Sin embargo muchas de ellas carecen de continuidad, motivo por el cual sólo dos son útiles para este trabajo: C649I-*Gando-aeropuerto* (1952-2012), que empieza en 1951 y sólo se interrumpe en el bienio 1959-1960 por lo que acumula sesenta años completos; está situada en la costa oriental de Gran Canaria, a 24 ms.n.m.. La serie C665I-*Valleseco* (1945-2008) corresponde a una localidad, Valleseco, situada en el Norte de esta isla a 980 m.s.n.m. El observatorio se instala en 1945 y hasta 2008 estuvo operativo aunque de manera discontinua puesto que de los 64 años que comprende la serie sólo hay 41 completos.

De las series de las otras islas occidentales (36 en la isla de La Palma, 32 en La Gomera y 22 en El Hierro) sólo una ha sido útil para el trabajo, la C128A-*Los Llanos de Aridane-A* (1952-1992), situada a 350 metros en la vertiente Oeste de La Palma. En 1978 se instaló otra estación muy cerca a ésta, la C128-B-*Los Llanos de Aridane-B*. Tuvieron un funcionamiento simultáneo entre 1978 y 1992, lo que ha permitido el análisis estadístico de ambas series durante ese período con resultado de una correlación superior a 0,95. Por ello se decide unificar ambas series bajo una única denominación C128A-B.

Finalmente, las dos islas más orientales del archipiélago, Lanzarote y Fuerteventura, suman sólo 28 series termométricas y ninguna de ellas ha sido útil para este trabajo pues empiezan, la mayoría, en la década de 1990. Sólo una, la C258U-*Puerto del Rosario-Ampuyenta*, comienza en 1952 pero en 1960 se interrumpe hasta 1992.

Con los datos de esas series se trabajan los valores de temperatura máxima y mínima. De la primera se realizan los calendarios diarios de la temperatura máxima y media de las máximas para conocer cuál es el “ritmo anual del calor” en cada una de las localidades. El siguiente paso ha sido el análisis de las temperaturas extremas tomando como referencia los umbrales establecidos por la AEMET para la emisión de avisos por calor: 34°C, 37°C y 40°C. Se trata de establecer, por un lado, la frecuencia mensual y anual de estos umbrales termométricos y, por otro, determinar los percentiles en los que se sitúan esas temperaturas. Ello permite valorar cómo la altitud o la orientación de las vertientes modifican esos extremos térmicos.

También se analiza la duración del calor entendido como los días en los que se supera de manera consecutiva un determinado umbral de temperatura máxima. Hay que señalar que no existe un criterio unánime entre los autores a la hora de definir una ola de calor, especialmente cuando se hace para establecer sus efectos en la salud pública o su relación con los servicios de alerta a la población. Díaz *et al.* (2003), a partir de trabajos realizados en diferentes ciudades de la península ibérica -Madrid, Barcelona, Sevilla y Lisboa-, señalan que todos los valores de temperatura extremos que producen un incremento de la mortalidad por calor coinciden en el percentil 95 de las temperaturas máximas diarias en el periodo de verano. Puesto que un solo día con temperatura superior a ese valor ya tiene efecto significativo sobre la mortalidad, estos autores proponen definir como ola de calor aquel periodo en el que la temperatura máxima diaria supera el percentil 95 de las temperaturas máximas diarias en el periodo de junio a septiembre. La duración de la ola de calor vendrá marcada por el número de días consecutivos que superen dicho umbral. Además, tal y como indican Cardos *et al.* (2007) y Marzol (2001), es importante utilizar no sólo el criterio de una temperatura anormalmente elevada sino también que la duración de ese calor sea superior a dos días consecutivos y que se produzca un fuerte ascenso térmico en 24 horas (Marzol, 2001). Con respecto a las temperaturas mínimas se analizan los valores que superan los 20°C (noches tropicales) con el fin de determinar su variación interanual y su frecuencia mensual.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Los calendarios de las temperaturas máximas

A través de los calendarios diarios conocemos cuál es el ritmo anual de la temperatura máxima. Su confección se realiza calculando los valores medios y extremos de cada uno de los 365 días del año en cada una de las series. En *invierno*, durante el mediodía -el momento de mayor calor del día-, la temperatura en la costa oriental es siempre superior a 20°C, en las medianías bajas -entre 350 y 600 metros-, orientadas al Oeste es alrededor de 20°C mientras que en las expuestas al norte entre 15°C y 18°C; al ascender en altitud y situarnos próximos a los 1.000 metros y en la vertiente septentrional ese valor se sitúa por debajo de 15°C y si lo hacemos hasta las mayores cumbres del archipiélago, superiores a 2.500 metros, la temperatura media de máximas invernal está en torno a los 7°C (fig. 2).

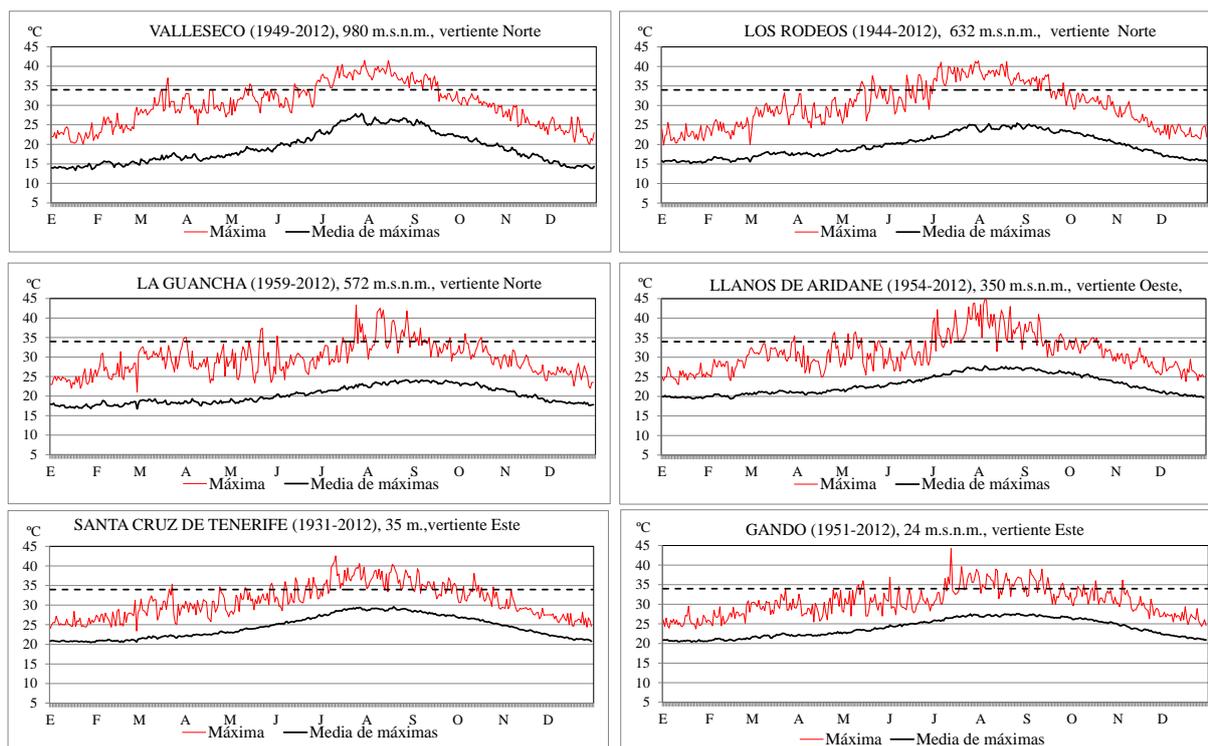


Fig. 2: Calendarios diarios de las temperaturas máximas.

El *verano* se puede considerar caluroso en la costa porque desde primeros de junio hasta mediados de noviembre la temperatura media al mediodía no baja de 25°C; esa duración se reduce en un mes en el caso de las medianías bajas occidentales y en dos en las medianías altas septentrionales. Llama la atención los efectos de la inversión térmica en el verano de Valleseco donde, a 348 metros más alto que Los Rodeos, las temperaturas medias de máximas son siempre más elevadas (fig. 2). Los valores extremos, es decir los días de más calor que se han registrado en cada una de las localidades estudiadas, indican que la probabilidad de sobrepasar el umbral térmico de aviso amarillo desde junio a septiembre es significativo en la costa oriental, mientras que en las medianías, sobre todo en las occidentales, ese periodo se reduce a los tres meses del verano aunque el calor tiene una mayor intensidad.

### 3.2. La frecuencia de los días más calurosos

La principal causa de los días de calor en Canarias es la llegada de aire continental sahariano (Dorta, 1999; Marzol, 2001). No es de extrañar que los días de calor extremo se den, en mayor medida, en las localidades de altitud media de las islas más montañosas y en las costas oriental o meridional. Al escoger la temperatura de 30°C, por sus efectos perniciosos en las personas (Raso, 2001), para discriminar los días más calurosos, las localidades que acumulan un mayor número son Valleseco y Santa Cruz de Tenerife, ambas con un 6%. En las demás apenas alcanzan la mitad de esa cifra y en La Guancha, por su cercanía a la costa, su exposición septentrional y el efecto atemperante del mar de nubes, sólo suponen el 2%. Los meses que tienen el número más elevado de esos días cálidos son, por este orden, agosto, julio y septiembre salvo en Valleseco, donde julio es más cálido que agosto, y en La Guancha porque agosto, septiembre y octubre son más cálidos que julio.

	>34°C (aviso amarillo)						>37°C (aviso naranja)						>40°C (aviso rojo)					
	C128A-B	C468A	C447A	C449C	C665I	C649I	C128A-B	C468A	C447A	C449C	C665I	C649I	C128A-B	C468A	C447A	C449C	C665I	C649I
M	0,1	0,1		0,1	0,1													
A	0,1	0,1		0,1														
MY	0,3	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2												
J	0,1	0,1	0,5	0,4	1,0	0,1			0,1									
JL	1,2	0,4	3,4	2,3	<b>6,1</b>	1,1	0,8	0,2	<b>1,5</b>	<b>0,7</b>	1,5	<b>0,4</b>	0,3	0,1	<b>0,2</b>	<b>0,2</b>	<b>0,1</b>	<b>0,1</b>
A	<b>1,8</b>	<b>1,0</b>	<b>3,8</b>	<b>2,7</b>	5,2	<b>1,4</b>	<b>1,0</b>	<b>0,5</b>	<b>1,5</b>	<b>0,7</b>	<b>2,4</b>	0,3	<b>0,6</b>	<b>0,3</b>	0,1	0,1	<b>0,1</b>	
S	1,4	0,6	1,3	1,0	2,2	0,8	0,3	0,1	0,2	0,1	0,3	0,2	0,1					
O	0,5	0,2		0,2		0,3												
N						0,1												

Tabla 1: FRECUENCIA MENSUAL DE LOS DÍAS CON ALERTA POR CALOR EN LAS SERIES ANALIZADAS

La frecuencia mensual de los días muy calurosos, por los que es necesario emitir avisos de alerta por el riesgo que entrañan, son escasos, pues en ninguna de las series supone más del 10% del total de los datos. Se concentran en los meses de marzo a octubre, con una mayor frecuencia de junio a septiembre (tabla 1). En las series analizadas no se observa un incremento del número de avisos por calor. El análisis decenal del porcentaje del número de días en los que se superan los 34°C con respecto al total de días así lo demuestra (figura 3).

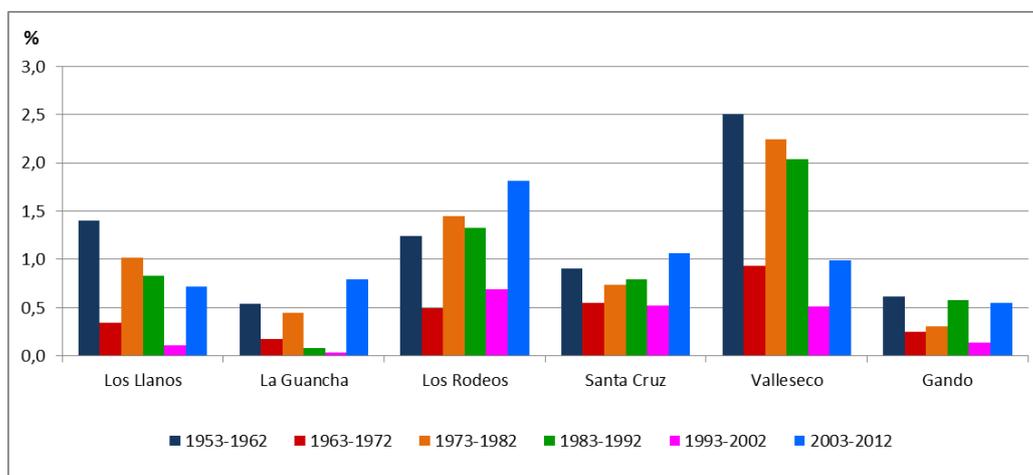


Fig. 3: Variación decenal (%) del número de días de avisos por calor en cada una de las series.

En el análisis del peso estadístico de los umbrales termométricos utilizados para emitir avisos de alerta meteorológica en Canarias, se observa que el valor de 34°C se alcanza, en todas las series, por encima del percentil 90 de las temperaturas máximas diarias, el valor del aviso naranja está siempre por encima del percentil 97 y el de rojo por encima del 99. El riesgo extremo por calor, que supone el aviso rojo, sólo se produce en los meses de julio y agosto salvo en Los Llanos de Aridane donde esas temperaturas tan extremas se prolongan hasta septiembre. Hay que señalar que, desde comienzos de la primavera se pueden producir episodios de calor con avisos amarillos en todas las localidades mientras que el calor extremo, motivo de avisos naranja y rojo, se circunscribe al verano y principios del otoño.

Como se puede observar en la tabla 2, es infrecuente alcanzar el aviso amarillo fuera de los días del verano, prueba de ello es que en los meses de la primavera es el percentil más alto el que incluye los valores de más de 34°C, no así los del otoño pues, como se ha indicado, son meses donde el calor se prolonga y se producen algunos episodios de temperaturas extremas. También queda de manifiesto en la tabla que los percentiles que delimitan los avisos varían según las localidades. Así, por ejemplo, en Valleseco el percentil que delimita el aviso amarillo es el 91 en julio y agosto mientras que en Gando y La Guancha es el 98.

	Series	F	M	A	MY	J	JL	A	S	O	N	D
30°C	C128A-B	100	98	100	99	99	92	90	93	95	100	100
	C468A		99	99	99	97	93	95	98	100		
	C447A		100	100	98	98	90	90	93	98	100	
	C449C	100	99	99	98	97	79	75	88	96	99	
	C665I		99	99	97	96	75	76	87	97	100	
	C649I	100	99	99	99	99	99	93	91	95	96	99
34°C	C128A-B		100		100	100	98	97	98	100		
	C468A		100	100	100	100	99	98	99	100		
	C447A				100	99	95	95	98			
	C449C		100	100	100	100	97	97	99	99	100	
	C665I		100	100	100	99	91	91	97			
	C649I		100	100	100	100	98	98	99	100	100	
37°C	C128A-B						99	98	99			
	C468A				100		100	99	100			
	C447A					100	98	98	100			
	C449C					100	99	99	100	100		
	C665I						97	97	100			
	C649I						100					
40°C	C128A-B						100	99	100			
	C468A						100	100				
	C447A						100	100				
	C449C						100	100				
	C665I						100	100				
	C649I						100					

Tabla 2: VALORES DE LOS PERCENTILES DONDE SE INCLUYEN LOS AVISOS POR CALOR DE LA AEMET Y EL VALOR DE 30°C

### 3.3. La duración del calor

En la primera aproximación al análisis de las rachas de calor se toma el valor de 30°C. En la tabla 2 se observa que en casi todas las series esa temperatura se alcanza por encima del percentil 90 salvo en Santa Cruz de Tenerife y Valleseco que desciende hasta los percentiles 75 y 79 en julio y agosto. Después se consideran los días que superan los 34°C, valor que se sitúa entre los percentiles 91 al 100 en verano según las diferentes localidades.

Tal como se observa en la tabla 3 lo más frecuente en Canarias es que el calor no dure más de un día, mucho más evidente si se considera la temperatura de 34°C. Las olas de calor de mayor duración se producen, una vez más, en las medianías y costas orientales. Por ejemplo, en Valleseco un 9% de las rachas de más de 30°C tienen una duración superior a 6 días mientras que en otras localidades apenas llega al 1%. Lo más frecuente es que la temperatura al mediodía cambie muy poco entre dos días consecutivos, de 1,0°C a 1,3°C, tanto para aumentar como para disminuir con respecto al día precedente. Sin embargo, cuando se produce una ola de calor la temperatura se eleva alrededor de 4,5°C en menos de 24 horas, llegándose a registrar subidas de hasta 13°C (p.e. del 10 al 11 de julio 1952 la temperatura pasó de 28° a 40°C en Santa Cruz de Tenerife y del 19 al 20 de julio de 1967 de 27°C a 40°C

en Gando). Ambos parámetros, temperatura elevada y golpe de calor, repercuten claramente en la salud de determinados sectores de la población. La racha más larga con temperaturas superiores a 30°C se produjo en Valleseco, del 4 al 29 de julio de 1984. De esos 26 días siete superaron el umbral de aviso amarillo y tres el de color naranja.

Nº Días	C128A-B		C468A		C447A		C449C		C665I		C649I	
	≥30°	≥34°	≥30°	≥34°	≥30°	≥34°	≥30°	≥34°	≥30°	≥34°	≥30°	≥34°
1	43	53	50	71	39	42	50	66	30	42	56	63
2	23	23	24	14	23	26	21	23	21	21	24	22
3	15	13	12	5	21	18	14	7	19	14	11	8
4	9	6	7	7	6	9	7	3	10	12	5	5
5	5	1	3	2	6	3	3	2	7	5	2	2
6	2	2	3		4	1	2		3	3	1	
> 6	3	1	1		3	1	2		9	3	1	
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabla 3: DURACIÓN DE LAS RACHAS DE CALOR TOMANDO COMO REFERENCIA EL VALOR DE 30°C Y EL DE LOS AVISOS AMARILLOS. EN %

### 3.4. Las noches tropicales

Uno de los efectos más claros del calentamiento global es el incremento de las temperaturas nocturnas sobre todo de aquellas que rebasan los 20°C, conocidas como noches tropicales. La consecuencia más clara de ello es el descenso de la oscilación térmica diaria (Martín *et al.*, 2012; Luque *et al.*, 2014). Al analizar el porcentaje de esas noches cálidas sobre el total de los datos utilizados, lo primero que llama la atención es la enorme diferencia que existe en su frecuencia entre las localidades situadas en la costa oriental, donde se superan el 20% de las noches, frente al resto, en las que esos valores oscilan entre el 1,5% de La Guancha y el 2,4% de Los Llanos de Aridane.

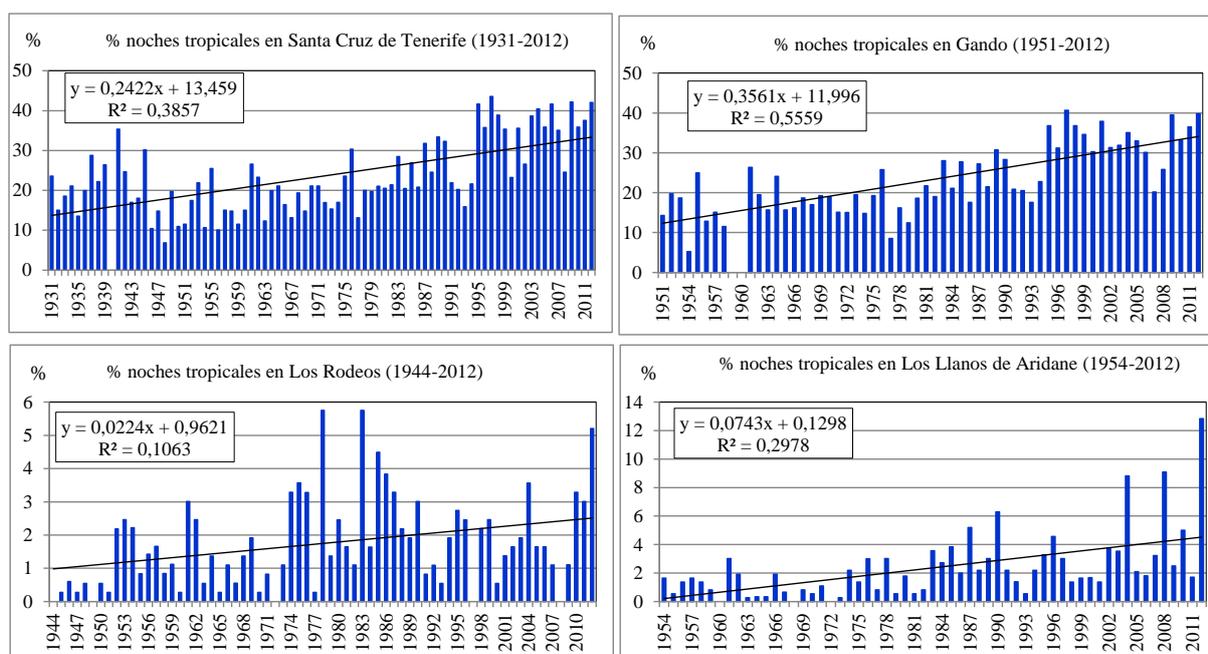


Fig. 4.: Frecuencia interanual de las noches tropicales en Santa Cruz de Tenerife, Gando, Los Rodeos y Los Llanos de Aridane.

Si bien la tendencia de la frecuencia de las noches tropicales es positiva en todas las series, en el caso de la costa oriental de las islas de Tenerife y Gran Canaria ese incremento es más significativo pues hasta 1994 suponían el 19% de las noches y a partir de esa fecha es el 34% (fig. 4). Se puede afirmar que su frecuencia casi se ha duplicado en ese tiempo. El coeficiente de correlación de las noches tropicales en ambas localidades es alto, del 0,91.

Cabría preguntarse qué parte de ese incremento se debe a causas climáticas o a otros motivos como cambios en la ubicación de las estaciones (como así se constata en el caso de Los Rodeos) o en los sensores de medición. En este sentido se ha aplicado el test de rachas de Thom (1968) a los valores medios de las temperaturas mínimas anuales a cada una de las series resultando que ninguna de ellas es homogénea (con una significación de 0,05), aunque mantienen en todos los casos una buena correlación de Pearson (por encima del 0,7).

Con el objeto de conocer la distribución mensual de esas noches cálidas se halla su frecuencia mensual (figura 5). Los resultados indican mayor concentración en los de agosto, septiembre y julio (77% de este tipo de noches se contabiliza en esos tres meses). Por otro lado, las noches cálidas de octubre casi triplican a las de junio, siendo este rasgo una evidencia más del retraso del régimen térmico dominante en el conjunto del archipiélago canario.

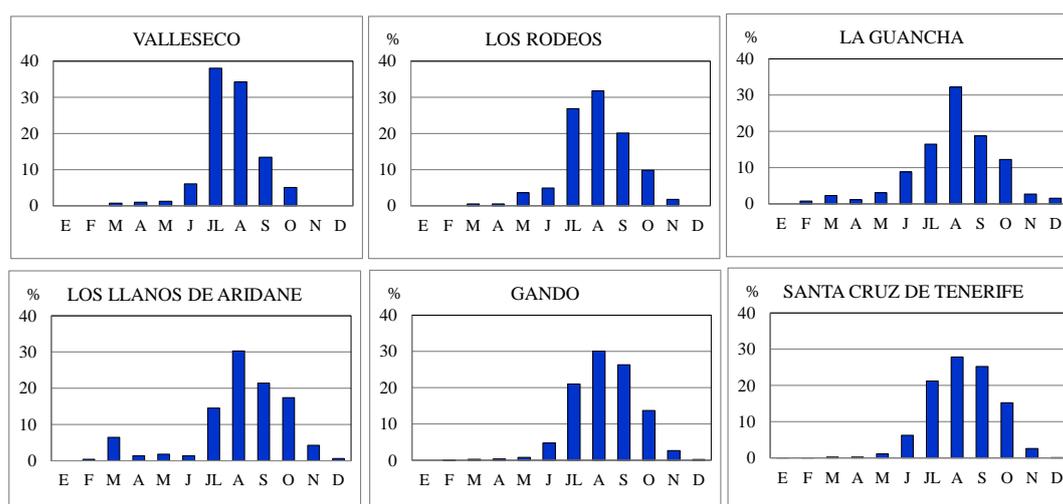


Fig. 5 Frecuencia mensual de las noches tropicales (>20,0°C) en Canarias.

### 3. CONCLUSIONES

El ritmo anual de las temperaturas más cálidas en Canarias posee rasgos significativos. El más evidente es el retraso térmico, de manera más clara en la costa septentrional donde octubre llega a ser más cálido que junio. Las zonas de mayor calor son las próximas a la costa oriental y meridional así como las medianías situadas por encima de la inversión térmica. En esas localidades agosto es el mes más caluroso, salvo en Valleseco que se adelanta a julio. Los días por los que es necesario emitir avisos a la población por calor son escasos, apenas un 10% del total de los días de cada mes, y preferentemente de junio a septiembre. En los últimos años no se observa tendencia de incremento de estos valores extremos. El percentil que fija el umbral de los avisos amarillos varía según los meses y localidades. Así, en julio, agosto y septiembre se sitúa entre el percentil 91 y 99, mientras que el valor más bajo se da en las localidades situadas en las medianías y por encima de la inversión térmica.

Más de la mitad de los episodios de calor, en los que de manera consecutiva se supera 34°C, no duran más de un día. Sin embargo, si se considera el valor de 30°C su frecuencia disminuye entre el 10% y 20% según las localidades, lo que demuestra que en las olas de calor son más habituales las temperaturas muy altas, rasgo que debe ser considerado por el riesgo que entraña para la salud. Además, la irrupción del calor, a veces más de 15°C en pocas horas, especialmente en las medianías, agrava esa situación de estrés. Finalmente, se ha producido un incremento significativo de las noches tropicales, más evidente en la costa oriental donde alcanza el 20% anual. Esas noches calurosas se concentran en agosto, septiembre y julio, y son más frecuentes en octubre que al comienzo del verano.

#### 4. REFERENCIAS

- Cardós, C.; Barrera, E. y Sanz, R. (2007). Un estudio sobre episodios de temperaturas extremas en Canarias. *Calendario Meteorológico*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, pp. 239-248.
- Díaz, J.; García, R.; Trigo, R.; Linares, C.; Valente, A. y Hernández, E. (2003). “The impact of summer 2003 heat wave in Iberia: how should we measure it?”. *Int J Biometeorol.*, 50, pp. 159-166.
- Dorta, P. (1999). *Las invasiones de aire sahariano en Canarias*. Consejería de Agricultura, Pesca y Alimentación del Gobierno de Canarias. La Laguna.
- IPCC (2012). *Managing the Risk of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of the Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. Genova.
- Luque, A.; Martín, J.; Dorta, P. y Mayer, P. (2014). “Temperature Trends on Gran Canaria (Canary Islands). An Example of Global Warming over the Subtropical Northeastern Atlantic”. *Atmospheric and Climate Sciences*, 4, pp. 20-28.
- Martínez, F.; Simón-Soria, F.; López-Abente, G. (2004). “Valoración del impacto de la ola de calor del verano de 2003 sobre la mortalidad”. *Gaceta Sanitaria*, 18, sup.1, pp. 250-258.
- Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (2013). *Plan Nacional de predicción y vigilancia de fenómenos meteorológicos adversos. Meteoadvertencia*. Madrid.
- Martín, J.; Bethencourt, J. y Cuevas-Agulló, E. (2012). “Assessment of global warming on the island of Tenerife, Canary Islands (Spain). Trends in minimum, maximum and mean temperatures since 1944”. *Climatic Change*, 114, pp. 343–355.
- Marzol, M<sup>a</sup> V. (2001). Análisis estadístico del calor en la isla de Tenerife (1950-2000). Contribución a la prevención de situaciones de riesgo. En: Pérez-Cueva A.; López Baeza E. y Tamayo J. (Eds.) *El Tiempo del Clima*. AEC, serie A, n<sup>o</sup>2, pp. 365-376.
- Raso, J.M. (2001). Calor y mortalidad cardiovascular en Barcelona. En Pérez-Cueva, A.; López Baeza, E. y Tamayo, J. (Eds.) *El Tiempo del Clima*. AEC, serie A, n<sup>o</sup> 2, pp. 541-550.
- Trenberth, K.E.; Jones, P.D.; Ambenje, P.; Bojariu, R.; Easterling, D.; Klein Tank, A.; Parker, D.; Rahimzadeh, F.; Renwick, J.A.; Rusticucci, M.; Soden, B. y Zhai, P. (2007). Observations: surface and atmospheric climate change. In: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K.B.; Tignor, M. y Miller, H.L. (Eds.) *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, Cambridge.
- United Nations (2013). *World Population Prospects: The 2012 Revision, Key Findings and Advance Tables*. Working Paper N<sup>o</sup> ESA/P/WP. 227.
- World Health Organization (2004). *Health and Global Environment Change (Series, n<sup>o</sup>2). Heat-waves: risks and responses*. WHO Regional Office for Europe. Copenhagen.

# ANÁLISIS DE PARÁMETROS ESTADÍSTICOS DE LAS TEMPERATURAS EXTREMAS DURANTE 100 AÑOS EN LA CIUDAD DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

María Paula LLANO<sup>(1,2)</sup>, Walter VARGAS<sup>(1,2)</sup>

<sup>(1,2)</sup> Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos - Universidad de Buenos Aires, Argentina – CONICET

[mpllano@at.fcen.uba.ar](mailto:mpllano@at.fcen.uba.ar), [vargas@at.fcen.uba.ar](mailto:vargas@at.fcen.uba.ar)

## RESUMEN

El presente trabajo pretende estudiar la variabilidad de las temperaturas extremas en la ciudad de Buenos Aires, mediante el uso de diferentes parámetros estadísticos. Las series diarias de temperaturas máximas y mínimas de la estación Observatorio Central Buenos Aires (OCBA) son empleadas para tal fin. Las mismas cubren el período 1909 – 2013. Las distribuciones de las temperaturas y de las amplitudes diarias presentan modificaciones que pueden ser atribuibles a la existencia de la tendencia debido al calentamiento urbano. Se trabaja con la serie original de los datos y con una serie en donde la tendencia es removida para hacer los registros comparables, tanto en un estado llamado natural como en otro llamado moderno. Uno de los parámetros estadísticos utilizados es la covarianza. La misma nos permite ver el comportamiento día a día de las temperaturas. Dicho parámetro permite discriminar entre los eventos persistentes y los antipersistentes a nivel mensual, tanto en la época invernal como estival y más específicamente a nivel diario exhibiendo los cambios abruptos que se producen en las temperaturas debido al pasaje de los sistemas frontales. A la largo del tiempo la función covarianza no presenta una tendencia significativa. A lo largo de los 105 años de estudio hay presentes diferentes tendencias según el período analizado. Otro de los puntos de estudios es analizar la homogeneidad de los inviernos y de los veranos, los mismos fueron categorizados en terciles y los meses que los integran también fueron evaluados en las mismas categorías. Así mismo, se analizan los ciclos característicos presentes en cada uno de los años de estudio, lo que revela una coherencia con los años en sus diferentes categorías de persistentes o antipersistentes. Los resultados de este análisis exploratorio de los datos muestran que es posible ajustar modelos estadísticos a la distribución de las temperaturas extremas diarias con el fin de describir cambios a lo largo de los años.

**Palabras clave:** variabilidad, extremos, temperatura.

## ABSTRACT

This paper aims to study the variability of extreme temperatures in Buenos Aires city, by using different statistical parameters. The daily series of maximum and minimum temperatures of Buenos Aires Central Observatory (OCBA) station are used for this purpose. They cover the period from 1909 to 2009. A correlation analysis between close stations shows that OCBA is representative of the urban climate. Linear trends are estimated and these are positive. Assuming the existence is due to the urban warming, it is removed to make comparable winters.

The statistical parameters used are the covariance, the positive and negative component of it. This makes it possible to analyze the behaviour of persistent synoptic situations and others with sign change separately. The covariance function does not have a significant lineal trend. The 105 years of study exhibit different trends depending on the period. Another point of research is to analyze the homogeneity of the winters and summers, they are categorized and the months that

comprise them are also evaluated in the same categories. The results show that it is feasible to fit models to distributions of daily maximum and minimum temperature to describe changes through time.

**Keywords:** winter, extreme temperatures.

## 1. INTRODUCCIÓN

El estudio de la variabilidad climática y en especial sus valores extremos son de especial interés por su efecto en diferentes aspectos de la sociedad. El impacto de las temperaturas extremas ocurridas durante períodos prolongados afecta entre otros factores a la salud y a las provisiones de energía.

El análisis de las temperaturas máximas y mínimas diarias en las ciudades y sus alrededores tiene la importancia de poder realizar ensayos para el ajuste de las series a modelos matemáticos, la elaboración de pronósticos probabilísticos y la aplicación a consumos de energía por calefacción y refrigeración. A su vez, es de importancia estudiar las condiciones iniciales del análisis exploratorio de ondas o frecuencias específicas que hacen a la aparición de eventos extremos tales como olas de calor o de frío, eventos de precipitación persistente, así como también los de humedad extrema.

Para la realización de esto es necesario introducirse en el estudio de las funciones de autocovarianza, con sus componentes positiva (persistencia) y negativa (antipersistencia), con las cuales es posible detectar el proceso general que gobierna las series. En meteorología la persistencia permite describir una sucesión de días con las mismas características y también presenta utilidad para el pronóstico del tiempo, al emplear las características de hoy para predecir el tiempo de mañana. Diferentes autores analizan la persistencia de las series, entre ellos se puede mencionar a Dickson (1966) que estudia la persistencia en serie mensuales de temperatura en Estados Unidos encontrando patrones espaciales de similar comportamiento. Naumann et al. (2011) analizan la persistencia en series de temperatura de Sudamérica a partir de los coeficientes de autocorrelación. Minetti y Vargas (1997) buscan la relación entre las anomalías de temperatura diaria como producto de la persistencia y de ondas anuales.

Así mismo los análisis espectrales, nos permiten detectar las ondas sinópticas y más allá de ellas que condicionan el pronóstico. En el orden de las bajas frecuencias es importante estudiar los efectos antropogénicos y naturales de largo plazo que hacen a la separación de efectos por los cambios climáticos originados por el hombre o la naturaleza.

Esto requiere de una base de información lo más extensa posible como así también la garantía de buena calidad de la estación meteorológica y de métodos de consistencia de la información. De las estaciones regionales Observatorio Central Buenos Aires configura la serie más completa y mejor controlada de la región, a pesar de que tiene un notable efecto de ciudad por lo que podría cuestionarse su valor de estación de referencia de la Región del Plata. Los estudios que se desarrollan y que constituyen el objetivo de este trabajo pueden sintetizarse en las siguientes etapas:

- Análisis de la representatividad regional,
- Estudio del efecto ciudad y de la tendencia que parcialmente o completamente provoca.
- Clasificación de los años en categorías térmicas obtenidas de las temperaturas máximas y mínimas, tales como años o estaciones fríos, cálidos, normales, persistentes y antipersistentes.

- Análisis de proceso general que representa a las series y ondas más representativas, incluyendo las ondas sinópticas.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

Para llevar a cabo este estudio se emplean los registros de las temperaturas diarias máximas y mínimas de diferentes estaciones de la ciudad de Buenos Aires y zonas aledañas.

	Latitud (°S)	Longitud (°O)	Período
OCBA	34,35	58,29	1909-2012
Ezeiza	34,49	58,32	1956-2010
Aeroparque	34,34	58,25	1957-2009
La Plata	34,58	57,54	1961-2009

Tabla 1: UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LAS ESTACIONES DE ESTUDIO Y SU CORRESPONDE PERÍODO.

Se decide tomar como estación de referencia a Observatorio Central Buenos Aires (OCBA) por ser la que presenta un registro centenario que permite estudiar las variabilidades de un amplio rango de frecuencia. Las series de las estaciones cercanas son correlacionadas y testeadas con un test t-Student con un 95% de significancia, con el fin de analizar el comportamiento regional de las temperaturas de la ciudad de Buenos Aires, ya que como es sabido, esta variable presenta un comportamiento homogéneo en zonas cercanas. Las correlaciones se estiman sin extraer la tendencia con el fin de ver si este efecto está presente en todas las estaciones, de acuerdo a Hoel (1971). Para estimar la tendencia lineal se utiliza la expresión de la recta de regresión a nivel anual y mensual. Se emplea el test t-Student para verificar la existencia de una tendencia significativa al 95 % de confianza.

Para continuar con el análisis de las series a las mismas se les calcula la función de la covarianza (Wilks, 2006), cuya expresión es la siguiente:

$$covarianza = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(x_{i+1} - \bar{x})$$

La función covarianza es calculada en base a una nueva variable llamada “delta”. En principio se emplea la serie de temperatura sin tendencia y para cada día del año se calcula su valor medio en base a los 105 años de estudio. El valor delta es la diferencia entre el valor sin tendencia y el valor medio. Todo el análisis se realiza con estas anomalías.

Otro de los puntos centrales de la evolución de las variables es encontrar ondas significativas presentes en ellas, para llevar a cabo este estudio se aplica un análisis espectral en las series de autocorrelación de cada uno de los años (Nota Técnica N° 79, Cambio Climático, de la Organización Meteorológica Mundial). Las estimaciones espectrales presentan la siguiente expresión:

$$B_i = \frac{r_0}{m} + \frac{2}{m} \sum (r_L \cos\left(2\pi i \frac{L}{2m}\right)) + \frac{r_m}{m} (-L)^i$$

m = 30% de los datos, para otorgarle estabilidad estadística.

L= lag      r = coeficiente de correlación

### 3. RESULTADOS

#### 4. 3.1 Análisis de las series y el efecto ciudad

Los promedios anuales de las temperaturas medias para las diferentes estaciones utilizadas en este estudio durante el período común son presentados en la Figura 1. En un primer análisis de su evolución a lo largo del tiempo es posible visualizar un comportamiento similar entre las cuatro estaciones.

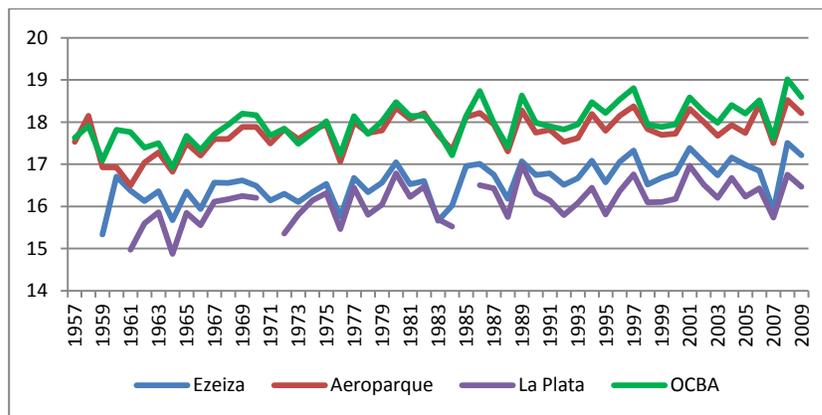


Fig. 1: Evolución de las temperaturas medias anuales.

Los valores medios anuales de las series de temperatura presentan una fuerte correlación significativa con la estación OCBA (0.89 con Ezeiza, 0.85 con Aeroparque y 0.84 con La Plata). Es decir que esta estación representa el comportamiento areal de la zona de la ciudad de Buenos Aires y sus alrededores, por otro lado se observa una fuerte tendencia en la serie de OCBA desde mitad del siglo XX. Este comportamiento también es compartido por las otras estaciones en el período común de estudio.

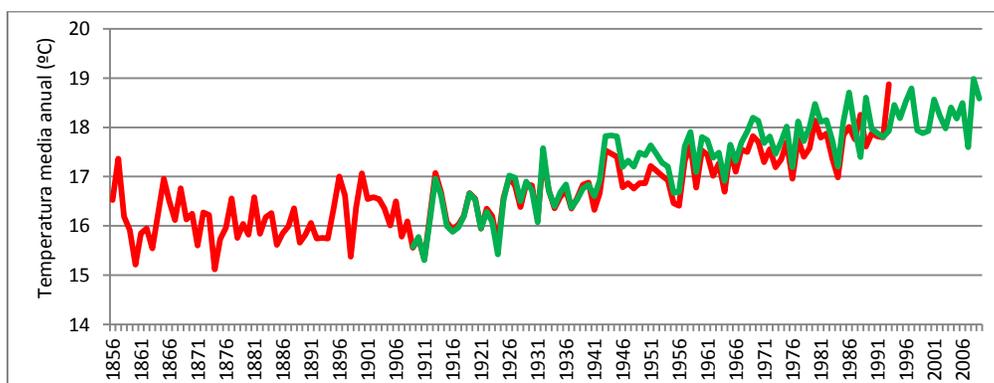


Fig. 2: Evolución de la temperatura media anual de la serie histórica de temperaturas medias mensuales de la estación OCBA (línea colorada) y de la serie de obtenida por medio de las temperaturas extremas diarias (línea verde).

Para realizar este estudio también se cuenta con información de la serie histórica de datos mensuales de OCBA desde la segunda mitad del siglo XIX. Con ella se puede analizar el comportamiento de la temperatura media en la ciudad de Buenos Aires en un record de más de 150 años. En la Figura 2 se presenta la serie histórica superpuesta con la serie obtenida por medio

de las temperaturas extremas diarias. De la inspección visual se observa una clara tendencia lineal desde aproximadamente la segunda década del siglo XX en concordancia con el crecimiento de la ciudad. Dada la baja autocorrelación anual de las temperaturas es lógico suponer que esto también ayuda a estimar la tendencia en forma lineal.

La evolución de las temperaturas medias mensuales para meses característicos es presentada en la Figura 3, la elección se basa en que el mes de octubre presenta la mayor tendencia positiva para las temperaturas mínimas, mientras que en las temperaturas máximas de febrero no se halla la presencia de tendencia lineal significativa. En todos los casos a excepción de la temperatura máxima de febrero la tendencia es positiva significativa, por ello se decide estimar la tendencia por mes para luego ser extraído lo que se asume como el efecto de la ciudad. En promedio las temperaturas máximas sufren un aumento de 1,5 °C en 100 años, mientras que las temperaturas mínimas alcanzan los 3,2 °C. Siendo el mes de octubre el que mayor aumento presenta, con las temperaturas máximas 2,5 °C y con las mínimas 3,8 °C. Estas tendencias lineales observadas a nivel mensual (con un nivel de significancia del 95%) son removidas de los datos diarios de temperatura. A estas nuevas series sin tendencia se las llama *estado natural*, ya que los valores de temperatura se condicen con los de principio de siglo.

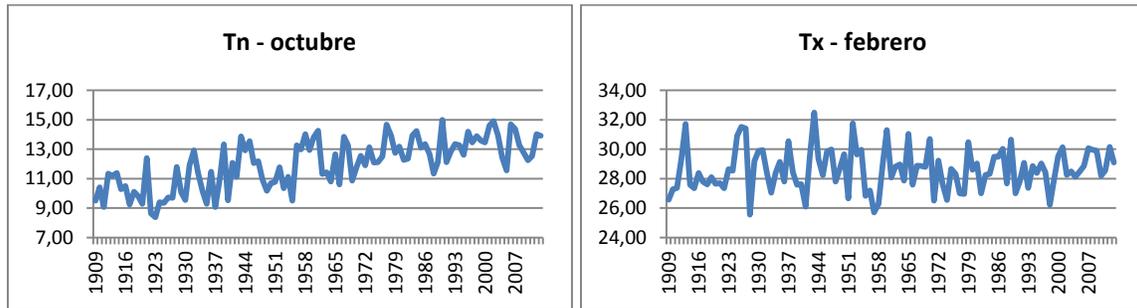


Fig. 3: Evolución de la temperatura mínima media mensual para el mes de octubre (izquierda) y temperatura máxima media mensual para el mes de febrero (derecha).

### 3.2 Representatividad de las clasificaciones anuales a nivel mensual

Para evaluar lo que llamaremos la homogeneidad entre los rangos de las temperaturas medias anuales y mensuales de los años, se separa en terciles la información, por tal motivo los años quedan clasificados en tres categorías según su valor medio anual (frío, medio, cálido). El mismo procedimiento se realiza para cada uno de los meses. Esta metodología permite evaluar el comportamiento de las temperaturas extremas a lo largo de cada año, ya que existen años en donde se los clasifica como fríos o cálidos, pero los meses que los componen presentan un comportamiento disímil. En las temperaturas máximas para ambos extremos, es decir, el primer y tercer tercil, aproximadamente un 50% de los meses se ubican en la misma categoría extrema. Con las temperaturas mínimas sucede algo similar (Tabla 2).

Pero para realizar un análisis más detallado, se divide al año en un semestre frío (abril-septiembre) y otro cálido (enero-marzo y octubre-diciembre). La homogeneidad de los valores presenta resultados interesantes, en las temperaturas máximas no se encuentran grandes diferencias a lo visto en el año completo. Mientras que en las temperaturas mínimas es el semestre frío el que define en mayor porcentaje las características del año (Tabla 3).

		ANUAL					ANUAL		
meses	Tx	1° tercil	2° tercil	3° tercil	meses	Tn	1° tercil	2° tercil	3° tercil
	1°	51,2	28,3	20,5		1°	47,1	32,9	20,0
	2°	30,5	36,7	32,9		2°	34,5	30,5	35,0
	3°	18,3	35,0	46,7		3°	18,3	36,7	45,0

Tabla 2: PORCENTAJE DE CATEGORIZADOS EN LA MISMA CLASIFICACIÓN QUE A NIVEL ANUAL.

El año más frío en lo que respecta a las temperaturas máximas es 1911, en él 10 meses se encuentran en la misma categorización de fríos, los 2 restantes se ubican uno en el semestre frío y otro en el cálido. En el caso del año más cálido (1932) el comportamiento es totalmente aleatorio, ya que solamente 7 meses se encuentran en la misma categorización. Con las temperaturas mínimas se observa que el año 1924 (el más frío) presenta 9 meses con la misma clasificación y en el año más cálido (1914) 7 meses pertenecen a la misma categoría de los cuales 5 se ubican en el semestre frío.

		Invierno			Verano		
meses	Tx	1° tercil	2° tercil	3° tercil	1° tercil	2° tercil	3° tercil
	1°	51,0	30,5	18,6	51,4	26,2	22,4
	2°	29,0	37,1	33,8	31,9	36,2	31,9
	3°	20,0	32,4	47,6	16,7	37,6	45,7
		Invierno			Verano		
meses	Tn	1° tercil	2° tercil	3° tercil	1° tercil	2° tercil	3° tercil
	1°	51,0	31,0	18,1	43,3	34,8	21,9
	2°	34,8	31,9	33,3	34,3	29,0	36,7
	3°	14,3	37,1	48,6	22,4	36,2	41,4

Tabla 3: PORCENTAJE DE CATEGORIZADOS EN LA MISMA CLASIFICACIÓN QUE A NIVEL SEMESTRAL.

### 3.3 Evolución y análisis de los parámetros estadísticos

El objetivo de este punto es analizar las componentes de la función covarianza, es decir su parte positiva llamada persistencia y su parte negativa denominada antipersistencia, que nos dan información acerca de la evolución del comportamiento diario de las temperaturas al analizar su magnitud y la cantidad de días con o sin persistencia.

Con todos estos parámetros es posible analizar su evolución a lo largo del registro centenario, para determinar su comportamiento. El analizar la cantidad de veces en donde la covarianza es positiva o negativa, nos ayuda principalmente a encontrar los cambios abruptos en las temperaturas, los que podemos asociar en una primera instancia al pasaje de sistemas frontales.

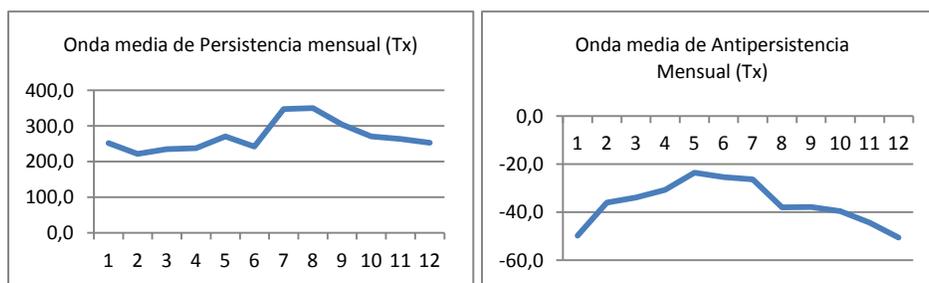


Fig. 4: Onda media de la persistencia (izquierda) y antipersistencia (derecha) mensual para la serie de temperaturas máximas.

Para las temperaturas máximas (Figura 4) se observa que el invierno (meses de julio y agosto) son más persistente en términos medios (valores positivos), esto se puede deber a que los sistemas sinópticos tienden a permanecer más tiempo. Mientras que la mayor antipersistencia (valores negativos) se producirían en verano (diciembre y enero) por los cambios abruptos en las condiciones meteorológicas, como son los sistemas frontales y los procesos dentro de las masas de aire. Esto puede relacionarse con la cantidad de días con precipitación, ya que estadísticamente en la ciudad de Buenos Aires los meses de invierno presentan en promedio 6 días con precipitación, mientras que este valor asciende a 9 en los meses de verano. (Estadísticas Climatológicas 1960-1990 del Servicio Meteorológico Nacional de la República Argentina).

En el caso de las temperaturas mínimas, las antipersistencias no presentan una onda anual tan marcada, todos los meses se encuentran con un valor cercano a los -30. En cambio la persistencia tiene una clara onda anual, nuevamente con un máximo en los meses invernales (Figura 5).

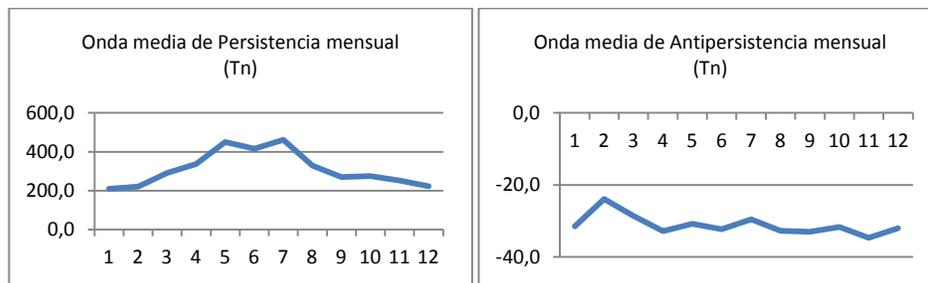


Fig. 5: Onda media de la persistencia (izquierda) y antipersistencia (derecha) mensual para la serie de temperaturas mínimas.

Las series de los valores anuales de persistencia y antipersistencia para ambas temperaturas presentan diferentes comportamientos. Las series de persistencia exhiben una tendencia negativa, pero solo significativa (95 %) en el caso de las temperaturas mínimas. Las series de antipersistencia presentan tendencias positivas significativas. Estos cambios tienen que ser evaluados junto con la cantidad de días bajo estas condiciones. En el caso de las temperaturas máximas, la serie de cantidad de días con antipersistencia al año presenta una tendencia negativa pero no significativa, con este comportamiento es posible inferir que la disminución de la antipersistencia y la no variación de la cantidad de días estarían indicando que los cambios en los registros de temperatura son cada vez menos abruptos. En las temperaturas mínimas la cantidad de días con antipersistencia presenta una tendencia positiva significativa. Al analizarlo conjuntamente con la disminución de la antipersistencia nos permite inferir nuevamente que las variaciones día a día de la temperatura no son tan bruscas.

### 3.4 Distribución de las componentes de la covarianza en años característicos

Se seleccionan años en donde a nivel anual la persistencia y la antipersistencia es máxima y mínima. Se calculan los histogramas de distribución tanto de la componente positiva como negativa de la covarianza. Estos años particulares están caracterizados por períodos prolongados en donde las temperaturas se mantienen por encima o por debajo de su valor promedio, dando lugar a secuencias cálidas o frías de larga duración.

La mayor frecuencia se registra para valores entre 0 y 25, es decir cuando los días consecutivos no presentan gran diferencia de su valor medio mensual.

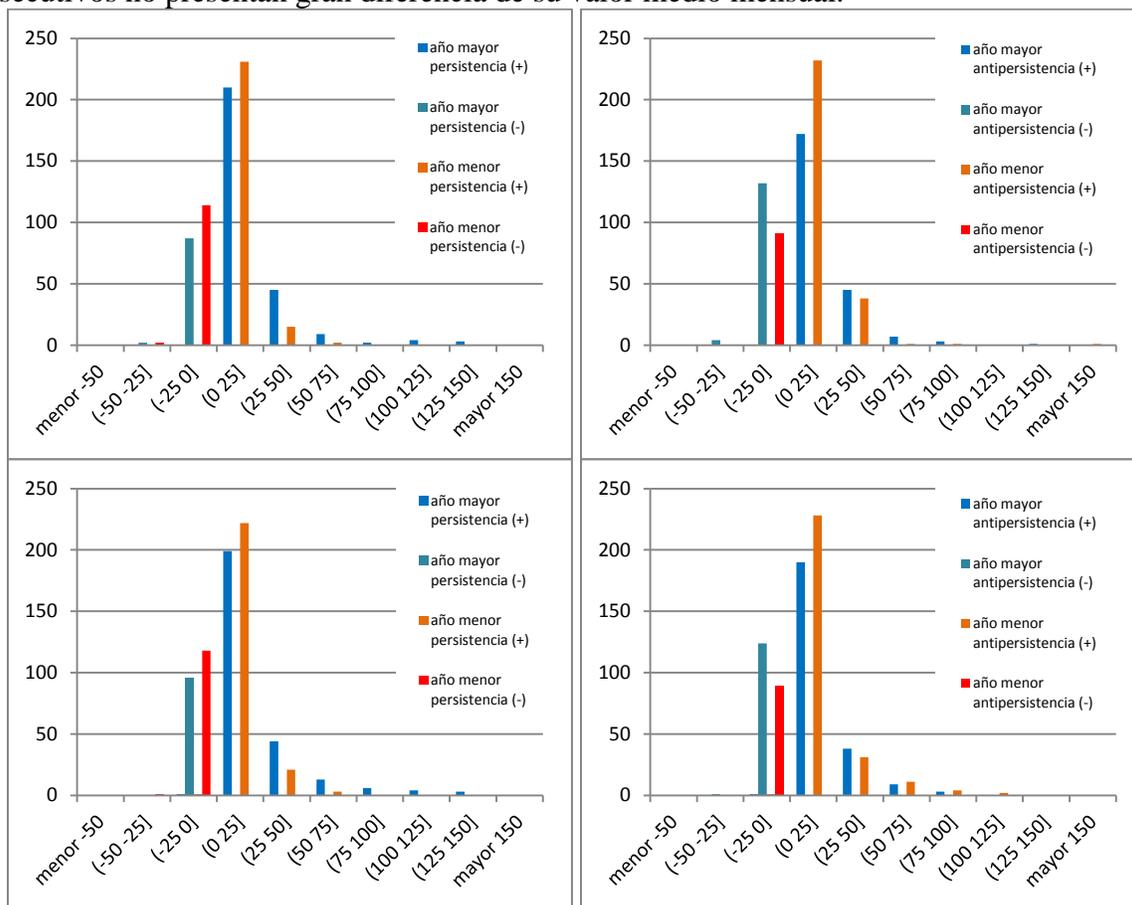


Fig. 6: Distribución de la covarianza, para años característicos de persistencia (izquierda) y de antipersistencia (derecha), para las temperaturas máximas (gráficos superiores) y temperaturas mínimas (gráficos inferiores).

Algunos casos particulares se registran por ejemplo en 1958 (el año en donde la persistencia anual es la mayor para las temperaturas máximas) en él se observa una frecuencia absoluta de 3 para valores mayores a 125, esto se debe a una secuencia cálida ocurrida en el mes de julio en donde por más de 5 días los valores de temperatura máxima superaron la media en casi 10 °C. (Fig. 6 superior izquierda).

Otro caso atípico se registra en 2001, ese año presenta la menor antipersistencia, y se halla un valor superior a los 150 en la covarianza, esto es producto de que en agosto la temperatura máxima alcanzó los 24 y 28°C en días consecutivos. (Fig. 6 superior derecha).

En las temperaturas mínimas las particularidades las encontramos en el año 1965, en donde para el mes de junio se registran 11 días en donde las temperaturas superan en 10°C los valores medios, esta secuencia cálida se ve reflejada en el valor de la covarianza anual. (Fig. 6 inferior izquierda).

En el caso de la máxima antipersistencia (año 1961) no se halla un patrón de comportamiento claro, los valores negativos de la funciones covarianza se encuentran distribuidos a lo largo del año. Este máximo se puede deber a diferentes particularidades que provocan un importante cambio en las temperaturas, tal es el caso de septiembre en donde las

temperaturas mínimas rondan los 10°C y por el pasaje de un frente frío alcanzan los 2°C, para luego recuperarse y superar los 12°C, estos cambios abruptos en días consecutivos son los que más aportan al término de la antipersistencia. (Fig. 6 inferior derecha).

### 3.5 Análisis espectral

Se realiza un análisis espectral a cada una de las series anuales en los 105 años de estudio, con el objetivo de poder inferir resultados del comportamiento sinóptico de las series. Para que la onda anual no afecte el resultado los cálculos se realizan con las series de anomalías denominadas “delta”. El análisis del comportamiento año a año, permite hallar ondas características. Así mismo se procede a categorizar los años según las condiciones de los parámetros para identificar comportamientos particulares en años fríos o cálidos o persistentes o antipersistentes.

En el análisis año por año se identifican las ondas significativas en cada uno de ellos y se las agrupa en diferentes intervalos de cuasi-período. De este estudio se desprende que la mayor cantidad de ondas significativas en la temperatura máxima se encuentra dentro de los 3 a 5 días y los 5 a 7 días de duración, dando un resultado que sería coherente con la longitud de las ondas sinópticas.

En las temperaturas mínimas nuevamente son estas dos longitudes las que mayor cantidad de años las presentan, pero a diferencia de la otra temperatura extrema, la longitud de 7 a 10 días también presenta una cantidad considerable de casos.

Temp.	Período	[2-3]	[3-5]	[5-7]	[7-10]	[10-15]	[15-20]	[20-30]	[30-40]	[40-50]	[50-60]	[60-100]	[100-200]	[200- )
Máxima	Cantidad	11	50	54	24	24	4	3	0	1	1	0	0	0
Temp.	Período	[2-3]	[3-5]	[5-7]	[7-10]	[10-15]	[15-20]	[20-30]	[30-40]	[40-50]	[50-60]	[60-100]	[100-200]	[200- )
Mínima	Cantidad	9	83	73	56	24	7	5	0	0	1	1	0	1

Tabla 4: CANTIDAD DE ONDAS CARACTERÍSTICAS EN LOS 105 AÑOS DE ESTUDIO PARA DIFERENTES PERÍODOS DE DÍAS. PARA LA TEMPERATURA MÁXIMA (SUPERIOR) Y TEMPERATURA MÍNIMA (INFERIOR).

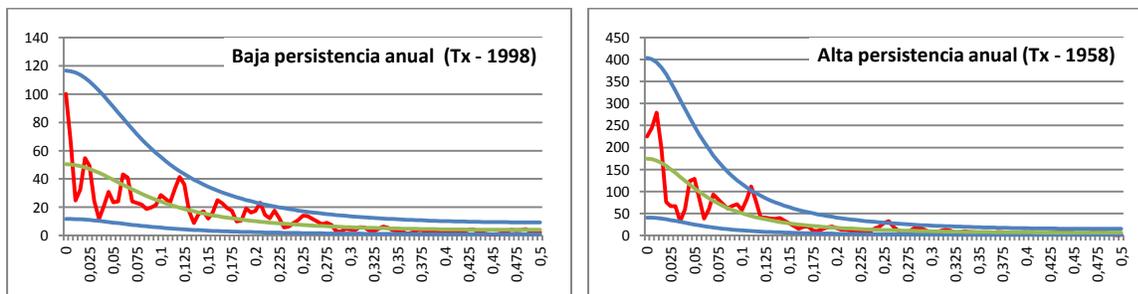


Fig. 7: Espectros de años particulares para la temperatura máxima.

El análisis espectral de años específicos muestra para las temperaturas máximas que el año de menor persistencia presenta una onda significativa de 5 días, esta onda sinóptica es la que puede estar provocando los cambios en las temperaturas que hacen que al concluir el mismo la persistencia sea baja. (Fig. 7, izquierda). En el año 1958 la persistencia es alta y está de acuerdo con el hecho de que la onda significativa que se halla es la de aproximadamente 9 días, este período de tiempo se puede asociar con una mayor duración en las secuencias de días con valores

por encima o por debajo del valor medio que hace que al finalizar el año la persistencia sea elevada. (Fig. 7, derecha).

## 5. CONCLUSIONES:

La estación OCBA representa a la ciudad de Buenos Aires y alrededores. Donde hay un proceso generalizado de efecto de ciudad, aunque no se descarta alguna componente climática en la tendencia positiva que se observa.

La autocorrelación de los valores anuales y medias mensuales en cada uno de los meses son no significativas y la visualización de las temperaturas extremas permite estimar en forma lineal la tendencia general de la serie. Las series mensuales tienen tendencias positivas con excepción de la temperatura máxima de febrero.

Estudiada la homogeneidad mensual de las características anuales de los años discriminados por categorías se puede concluir que el 50 % de los mismos pertenecen a la misma categoría, y un análisis específico por semestres demuestra que son los inviernos quienes frecuentemente definen las características anuales.

Las componentes de la función de autocovarianza permiten discriminar claramente los años en persistentes y antipersistentes. Los años de mayor persistencia nos permiten identificar secuencias de días con las mismas condiciones anómalas, hallándose en este estudio principalmente secuencias cálidas.

El proceso dominante que denuncia el espectro de la serie completa des-estacionalizada es markoviano bien definido. A su vez aparecen ondas de distintos períodos con especial manifestación de los ciclos sinópticos. Las frecuencias anuales de aparición de las ondas nos muestran un amplio espectro de ondas posibles en las que sobresalen las sinópticas y las de Madden Julian.

*Agradecimientos:* Los autores agradecen a los subsidios UBA 20020100100628, y Agencia PICT 2012-1507 por solventar el presente trabajo.

## REFERENCIAS

- Dickson, R. (1966). "The climatological relationship between temperatures of successive months in the United States". *Journal of Applied Meteorology*, 6. pp 31-38.
- Hoel, P. (1971). "Introduction to mathematical statistics". John Wiley and Sons. New York.
- Minetti, J.L., Vargas, W.M. (1997). "Interaction processes between the annual wave and the disturbances in series of daily temperature". *Journal of Climate*, 10. pp 297-305.
- Naumann, G., Vargas, W.M., Minetti, J.L. (2011). "Persistence and long-term memories of daily maximum and minimum temperatures in southern South America". *Theoretical & Applied Climatology*, 105. pp 341-355.
- Wilks, D. (2006). "Statistics Methods in the Atmospheric Sciences". International Geophysics Series 91. Ed. Elsevier.

# LA RESPUESTA DE LA SEQUÍA HIDROLÓGICA A LA SEQUÍA PLUVIOMÉTRICA EN LAS CUENCAS MEDITERRÁNEAS ESPAÑOLAS

Natalia LIMONES, María Fernanda PITA

*Dpto. de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Sevilla*

**natalialr@us.es, mfpita@us.es**

## RESUMEN

El presente estudio analiza el comportamiento de la sequía hidrológica en las cuencas mediterráneas españolas a partir de las manifestaciones que ésta presenta en las aportaciones a los embalses. Se pone especial énfasis en el modo en que se reproduce la relación precipitación – escorrentía al evaluar los indicadores de sequía en ambas variables, así como en los factores que controlan las diferencias entre las sequías hidrológicas y las pluviométricas. Los patrones de respuesta que se identifican permiten anticipar el comportamiento de la sequía hidrológica y, consecuentemente, pueden resultar de gran ayuda en la gestión de los recursos hídricos antes estas situaciones extremas.

Se trabaja con un total de 29 series de aportaciones a embalses situados en cabeceras de cuencas. El índice de sequía aplicado tanto a las precipitaciones como a las aportaciones es el Índice Estandarizado de Sequía Pluviométrica (IESP, IESAp para aportaciones), mediante el cual se han identificado y caracterizado las sequías registradas en el periodo 1957 – 2005.

**Palabras Clave:** Sequía, respuesta hidrológica, cuenca hidrográfica, índices.

## ABSTRACT

This study analyzes the behavior of hydrological drought in the Spanish Mediterranean catchments from the patterns presented in this runoff to reservoirs, with particular emphasis on how the rainfall - runoff relationship works when assessing drought indicators in both variables, as well as on identifying the factors controlling the differences between hydrological and rainfall drought. Identified response patterns allow us to anticipate the behavior of hydrological drought and, consequently, they can be helpful for water resources management under extreme situations.

We will work with a total of 29 series of runoff to reservoirs located in headwaters. The drought index applied to both rainfall and runoff to identify and characterize the different dry sequences recorded in the case studies throughout the period 1957-2005 is the Rainfall Drought Standardized Index (IESP, IESAp for runoff).

**Key words:** Drought, hydrological response, catchment, indices.

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. Planteamiento y objetivos

Conforme a las ideas más básicas del ciclo hidrológico, la causa inicial de toda sequía en una cuenca es la insuficiencia de precipitaciones (sequía meteorológica), que deriva en un déficit de la humedad necesaria en el suelo (sequía agrícola) y, si persiste, en la insuficiencia de los recursos hídricos necesarios, tanto subterráneos como superficiales (sequía hidrológica) (Pita-

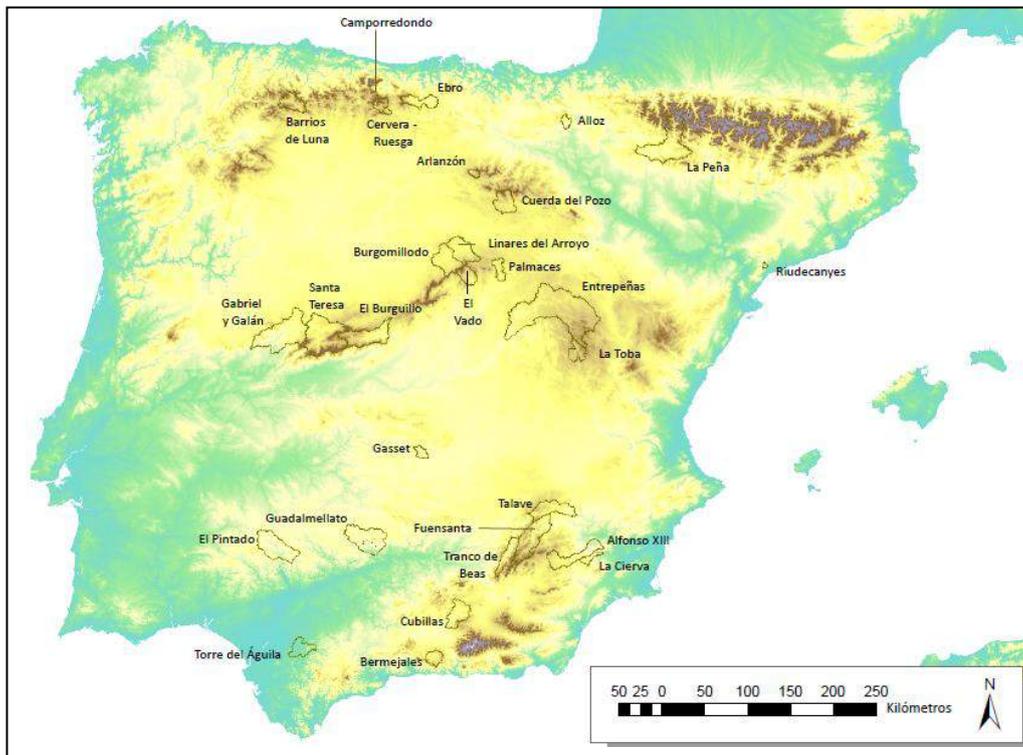
López, 2007). Se prevé entonces que las rachas secas y húmedas de aportaciones en cada cuenca presenten patrones similares a los de las precipitaciones que las generan (ESPAÑA. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente 2000), exponiendo variaciones presumiblemente ligadas a los rasgos de cada cuenca. Acorde con esto, se sostiene que la sequía hidrológica puede retardarse durante varios meses desde que se detecte la anomalía pluviométrica o, si las lluvias retornan en poco tiempo, no llegar a manifestarse o percibirse de forma muy leve (Marcos-Valiente, 2001).

Así, nuestro objetivo es examinar la *conexión entre la variedad pluviométrica de la sequía y la variedad hidrológica* en el ámbito mediterráneo español. Es preciso analizar si se aprecian pautas de retardo o se manifiestan recurrentemente algunas otras anomalías: intensificaciones, atenuaciones, etc. cuyo esclarecimiento lleva una mejor explicación del fenómeno de la sequía hidrológica y de su conexión con el fenómeno meteorológico.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Área de estudio

El ámbito de estudio, dentro del cual se seleccionan las cuencas para realizar los análisis, está formado por las once diferentes Confederaciones Hidrográficas del ámbito climático mediterráneo español: Cuencas Internas de Cataluña, Baleares, Duero, Tajo, Guadiana, Guadalquivir, Cuenca Mediterránea Andaluza, Cuenca Atlántica Andaluza. Segura, Júcar y Ebro. Estas cuencas mediterráneas se localizan geográficamente en el archipiélago Balear y a lo largo del centro, sur y este de la Península Ibérica. En su seno se dan multitud de gradaciones climáticas, sobre todo derivadas de la proximidad al mar, la altitud, la orografía y en cierta medida también las diferencias latitudinales.



*Fig 1: Subcuencas hidrográficas seleccionadas para el estudio.*

A su vez, dentro de las mismas se han seleccionado en concreto las 29 subcuencas que drenan hacia los embalses que aparecen en la Figura 1. Todas estas subcuencas vierten hacia embalses de cabecera, y por ello carecen en sus registros de aforo de volúmenes procedentes de desembalses aguas arriba, siendo esta la premisa fundamental a la hora de escoger las cuencas piloto. De otro modo los datos manejados no reflejarían fielmente el comportamiento de la escorrentía natural de la cuenca, sino que estarían afectados por cantidades variables desembalsadas como consecuencia de decisiones de gestión, siendo este tipo de datos muy difíciles de restituir con resultados fiables, lo cual requeriría recurrir a datos procedentes de modelos en última estancia.

Por otro lado, la ventaja de restringir el estudio a los subsistemas hídricos de cabecera reside en que un alto porcentaje del volumen de las aportaciones totales que fluyen en las cuencas proviene de estos pequeños subsistemas, habitualmente de montaña; por ello, estudiar su comportamiento hídrico es también predecir qué puede llegar a suceder en el resto del territorio.

## 2.2. Metodología y datos

Para explorar la conexión entre el fenómeno pluviométrico y el hidrológico, conocer de manera profunda el comportamiento conjunto de ambas variedades de sequía y aclarar los mecanismos que las relacionan se llevarán a cabo los siguientes pasos fundamentales:

- En primer lugar, como es lógico, *se aplicará el índice de sequía* sobre las series de totales mensuales de precipitaciones y aportaciones desde 1957 hasta 2005 (ver formulación en apartado 1.3.a.). Los datos de precipitaciones utilizados proceden de la base de datos MOPREDAS (González-Hidalgo et al. 2011), desarrollada por el Departamento de Geografía de la Universidad de Zaragoza. Para cada cuenca se realiza un promedio de todas sus series. Por otro lado, los datos de aportaciones a los embalses de las 29 cuencas se obtienen de la base de datos de los valores de entrada de embalse de la red ROEA (Red Oficial de Estaciones de Aforo), proporcionados de forma directa por medio de la página web del SIA, Sistema Integrado de Información sobre el Agua (ESPAÑA. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, 2012).
- Posteriormente se inicia la comparación de las series de ambos índices en las cuencas de estudio, valorando el *grado de conexión entre las series para cada cuenca a varios niveles*. Primero se atenderá a las series completas de 588 valores correspondientes a los 49 años de índice en precipitaciones y aportaciones, después se prestará atención a los momentos en que las variables presentan déficit.
- En segundo lugar se incidirá en el *estudio comparativo de las secuencias secas superiores al año en ambas variables* en cuanto a número, intensidad y duración, incidiendo en la variabilidad de las respuestas en las diferentes cuencas y sus posibles razones, pero también intentando revelar el patrón general de cambio hacia secuencias deficitarias en caudal a partir de las correspondientes sequías pluviométricas. Con todo ello se pretende profundizar en los matices que introduce la hidrología de cuenca en el fenómeno.
- Una vez analizados los comportamientos conjuntos- tanto globales como en las etapas secas- se procede a *comprobar la hipótesis de la existencia de retardos* en la aparición de la sequía en las aportaciones.

### 1.3. a. El Índice Estandarizado de Sequía.

El Índice Estandarizado de Sequía Pluviométrica IESP (IESAp para aportaciones) es un índice mensual de sequía pluviométrica que se basa en el cálculo de las anomalías pluviométricas

mensuales acumuladas y estandarizadas, de modo similar al conocido Standardized Precipitation Index (SPI) de McKee (McKee et al., 1995).

Al igual que en el SPI, los valores negativos corresponden a meses secos, en tanto que los positivos reflejan meses no secos. Las unidades con las que trabaja son puntuaciones z y responde a la siguiente formulación:

$$IESP_i = \frac{APAc_i - \overline{APAc}}{\sigma_{APAc}} \quad (\text{Fórmula 1})$$

donde:

$IESP_i$  = Índice estandarizado de Sequía Pluviométrica del mes i.

$APAc_i$  = Anomalía pluviométrica acumulada del mes i.

$\overline{APAc}$  = Valor medio de las anomalías pluviométricas acumuladas de todos los meses de la serie.

$\sigma_{APAc}$  = Desviación típica de las anomalías pluviométricas acumuladas de todos los meses de la serie

Por su parte,  $APAc_i$  responde a la expresión:

$$APAc_1 = AP_1 \quad APAc_i = \sum_{j=r}^i AP_j \text{ si } i > 1 \quad (\text{Fórmula 2})$$

siendo:

$r = \max\{k : 1 \leq k \leq i, AP_k < 0, APAc_{k-1} \geq 0\}$  y

$AP_i$  la anomalía pluviométrica del mes i.

A su vez:

$$AP_i = P_i - P_{MED_i} \quad (\text{Fórmula 3})$$

siendo:

$P_i$  = Precipitación del mes i.

$P_{MED_i}$  = Precipitación mediana del mes i para el periodo de referencia 1961-90.

La esencia del índice, y su seña de identidad frente a otros similares, es que reinicia los cálculos de las anomalías acumuladas cada vez que se produce un nuevo mes seco ( $AP_i < 0$ ) en el marco de un periodo excedentario (con  $APAc_{i-1} \geq 0$ ); ello permite reflejar las secuencias secas de diferentes longitudes a partir de una única elaboración del índice, frente al SPI, que requiere una aplicación a múltiples escalas temporales para reflejar las diferentes duraciones de la sequía (Pita-López, 2001; Pita-López, 2007).

El cálculo del índice se realiza conforme a tres etapas sucesivas. En la primera etapa se calcula la anomalía pluviométrica de cada uno de los meses de la serie, a partir de la expresión reflejada en la anterior Fórmula 3.

En la segunda etapa se calculan las anomalías pluviométricas acumuladas, desde el primer mes de la serie. En el momento en que se encuentra una anomalía acumulada negativa se iniciaría una secuencia seca, que concluiría con la aparición de una anomalía acumulada positiva, dando paso a una secuencia excedentaria en agua; durante esta secuencia excedentaria, las anomalías siguen acumulándose hasta que aparezca de nuevo una anomalía pluviométrica negativa, momento en que se iniciaría una nueva secuencia seca, que se obtiene por el mismo método, recomenzando el cálculo de las acumulaciones a partir de ese valor

negativo de anomalía pluviométrica. Se trata, por tanto, de un sumatorio que se detiene cada vez que se encuentra una anomalía negativa, lo cual permite precisamente dar prioridad a dicha anomalía. Se evita así el efecto de minimización de las sequías resultante de la acumulación de los excedentes precedentes, que caracteriza a buena parte de los indicadores comúnmente utilizados, incluidos los usados en el Libro Blanco del Agua (Pita-López et al, 2002).

En consecuencia, el cálculo de esta segunda fase se resume de acuerdo con la fórmula 2. Por último, en la tercera etapa se estandarizarían estas anomalías acumuladas mediante su conversión en puntuaciones Z.

$$ZAPAc_i = \frac{APAc_i - \overline{APAc}}{\sigma_{APAc}} \quad (\text{Fórmula 4})$$

donde:

$ZAPAc_i$  = Anomalía pluviométrica acumulada estandarizada del mes  $i = IESP_i$ .

$APAc_i$  = Anomalía pluviométrica acumulada del mes  $i$ .

$\overline{APAc}$  = Valor medio de las anomalías pluviométricas acumuladas de todos los meses de la serie.

$\sigma_{APAc}$  = Desviación típica de las anomalías pluviométricas acumuladas de todos los meses de la serie.

Por tanto, cada  $ZAPAc_i$  es literalmente el índice IESP (o IESAp, si se trata de las aportaciones) correspondiente al mes  $i$  de la serie, tal y como se mostraba en la primera fórmula. Posee otra ventaja importante: la obtención de valores normalizados, y por ello universalmente válidos y confrontables entre diferentes observatorios, e incluso entre diferentes magnitudes.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

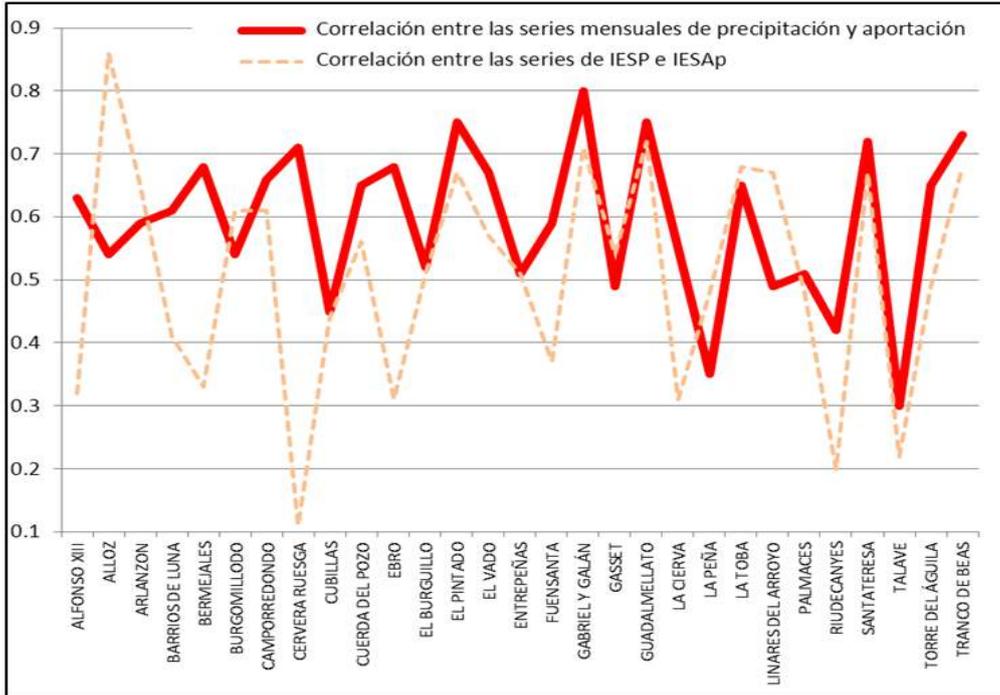
#### 3.1. Nivel de conexión entre las series de IESP e IESAp.

Una vez calculado el índice sobre las series mensuales de precipitaciones y aportaciones de las cuencas, realizamos un análisis de correlación bivariada sobre las *series completas* de los 49 años de los IESP y los IESAp, del mismo modo que se aplica sobre las series mensuales originales de ambas variables para confrontarlos.

Al evaluar los resultados se comprueba que solamente ocho de las 29 cuencas mejora los coeficientes de correlación ( $r$ ) de Pearson establecidos con las series de los valores mensuales de precipitaciones y aportaciones sin aplicar el índice (ver Figura 2), lo cual corrobora que el nivel de conexión es generalmente más difuso.

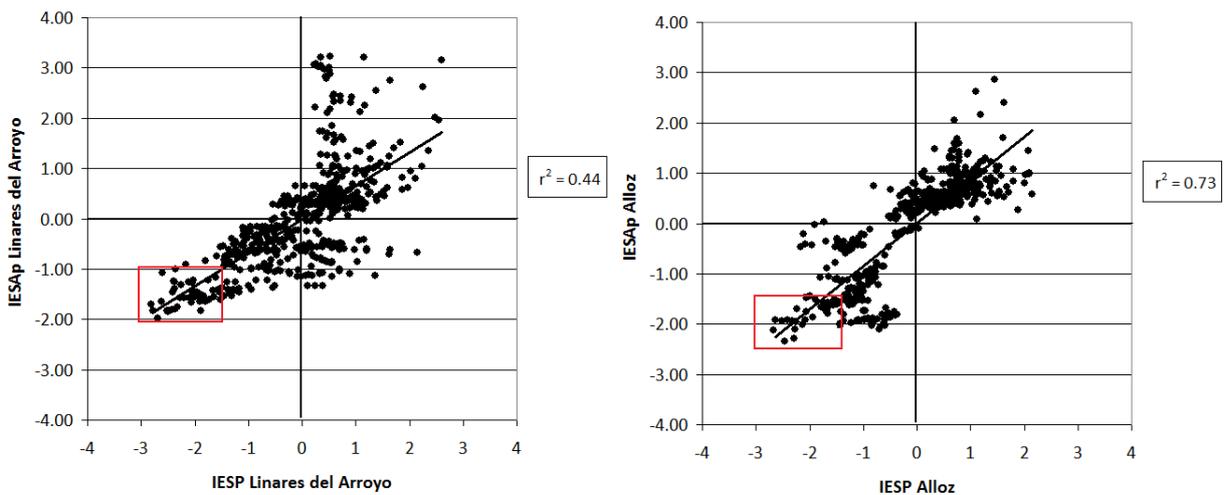
Coincide que estas cuencas en que aumentan los coeficientes de correlación son, en general, las que presentan una o pocas secuencias secas a lo largo de la serie del índice hidrológico, lo cual sucede en las cuencas muy permeables.

Comparando las 29 gráficas temporales de los valores de los IESAp de las cuencas, se aprecia que en las permeables son poco abruptas y tienden a homogeneizar, e incluso a resumir múltiples sequías pluviométricas en una sola secuencia hidrológica. Esto se debe a que el caudal subterráneo tiene mucho peso dentro del caudal total y es más regular y depende menos de la precipitación inmediata que el superficial. Por tanto, merece la pena analizar por separado estas cuencas y el resto de los casos de estudio, puesto que los factores que condicionan la conexión entre ambos índices son muy diferentes según el supuesto del que se trate.



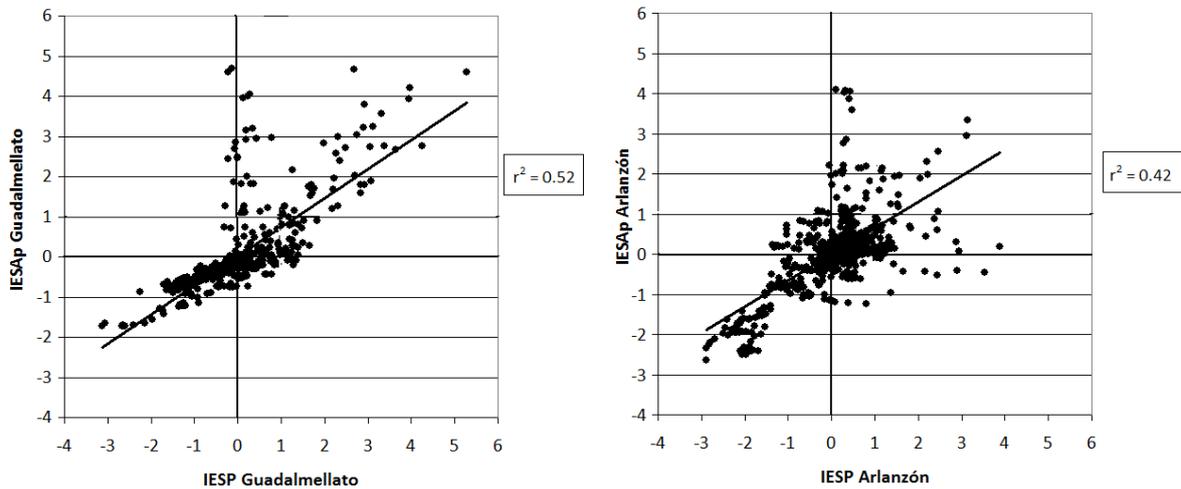
**Fig. 2: Diferencias entre la correlación medida sobre los valores mensuales originales de precipitación y aportación y la de sus correspondientes índices de sequía.**

Así, observando los diagramas de dispersión que conectan IESP e IESAp en estas cuencas (ver Figura 3) se observa que el principal factor que induce las elevadas correlaciones en ellas no es otro que las plumas de muchos valores negativos del índice IESAp (hidrológico), que equilibran la recta de regresión y que se producen sincrónicos a los valores más bajos del IESP; en el resto de cuencas las sequías no son tan largas en las escorrentías y por ello no existe tanta coincidencia temporal en el cuadrante de los valores negativos que permita este equilibrio de las rectas.



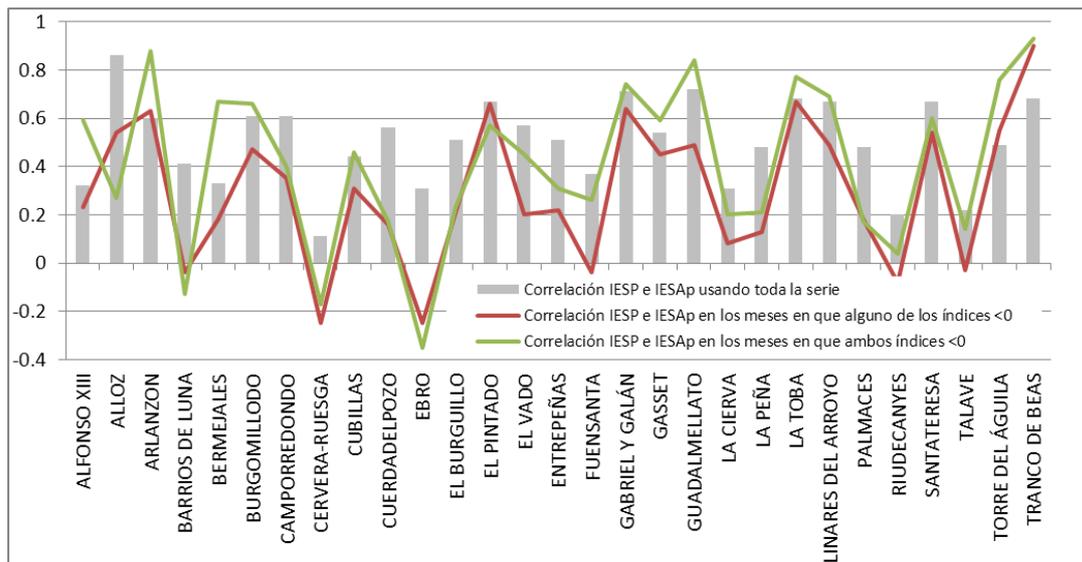
**Fig. 3: Diagramas de dispersión IESP / IESAp en dos de las cuencas donde la correlación ha aumentado con respecto a la establecida con los valores originales de las variables. Señalada en roja la pluma de valores negativos y elevados.**

En el resto de casos de estudio, el cambio hacia peores correlaciones sería el que a priori cabría esperar desde un inicio, dado que los índices de sequía eliminan la influencia de los regímenes intermensuales que explican una gran parte de la covariación de los valores de las variables originales. En las cuencas impermeables en concreto, los coeficientes de correlación de Pearson decaen poco con respecto a los que se obtenían comparando las variables originales (ver Figura 4) debido a que los ritmos IESP / IESAp son muy similares.



**Fig. 4:** Diagramas de dispersión IESP / IESAp de dos de las cuencas impermeables donde la correlación se ha mantenido elevada.

Al pasar de este nivel a la comparación de los meses en que al menos alguna de las variables presenta un valor negativo, las correlaciones bajan sustancialmente en todas las cuencas con pocas excepciones (ver Figura 5). De nuevo existen mejores correlaciones en aquellos casos en que los índices presentan pocas secuencias secas y muy largas por las mismas razones explicadas más arriba: la regresión se equilibra gracias a la existencia de muchos valores negativos.



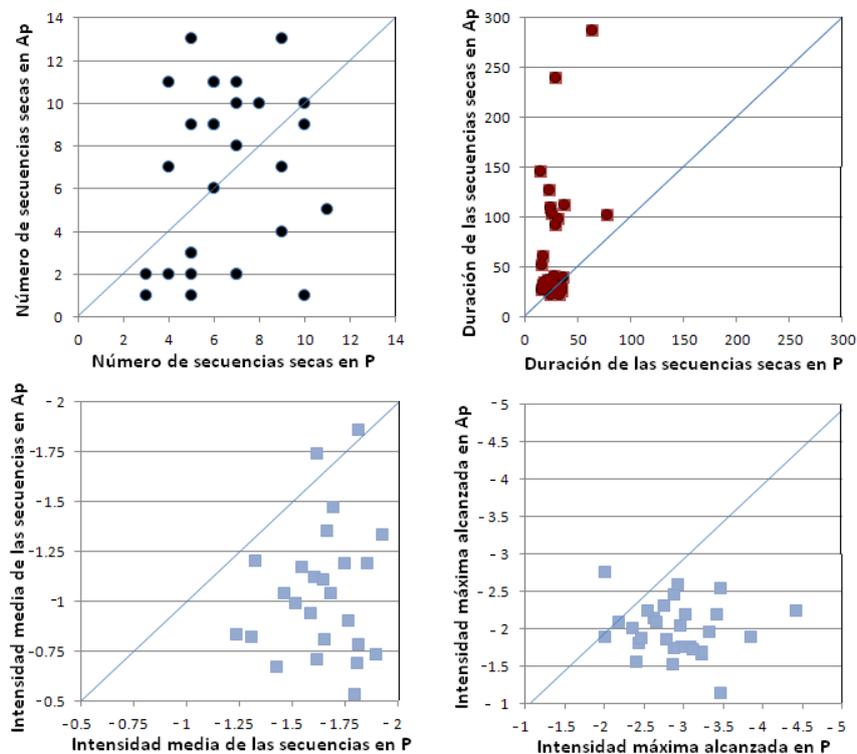
**Fig. 5:** Diferentes niveles de detalle a los que se ha establecido la correlación entre los dos índices de sequía, desde la comparación de las series completas hasta el uso de solo los momentos en que ambos índices son negativos.

La norma general de descenso en las correlaciones apunta a que en las primeras fases de la sequía- o en aquellos meses en los que aparece algún negativo aislado- las correspondencias aún no se muestran. Esto sugiere la posibilidad de anticiparse temporalmente al devenir de la sequía hidrológica a partir de la identificación de las situaciones secas que se están excavando o que están en recuperación en la pluviometría.

Ampliando una vez más el nivel de detalle, en este caso hacia los *meses que presentan valores negativos para ambos índices*, se encuentra una evidente y lógica subida en las correlaciones con respecto a la columna anterior. Suelen ser meses en los que los ritmos tienden a ser bastante sincrónicos porque en ellos la sequía es lo suficientemente importante y está lo suficientemente asentada como para haberse reproducido también en las aportaciones y, a su vez, no haber remitido aún para la precipitación. No obstante los valores no son en absoluto lo suficientemente elevados como para concluir que ambos fenómenos sean conformes y equivalentes.

### 3.2. Comparación de las secuencias secas en ambas variables.

Una vez comprobado que existen importantes desconexiones entre ambas modalidades de sequía, es relevante incidir en la comparación de las secuencias secas más severas en ellas, no solo para cada cuenca, también extrayendo conclusiones sobre lo que ocurre en conjunto. Los parámetros que mejor definen estas secuencias y más significativos resultan para el estudio de la repercusión que generan como riesgo natural son el número de secuencias secas de duración superior a doce meses, por considerarse el intervalo necesario para que las sequías empiecen a causar impacto perceptible en la población (Olcina-Cantos y Rico-Amorós, 1995; Pita-López, 1995), la persistencia media de las secuencias secas en la cuenca y la intensidad de estas (esta última expresada en unidades del índice de sequía), reflejados gráficamente en la Figura 6.



**Fig. 6:** *Parámetros descriptivos de las secuencias secas de duración superior al año identificadas en las distintas cuencas para las precipitaciones (P) y aportaciones (Ap). Cada punto corresponde a una cuenca de estudio.*

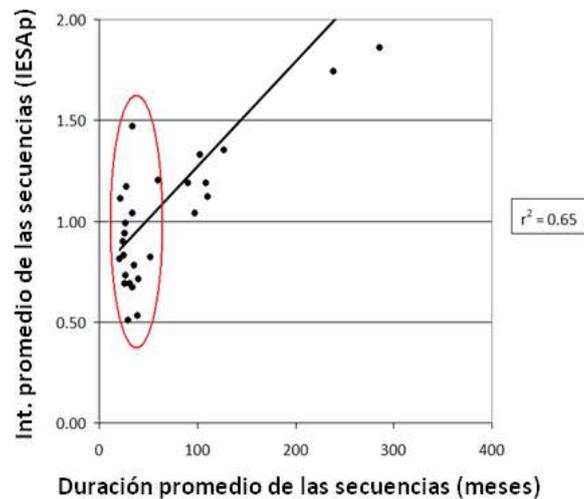
La primera particularidad que se ha demostrado es la estrecha conexión entre la duración media de las secuencias para precipitación y aportación en cada cuenca, lo cual indica que la persistencia normal de las fases secas es proporcional en ambas variables para el grueso de los casos de estudio, como podría esperarse; por tanto, convencionalmente, cuencas tendentes a presentar largas sequías pluviométricas acarrearán asimismo prolongadas sequías hidrológicas y viceversa. También se ha constatado que el número de secuencias secas superiores al año siempre está inversamente relacionado con la duración promedio de las mismas en el contexto de cada cuenca, sea cual sea la variable de la que se trate. Esto es lógico, si el índice oscila mucho por debajo y por encima del valor 0, aparecen muchas más secuencias, pero de duración más moderada; en cambio, si una o varias sequías se excavan prolongadamente se convierten en casos excepcionales, consiguiendo que existan pocas situaciones equiparables a lo largo de la serie, de acuerdo con la propia formulación del índice.

Por otro lado, cabe señalar que tanto las intensidades promedio de las sequías como las intensidades máximas registradas en ellas a lo largo de la serie son muchísimo más altas en las precipitaciones, como muestran las gráficas de la figura 6; en cambio, la duración es mayor en las aportaciones, tanto en promedio como teniendo en cuenta solamente la secuencia seca más larga de toda la serie. Estos dos rasgos son generales, incuestionables y se distinguen en todas las cuencas sean cuales sean sus características hidrológicas y las formas del histograma de uno y otro índice.

La explicación se fundamenta en la naturaleza del fenómeno hidrológico, que posee una inercia que no se observa en la lluvia y que motiva las largas duraciones de las sequías en la aportación. Normalmente el índice IESAp oscila poco en épocas de sequía y se va excavando muy lenta y progresivamente, recuperándose también del mismo modo, mientras que en las precipitaciones es más fluctuante e imprevisible, de ahí que la acumulación en esta variable se recupere rápidamente con la llegada de una lluvia copiosa y se computen menos meses de déficit. Esto es un matiz de diferenciación entre ambas variedades de sequía que resulta muy interesante e implica, además, que sea más sencillo predecir el posible comportamiento de la secuencia seca hidrológica que la pluviométrica, sobre todo mientras se está acentuando.

El hecho de que las intensidades sean menores en el IESAp que en el IESP es lógico y va ligado a todo lo anterior, dado que si unas determinadas condiciones de anomalía acumulada se mantienen prácticamente constantes y se perpetúan en el tiempo más que en las precipitaciones, el índice- de acuerdo con su formulación- no les otorgará un carácter de elevada excepcionalidad. Es importante añadir que esto es opuesto a las hipótesis del *Libro Blanco del Agua*, ya que la sequía hidrológica verdaderamente no acentúa la pluviométrica, sino que más bien tiende a repartir la intensidad en el tiempo. Esto pone de manifiesto que utilizar índices que no incorporan acumulación en su cómputo o la realizan siguiendo intervalos no flexibles a menudo deriva en que se oculten matices como este.

Relacionado con estas cuestiones, se percibe que en las aportaciones las cuencas que muestran secuencias cortas pueden tener prácticamente todo tipo de intensidades, aunque siempre desde bajas a medias (ver Figura 7, rodeado en rojo). Ahora bien, para las que sufren secuencias más largas sí se verificaría que a mayor duración mayor intensidad; por el contrario, en las precipitaciones incluso una secuenciación fluctuante en ocasiones trae consigo algunas sequías extremadamente intensas en las cuencas- algo muy común en las del sur- y al contrario, pueden existir casos con pocas secuencias y muy largas que no posean una gran intensidad promedio, de manera mucho más aleatoria que en la aportación. Esta es otra afirmación que apunta hacia la mayor previsibilidad de la sequía hidrológica.



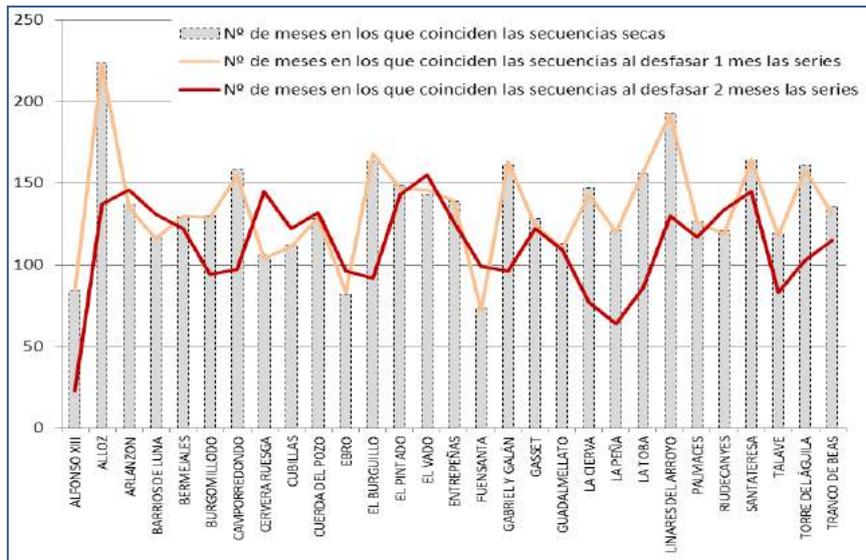
**Fig. 7: Vinculación de la duración y la intensidad promedio de las secuencias secas superiores a 12 meses en las aportaciones de las 29 cuencas.**

### 3.3. Análisis de los retardos entre las variedades de sequía.

Una vez ilustradas las características y las peculiaridades de las sequías en las dos variables, es preciso evaluar si existe una clara tendencia al desfase temporal entre ambas variedades del fenómeno. De acuerdo con Lorenzo-Lacruz (2012), las variables de precipitación y aportación presentan retardo, y por ello se esperan mejores correlaciones al establecerse desfasándolas entre sí a nivel mensual; en Limones, 2013 se probó que los valores suben más aún si se correlaciona cada mes de aportación con la suma de la precipitación del mes en concreto y el mes anterior, por lo que tiene sentido comprobar qué sucede al evaluar la sequía.

La primera aproximación a la evaluación de los retardos se establecerá simplemente atendiendo al nivel de coincidencia temporal entre los meses pertenecientes a las secuencias secas en ambas variables y luego se dará un paso más en el análisis de los retardos y se evaluará si mejora la covariación de los índices al realizar el desfasado de las series.

Considerando el *nivel de coincidencia temporal* entre los meses pertenecientes a las secuencias secas en ambas variables, se asume en primer lugar que por supuesto no todas las series tienen exactamente el mismo número de meses negativos pertenecientes a una fase superior a doce meses. Observando la Figura 8 puede comprobarse que, independientemente de la coincidencia inicial entre las fases de uno y otro tipo, la gran mayoría de las cuencas aumentan sustancialmente este valor al desfasar las series y hacer coincidir la escorrentía de un mes en concreto con la precipitación de uno o dos meses anteriores, sobre todo en las cuencas más húmedas. Esto indudablemente refleja que el desarrollo de la sequía pluviométrica induce y se adelanta a la variante hidrológica del fenómeno. El hecho de que prácticamente todas las secuencias secas de una cuenca comiencen y / o terminen con posterioridad a las pluviométricas demuestra que las escorrentías no solo amortiguan y consiguen regular mejor las pequeñas oscilaciones y los comienzos de una fase seca, sino que en la situación contraria, al final, tardan mucho más en recuperarse debido a que las condiciones de humedad del sistema cuenca necesitan un intervalo para restablecerse por completo.

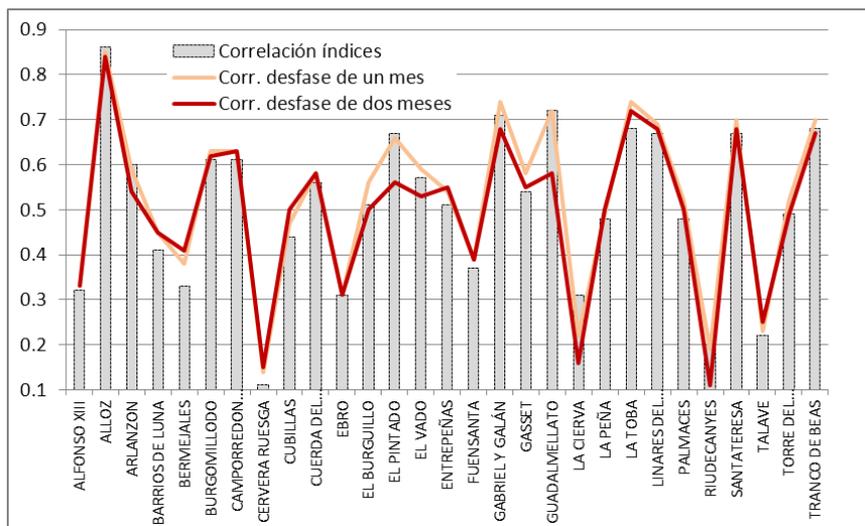


**Fig. 8: Efecto del desfase de las series.**

Avanzando en el análisis de los retardos a partir de la simple coincidencia temporal de las sequías, se evaluará si mejora la covariación de los índices al desfase las series.

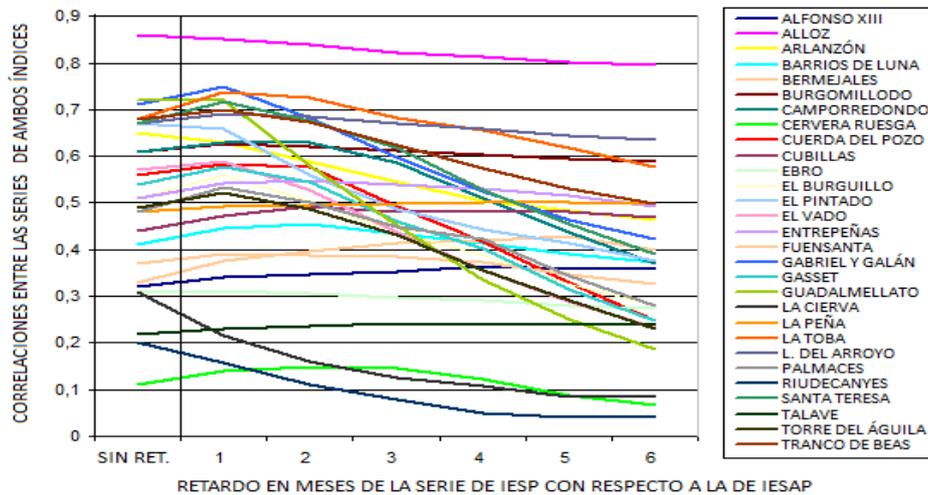
Usando las series completas de ambos índices (ver Figura 9) se observa claramente que el desfase aumenta los valores del índice de correlación de Pearson en la gran mayoría de las cuencas, manteniéndose prácticamente iguales en el resto; esto demuestra sobradamente que los ritmos de excedente y déficit hídrico se encuentran levemente retrasados con respecto a los de las precipitaciones que los generan. Esto es interesante para la gestión del riesgo, ya que lo que llega al embalse y puede reservarse para abastecer la demanda es fruto directo de la escorrentía y no de la propia precipitación, de modo que si se observa el devenir de un déficit en esta última es posible anticiparse a la transmisión del mismo hacia el recurso en sí.

Son las cuencas impermeables las que menores incrementos de correlación muestran al retardar una serie con respecto a la otra, y viceversa. Esto se explica porque la fracción subterránea de la aportación es el principal agente responsable de que una importante parte de lo precipitado tarde más tiempo en llegar al aforo de embalse, como ya se explicó.



**Fig. 9: Correlación entre IESP e IESAp al hacer coincidir un mes del índice hidrológico con el mes o meses previos del índice pluviométrico.**

Conviene aclarar que el desfase de las series que produce mejores resultados es el correspondiente a uno o dos meses, comprobándose que si se aplica un intervalo mayor los resultados comienzan a decrecer de nuevo; así, se establece este intervalo como el de mejor correspondencia entre los índices en la mayor parte de las series (con pocas excepciones), al igual que ocurría con los valores de las variables originales (ver Figura 10). Los valores no mejoran al sumar varios meses del índice de precipitación y correlacionarlo con la precipitación, como si ocurría en las variables originales (Limonés, 2013).



**Fig. 10: Efecto de los retardos desde 0 hasta 6 meses entre las series de de IESP y IESAp sobre la correlación entre ambas ( $r$  de Pearson).**

Al fijar el análisis de retardos solamente sobre los meses que forman parte de las secuencias deficitarias superiores al año en ambas variables, se aprecia que las mejoras al desfasar se restringen a un menor número de cuencas, y son siempre menos significativas. La lógica de este hecho se asocia con que una vez que se afianzan completamente las sequías el comportamiento es algo más inmediato entre las variables que el que tiene lugar durante el resto de la serie.

## 4. CONCLUSIONES

### 4.1. Sobre las relaciones de la sequía hidrológica y la sequía pluviométrica.

La conexión de las series del IESAp con las de la sequía pluviométrica que las genera son menores que las que aparecían entre las dos variables originales mensuales- precipitación y aportación- en las cuencas. Las cuencas más impermeables, que evacuan más inmediatamente el flujo, tienden a tener mejores correlaciones entre IESP e IESAp. Se aprecian desconexiones en los ritmos durante la sequía, especialmente cuando ésta afecta únicamente a uno de los índices, lo cual a menudo sucede bien al inicio o al final de las secuencias secas. Este es uno de los indicativos de que existe cierto desfase en el tiempo entre ambas variedades.

Además, las series mejoran su correlación al conectar cada mes de la serie del IESAp con uno o dos meses atrás en la serie del índice pluviométrico, especialmente en cuencas permeables y

húmedas. Este fenómeno confirma que los comportamientos de ambas sequías están desfasados entre sí.

#### **4.2. Sobre el número de secuencias secas que aparecen en las series de ambas variables, su persistencia e intensidad.**

En general, aparecen menos secuencias secas severas en las aportaciones que en las precipitaciones debido al carácter acumulativo de la sequía hidrológica: una sola secuencia seca en la hidrología suele englobar varios episodios secos en las precipitaciones sin lograr recuperarse. Se aprecia que este fenómeno es más importante en las cuencas más permeables porque una vez agotado el caudal base es complejo- y más lento- que se restablezcan sus valores previos, a pesar de que la lluvia vuelva a ser abundante.

La persistencia y la duración de la sequía hidrológica son mucho mayores que las de la sequía pluviométrica, pero esto no conlleva una acentuación de las intensidades de la sequía hidrológica, sino más bien el reparto de la situación deficitaria entre un mayor número de meses. Algunos documentos e índices, al no considerar adecuadamente la acumulación de las circunstancias previas en la formulación de los cálculos que aplican, solo analizan la disminución de los volúmenes en una determinada etapa con respecto a los valores promedios de la serie. Como estas disminuciones son cuantitativamente mayores a las que se producen en las precipitaciones, se asegura que la sequía es más severa en las aportaciones, pero no se considera el hecho de que son unas condiciones mucho más distribuidas en el tiempo, por lo que su excepcionalidad es menor y por ello también su intensidad debe ser considerada inferior. En conclusión, los índices usados a menudo fallan al intentar describir toda esta complejidad.

En resumen, la sequía pluviométrica es más variable que la hidrológica, la cual dibuja oscilaciones mucho más suaves, su intensidad se excava suavemente y es sensiblemente más predecible. De cara al recurso, es evidentemente más sencillo prever y tratar un riesgo penetrante a ritmo más o menos constante. Aun así, para una gestión verdaderamente eficaz es importante que se tenga en cuenta junto con el fenómeno pluviométrico, dado que manejando el retardo habitual que ambas variedades tienen entre sí en cada tipo de cuenca puede también anticiparse el inicio del propio déficit.

### **5. AGRADECIMIENTOS**

Las autoras de esta comunicación quieren agradecer a la Fundación Caja Madrid y al Proyecto SWAN, del 7º Programa Marco de la Unión Europea FP7/2007-2013, concedido bajo el acuerdo nº 294947 FP7-INCO-2011-7, cuyos fondos contribuyeron en el desarrollo de la investigación aquí expuesta.

### **6. BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS**

- ESPAÑA. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (2000). *Libro Blanco del Agua* [online]. Madrid. Colección de archivos pdf. <[http://hispagua.cedex.es/documentacion/documentos/l\\_b/l\\_b.php?localizacion=Libro%20Blanco%20del%20Agua](http://hispagua.cedex.es/documentacion/documentos/l_b/l_b.php?localizacion=Libro%20Blanco%20del%20Agua)> [ref. de 31 de enero de 2014].
- ESPAÑA. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (2014). *Página web del Sistema Integrado del Agua* [en línea] Base de datos en línea <<http://servicios2.marm.es/sia/consultas/servlet/consultas.GlobalFilter?tipo=masiva&sid=generate>> [ref. de 1 de marzo de 2014].

- González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M. y de Luis, M. (2011). A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (Monthly precipitation trends December 1945- November 2005). *International Journal of Climatology* 31: 715-731.
- Limones, N. (2013). *El estudio de la Sequía Hidrológica en el Mediterráneo Español[...]*. Fondo digital de tesis doctorales de la Universidad de Sevilla. [online]: <<http://fondosdigitales.us.es/tesis/tesis/2034/el-estudio-de-la-sequia-hidrologica-en-el-mediterraneo-espanol-propuesta-de-aplicacion-del-indice-estandarizado-de-sequia-pluviometrica-las-aportaciones-hidricas>> [ref. de 5 de junio de 2014].
- Lorenzo-Lacruz, J. (2012). *Las sequías hidrológicas en la Península Ibérica: Análisis y caracterización espacio-temporal, influencias climáticas y el efecto de la gestión hidrológica en un contexto de cambio global*. Fondo digital de tesis doctorales de la Universidad de Zaragoza. [online]: <<http://zaguan.unizar.es/record/9913/files/TESIS-2012-146.pdf>> [ref. de 9 de junio de 2014].
- Marcos-Valiente, O. (2001). Sequía: definiciones, tipologías y métodos de cuantificación. *Investigaciones geográficas*. nº 26. Alicante. p. 59 – 80.
- McKee, T.B.; Doesken, J.; Kleist, J., (1995). Drought monitoring with multiple time scales. *Ninth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society* (Dallas, TX), p. 233–236.
- Olcina-Cantos, J. y Rico Amorós, A. (1995). Sequías y golpes de calor en el sureste ibérico: efectos territoriales y económicos. *Investigaciones Geográficas*. nº 13. p.47 – 79.
- Pita-López, M. F. (1995). *Las Sequías: Análisis y Tratamiento*. Sevilla: Publicaciones de la Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.56 p.
- Pita-López, M.F. (2001). Sequías en la cuenca del Guadalquivir. *Causas y Consecuencias de las sequías en España*. Alicante: Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo, p. 303-343.
- Pita-López, M.F. (2007). Recomendaciones para el Establecimiento de un Sistema de Indicadores para la Previsión, el Seguimiento y la Gestión de la Sequía. *La Sequía en España. Directrices para minimizar su impacto*. Madrid: Dirección General del Agua. Ministerio de Medio Ambiente.
- Pita-López, M.F. et al. (2002). La covariación espacial de la precipitación en la Península Ibérica y su contribución al establecimiento de mecanismos de compensación interterritorial como instrumento de ayuda en la gestión de las sequías. *III Congreso ibérico sobre gestión y planificación de aguas. La Directiva Marco del agua: realidades y futuros*. (Sevilla, 13- 17 de 2002).

# INTERCONEXIÓN A NIVEL REGIONAL ENTRE LA SEQUIA Y EL ÍNDICE OCEÁNICO DEL NIÑO PARA EL NOROESTE DE MÉXICO

Jesús David GÓMEZ DÍAZ, Alejandro Ismael MONTERROSO RIVAS, Lizeth Margarita LECHUGA GAYOSSO

*Departamento de Suelos, Universidad Autónoma Chapingo, México*  
dgomez@correo.chapingo.mx; aimrivas@correo.chapingo.mx; al08117994@chapingo.mx

## RESUMEN

Para las regiones de precipitación del Noroeste de México se realizó un análisis estadístico para establecer las correlaciones a nivel mensual del valor del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI) como un indicador de la sequía, con el Índice Oceánico del Niño (ONI) y se incluyeron los efectos de este fenómeno para las fases negativas y las positivas de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en el periodo de enero de 1960 a diciembre de 2012. Existen interacciones entre el SPI y los valores del ONI en las diferentes regiones de precipitación del Noroeste de México. Para la mayoría de las regiones en los meses de invierno se observa una tendencia de mayores precipitaciones cuando se intensifica la presencia del Niño, en cambio para los meses de verano, la precipitación tiene tendencia de disminución cuando el Niño se presenta intenso. Para los meses de invierno, los valores de correlación entre el SPI y el ONI se incrementan cuando se incluye el efecto de la PDO se encuentra en fase negativa y con fase indistinta de la NOA. Para los meses de verano se presenta un incremento en la correlación del SPI con el ONI en algunas regiones de precipitación cuando el PDO esté en fase positiva y la NAO en fase negativa.

**Palabras clave:** Interconexiones, Índice de Precipitación Estandarizada, Índice Oceánico del Niño.

## ABSTRACT

For the five precipitations regions on the Norwest of Mexico, an statistical analysis was conducted to estimate the correlations at monthly level between the Standard Precipitation Index (SPI) as an indicator of drought severity and the Oceanic Niño Index (ONI) and also were included the effects of the negative or positive phases of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and the North Atlantic Oscillation (NAO) for the period of January 1960 and December of 2012. Some interactions were found for the SPI and the ONI in the different precipitations regions on Mexico Northwest. In most of the precipitations regions on the winter months there is a tendency of increasing the amount of rainfall when the el Niño is more intense, instead on the summer months the amount of rainfall decrease when the Niño is intense. For the winter months, the correlation coefficients for the SPI and the ONI are higher when the PDO is in negative phase and for a indistinct phase of the NOA. For the summer months the correlations coefficients of SPI and ONI for some precipitation regions increases when the PDO is in positive phase and the NAO is in negative phase

**Key words:** Interconnectivity, Standard Precipitation Index, Oceanic Niño Index.

## 1. INTRODUCCIÓN

La sequía es un fenómeno natural que tiene impactos adversos en los humanos y en los ecosistemas (Rhee y Carbone, 2011). La sequía es un fenómeno natural que puede afectar virtualmente todos los regímenes climáticos. Generalmente se define a la sequía como una deficiencia en la precipitación relativa con respecto a la que se espera (normal), que cuando se extiende en una estación o un periodo más largo de tiempo resulta en la incapacidad de satisfacer las demandas de agua en las actividades humanas y en el medio ambiente (Hayes et al., 2001). La estimación de los índices de sequía se hace a partir de las condiciones normales y requieren de datos históricos con un periodo mayor a 30 años, el índice de sequía más comúnmente usado es el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) (Rhee y Carbone, 2011), el cual fue desarrollado por McKee et al., (1993) y estima el déficit de precipitación a diferentes tiempos y escalas. El SPI es negativo en la definición de la sequía y positivo para condiciones de humedad. Mientras los valores de lluvia registrada se hacen más extremos así el índice se hace más positivo o negativo.

Se presentan importantes interacciones entre la atmosfera y el océano especialmente en el patrón de vientos y las condiciones de presión y temperatura de los océanos, destacando entre varias, las determinadas por el Índice Oceánico del Niño (ONI), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación del Atlántico Norte (NSO) (Ahrens, 2009). El Niño es un patrón climático recurrente que involucra cambios en la temperatura del Océano Pacífico Oriental y Central en periodos que van de tres a siete años, estos cambios afectan directamente la distribución de la precipitación en los trópicos y en diferentes partes del planeta (Lima et al., 2009). La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) es un patrón de anomalías en la temperatura de la superficie del mar en el Norte del Pacífico con periodos de 20 a 30 años que influye en el tiempo invernal a lo largo de la costa de Norte América (Mantua, et al., 1997), que presenta una fase positiva, cuando el agua superficial a lo largo de la costa oeste del Pacífico Norte es más cálida que lo normal y en el Pacífico Norte Centro la temperatura del agua superficial es más fría que lo normal y una fase negativa que se caracteriza por presentarse temperaturas más frescas que el promedio en las aguas superficiales a lo largo de la costa oeste de Norte América y temperaturas más cálidas en las aguas superficiales desde Japón hasta el pacífico Norte Centro. La Oscilación del Atlántico Norte (NAO), se describe como un cambio de presión atmosférica sobre el Atlántico Norte que tiene efectos en el tiempo de Europa y a lo largo de la costa Este de Norteamérica. La fase positiva de este fenómeno se describe como el descenso de la presión atmosférica en las cercanías a la zona de baja presión de Islandia y la presión en la región de alta presión de Bermudas-Azores se eleva, por lo que la diferencia en la presión atmosférica entre estas dos regiones se hace aún más pronunciada y los vientos del Oeste se presentan más intensos. La fase negativa del NAO ocurre cuando la presión atmosférica se eleva en las cercanías de la zona de baja presión de Islandia mientras que desciende en la región de alta presión de Bermudas-Azores, este cambio en la presión conlleva a una reducción del gradiente de presión y por consiguiente en los vientos del Oeste son débiles (Ahrens, 2009). Se han realizado trabajos relacionados a las interrelaciones entre las anomalías en la precipitación y el Niño en conjunto con las fases tanto del PDO y la NAO especialmente para Estados Unidos y Canadá (Piechota y Dracup, 1996, Newman, et al., 2003) y uno general en México (Pavia et al., 2006), este último incluyo en su analisis el comportamiento de la precipitación y temperatura de estaciones meteorológicas a lo largo de todo el país.

En este trabajo se estimó la severidad de la sequía a nivel mensual a partir del cálculo del SPI para estaciones de referencia del Servicio Meteorológico Nacional para el periodo de 1960 al 2012, las cuales se agruparon de acuerdo a su ubicación en cada una de las cinco Regiones de Precipitación del Noroeste de México delimitadas por Monterroso et al., (2014), estas

regiones fueron determinadas a través del análisis de la distribución de la precipitación en las distintas épocas del año con los diferentes sistemas meteorológicos globales y/o regionales, además del efecto de diferentes factores que influyen en la cantidad de lluvia a nivel local como es el efecto modificador de los sistemas orográficos, así como la energía que pueden ganar los sistemas y que aumente la posibilidad de precipitación. Para cada una de las estaciones meteorológicas, se realizó un análisis estadístico, buscando establecer correlaciones a nivel mensual del valor del SPI con el Índice Oceánico del Niño (ONI) reportado a nivel mensual por el Climate Prediction Center de la NOAA (2013), que indica los valores promedios de la temperatura del agua en la Región 3.4 y que define la fase del Niño-Oscilación del Sur (Lima et al., 2009) esto para las fases positivas o negativas del PDO y de la NAO.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1. Generación de bases de datos y estimación de la sequía a nivel regional.

De las estaciones de referencia que tiene el Servicio Meteorológico Nacional para realizar el reporte de la sequía para América del Norte en conjunto con Canadá y Estados Unidos, se ubicaron aquellas que están en las regiones de precipitación del Noroeste de México, teniéndose 4 para la región de precipitación Noroeste de Baja California, 4 para la de Baja California Seca, 4 para parte sur de Baja California, 28 para la región de Monzón Mexicano en el Golfo de California y 19 para Monzón Mexicano, dando un total de 59 estaciones con información de precipitación media mensual y anual de enero de 1960 a diciembre de 2012. Los datos faltantes y observaciones incongruentes se estimaron con el procedimiento modificado de *Normal-Ratio Method* definido por Paulhus y Kohler (1952). Con los datos completos de precipitación mensual de cada una de las estaciones seleccionadas se estimaron los valores del Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) de acuerdo al procedimiento propuesto por McKee et al., (1993).

A partir de la información reportada por el Climate Prediction Center de la North America Oceanic and Atmospheric Agency (NOAA, 2013) se obtuvo la información del Oceanic Niño Index (ONI), del Pacific Decadal Oscillation (PDO) y del North Atlantic Oscillation (NAO) y se generó la base de datos mensual con estos parámetros del periodo de enero de 1960 a diciembre de 2012.

### 2.2. Estimación de interconexiones de la sequía con los sistemas oceánicos atmosféricos del Índice Oceánico del Niño, de la Oscilación Decadal del Pacífico y de la Oscilación del Atlántico Norte.

Para cada una de las estaciones meteorológicas de las cuatro regiones de precipitación del Noroeste de México, se realizó un análisis estadístico, buscando establecer correlaciones a nivel mensual del valor del SPI, del periodo de enero de 1960 a diciembre de 2012, con el Índice Oceánico del Niño (ONI) esto para las fases positivas o negativas del PDO y de la NAO, teniéndose las siguientes cinco combinaciones: SPI solo con ONI, SPI con ONI-PDO<sup>+</sup>-NAO<sup>+</sup>, ONI-PDO<sup>+</sup>-NAO<sup>-</sup>, ONI-PDO<sup>-</sup>-NAO<sup>+</sup>, ONI-PDO<sup>-</sup>-NAO<sup>-</sup>. En el presente trabajo se reportan las correlaciones para el mes de diciembre y para el mes de julio del valor del SPI y los sistemas oceánicos atmosféricos descritos.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Estaciones de referencia y las interconexiones con el Índice Oceánico del Niño, Oscilación Decadal del Pacífico y Oscilación del Atlántico Norte.

En la figura 1 se muestra el mapa con las estaciones de referencia representativas de las cinco regiones de precipitación del Noroeste de México y en la Tabla 1 la descripción general de las mismas.

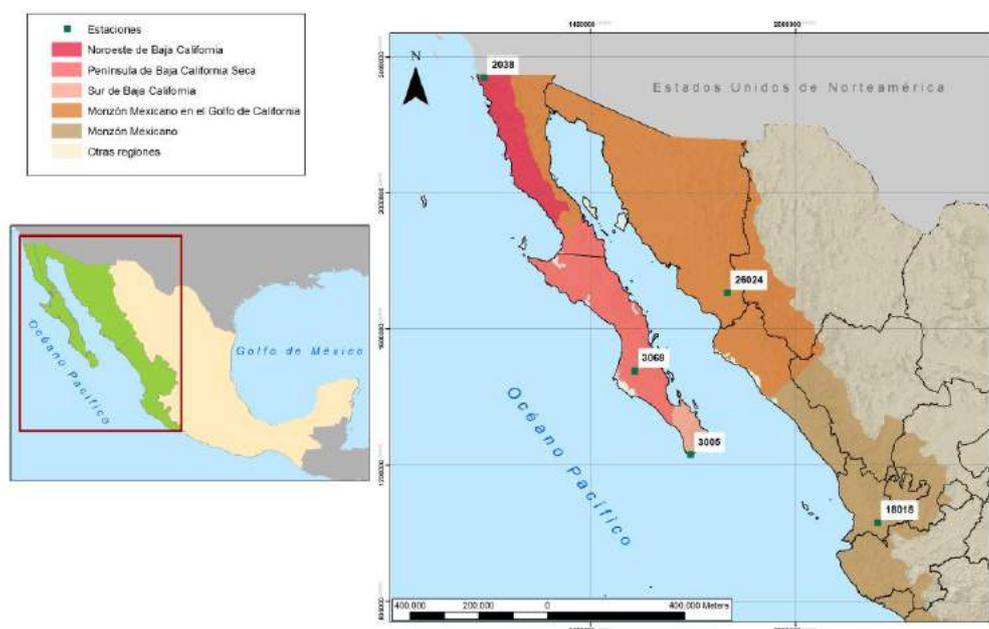


Fig. 1: Distribución de las estaciones meteorológicas de referencia en las regiones de precipitación en el Noroeste de México

Región de precipitación	Estación	Latitud Norte	Longitud Oeste	Altitud msnm	Precip. media anual (mm)
Noroeste de Baja California	2038-Tijuana, BC.	32.45	-116.91	140	244.1
Península de Baja California Seca	3068-Cd. Constitución, BCS	25.03	-111.67	45	166.3
Sur de Baja California	3005-Los Cabos, BCS	22.88	-109.91	45	218.8
Monzón Mexicano en Golfo de California	26024- Presa A. R. Cortines, Son	27.25	-109.06	144	535.1
Monzón Mexicano	18018- El Nayar, Nay.	21.25	-104.52	610	822.6

Tabla 1. ESTACIONES METEOROLÓGICAS DE REFERENCIA POR REGION DE PRECIPITACIÓN

La región de precipitación del Noroeste de Baja California presenta un régimen de lluvias en invierno, concentrándose en el periodo de noviembre a marzo, principalmente y con prácticamente nula precipitación en los meses de junio, julio y agosto. La Península de Baja California Seca, presenta precipitaciones en la mitad fría del año, aunque la mayor proporción

de la misma se concentra en los meses de agosto y septiembre. En el Sur de Baja California, el régimen de precipitaciones se asocia principalmente con perturbaciones tropicales que van desde depresiones, tormentas y huracanes, que se presentan principalmente en agosto, septiembre y octubre. El Monzón Mexicano en el Golfo de California, tiene régimen de lluvias en verano y los meses con las precipitaciones mayores son julio, agosto y septiembre. La región de Monzón Mexicano tiene régimen de lluvias en verano y los meses con mayores precipitaciones son al igual que la anterior en julio, agosto y septiembre.

En la Tabla 2 se presentan los modelos de regresión lineal simple entre el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) y el Índice Oceánico del Niño (ONI) para el mes de enero en cada una de las estaciones meteorológicas de las cinco regiones de precipitación del Noroeste de México. La primera interacción evaluada con el SPI es para el periodo de 1960 al 2012 en donde se incluye solamente los valores del ONI. La segunda interacción que se evaluó para el SPI es la del ONI para los años en que se presenta una fase negativa del PDO, tanto para fase negativa como positiva de NAO. La tercera interacción evaluada del SPI es la del ONI para fase positiva del PDO tanto para fase negativa como positiva de NAO.

Para la estación de la región del Noroeste de Baja California se incrementa considerablemente el coeficiente de regresión ( $R^2$ ) en la condición de fase negativa del PDO tanto para NAO en fase negativa como positiva. Lo mismo se presenta en la región de Monzón Mexicano en donde también se incrementa el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) en la fase negativa de PDO asociada a NAO fase negativa. Para las otras regiones de precipitación es menos notorio el efecto del ONI con el SPI particularmente con alguna fase del PDO o del NAO.

Estación	SPI - ONI solamente		SPI - ONI							
	Modelo	$R^2$	PDO <sup>-</sup>				PDO <sup>+</sup>			
			NAO <sup>-</sup>		NAO <sup>+</sup>		NAO <sup>-</sup>		NAO <sup>+</sup>	
			Modelo	$R^2$	Modelo	$R^2$	Modelo	$R^2$	Modelo	$R^2$
2038	SPI=0.007+ 0.342(ONI)	0.14	SPI=-0.234 + 0.704(ONI)	0.36	SPI=0.503+ 0.474(ONI)	0.31	SPI=0.107+ 0.019(ONI)	0.00	SPI=-0.022+ 0.506(ONI)	0.19
3068	SPI= -0.429 + 0.008(ONI)	0.00	SPI=-0.589 + 0.119(ONI)	0.01	SPI=-0.475 + 0.056(ONI)	0.00	SPI=-0.146 - 0.387(ONI)	0.07	SPI=-0.651 + 0.193(ONI)	0.01
3005	SPI= -0.012 + 0.157(ONI)	0.01	SPI=-1.027 + 0.179(ONI)	0.02	SPI=-1.046 +0.335(ONI)	0.06	SPI=- 0.103 - 0.549(ONI)	0.09	SPI=-0.651 + 0.313(ONI)	0.04
26024	SPI= -0.240 + 0.250(ONI)	0.04	SPI=-0.656 + 0.520(ONI)	0.17	SPI=-0.049+ 0.3726(ONI)	0.09	SPI=0.277- 0.376(ONI)	0.08	SPI=-0.220 + 0.5074(ONI)	0.14
18018	SPI=-0.382 + 0.423(ONI)	0.10	SPI=-0.342 + 0.910(ONI)	0.39	SPI=-0.5480 +0.428(ONI)	0.13	SPI=-0.043 - 0.056(ONI)	0.00	SPI=-0.299+ 0.103(ONI)	0.00

Dónde: SPI= Índice de precipitación estandarizado; ONI= Índice Oceánico del Niño; PDO<sup>-</sup>= Oscilación Decadal del Pacífico fase negativa; PDO<sup>+</sup>= Oscilación Decadal del Pacífico fase positiva; NAO<sup>-</sup>= Oscilación del Atlántico Norte fase negativa; NAO<sup>+</sup>= Oscilación del Atlántico Norte fase positiva

Tabla 2. INTERACCIONES PARA EL MES DE ENERO ENTRE EL ÍNDICE DE PRECIPITACIÓN ESTANDARIZADO Y EL ÍNDICE OCEÁNICO DEL NIÑO SOLO Y EN CONJUNTO CON LAS FASES DE LA OSCILACIÓN DECADAL DEL PACÍFICO Y LA DEL ATLÁNTICO NORTE.

En la Tabla 3 se presentan los modelos de regresión lineal simple entre el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) y el Índice Oceánico del Niño (ONI) para el mes de julio en cada una de las estaciones meteorológicas de las cinco regiones de precipitación del Noroeste de México. Al igual que en la Tabla 2, las interacciones evaluadas son las mismas entre el SPI para el periodo de 1960 al 2012. Para la estación de la región del Noroeste de Baja California se incrementa considerablemente el coeficiente de regresión ( $R^2$ ) en la condición de fase negativa del PDO tanto para NAO en fase negativa como positiva. Lo mismo se presenta en la región de Monzón Mexicano en donde también se incrementa el coeficiente de regresión ( $R^2$ ) en la fase negativa de PDO asociada a NAO fase negativa. Para las otras regiones de precipitación es menos notorio el efecto del ONI con el SPI particularmente con alguna fase del PDO o del NAO.

Las correlaciones encontradas entre el SPI y el ONI son muy bajas y a pesar de que se incrementa en la región Noroeste de Baja California, para PDO fase negativa y NAO fase positiva y PDO fase positiva y NAO fase negativa, carece de sentido ya que la precipitación de este mes en dicha región es casi nula. Las correlaciones para el SPI y los valores del ONI en las regiones Península de Baja California Seca y la de Sur de Baja California, fueron de cero, por lo que no se tiene modelo.

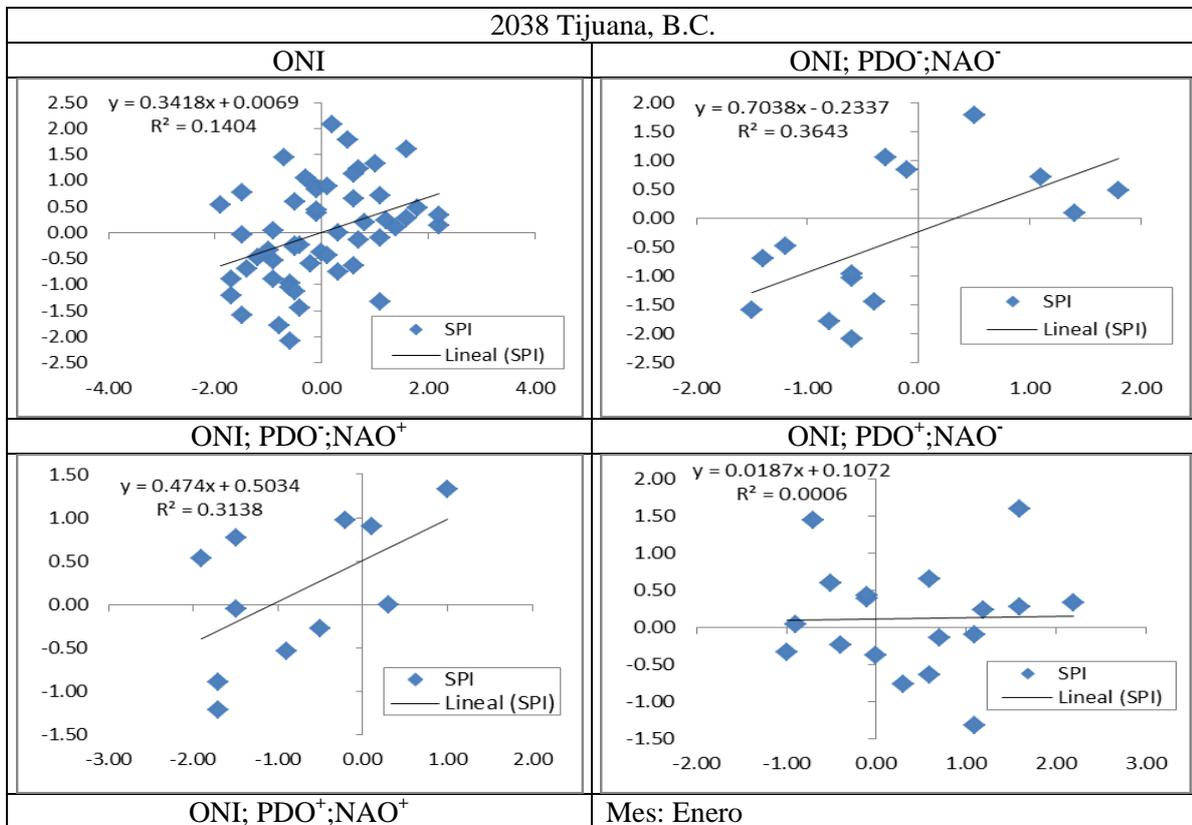
En la región de Monzón Mexicano en Golfo de California, el coeficiente de correlación es muy bajo, sin embargo para la región de Monzón Mexicano, el coeficiente de correlación se incrementa considerablemente para la condición de PDO fase positiva y la NAO fase negativa. Esta última región es la que presenta precipitaciones mayores en el mes de julio.

Estación	SPI - ONI solamente		SPI - ONI							
	Modelo	$R^2$	PDO <sup>-</sup>				PDO <sup>+</sup>			
			NAO <sup>-</sup>		NAO <sup>+</sup>		NAO <sup>-</sup>		NAO <sup>+</sup>	
		Modelo	$R^2$	Modelo	$R^2$	Modelo	$R^2$	Modelo	$R^2$	
2038	SPI=-0.827 + 0.404(ONI)	0.03	SPI=-0.988 - 0.845(ONI)	0.10	SPI= -1.026 + 1.408(ONI)	0.55	SPI=1.4986 (ONI) - 0.181	0.31	SPI=-0.851 - 0.17(ONI)	0.00
3068	SPI=-1.785 - 0.301(ONI)	0.07	SPI=-1.238 - 0.702(ONI)	0.05	N/A	--	N/A	--	N/A	--
3005	SPI=-1.872 + 0.164(ONI)	0.01	SPI=-1.889 - 0.423(ONI)	0.05	N/A	--	N/A	--	SPI=-1.921 + 0.850(ONI)	0.14
26024	SPI=-0.233 - 0.257(ONI)	0.02	SPI=0.036 - 0.374(ONI)	0.02	SPI= - 0.325 - 0.131(ONI)	0.01	SPI=-0.963 + 0.591(ONI)	0.06	SPI=0.113- 0.838(ONI)	0.13
18018	SPI=0.013 - 0.347(ONI)	0.05	SPI=0.016 - 0.340(ONI)	0.05	SPI=0.105 - 0.328(ONI)	0.06	SPI=0.134 - 1.147(ONI)	0.46	SPI=- 0.261 + 0.18(ONI)	0.01

Dónde: SPI= Índice de precipitación estandarizado; ONI= Índice Oceánico del Niño; PDO<sup>-</sup>= Oscilación Decadal del Pacifico fase negativa; PDO<sup>+</sup>= Oscilación Decadal del Pacifico fase positiva; NAO<sup>-</sup>= Oscilación del Atlántico Norte fase negativa; NAO<sup>+</sup>= Oscilación del Atlántico Norte fase positiva; NA= No se estimó.

Tabla 3. INTERACCIONES PARA EL MES DE JULIO ENTRE EL ÍNDICE DE PRECIPITACIÓN ESTANDARIZADO Y EL ÍNDICE OCEÁNICO DEL NIÑO SOLO Y EN CONJUNCIÓN CON LAS FASES DE LA OSCILACIÓN DECADAL DEL PACIFICO Y LA DEL ATLÁNTICO NORTE.

En la figura 2 se presenta para el mes de enero de la región Noroeste de Baja California, siendo uno de los meses más lluviosos de esta región, la asociación de los valores del SPI con los del ONI. En el eje vertical se presentan los valores del SPI y en el horizontal los valores del ONI, en el caso de los valores del SPI, como se indicó anteriormente, los valores negativos indican que la precipitación del mes de ese año en particular fue menor que la normal y si el valor es menor de -0.5, se define como sequía, la cual se incrementa conforme este valor del SPI disminuye. En cambio para valores de SPI positivos representan que la precipitación del mes de ese año en particular fue mayor que la normal y si el valor es mayor de 0.5 se define como húmedo, lo cual aumenta al aumentar el valor del SPI. Los valores del ONI menores a -0.5 indican que se tiene la presencia de La Niña y para valores mayores a 0.5, la condición es de Niño y conforme aumenta este valor indica mayor severidad de este fenómeno. En la primera gráfica de la figura 2, se incluyen todos los valores del ONI para el periodo de 1960 al 2012, como ya se señaló para el mes de enero de la región de precipitación Noroeste de Baja California y a pesar de que el coeficiente de regresión es bajo se tiene una tendencia definida de que al incrementarse el valor del ONI, el valor del SPI aumenta lo que implica mayor precipitación cuando se tiene presencia de Niño. Como ya se señaló en el análisis de la Tabla 2, el SPI presenta mayor correlación positiva con el ONI cuando la PDO está en fase negativa y para fases indistintas de la NAO. En cambio cuando la PDO se encuentra en fase positiva, y la NAO en fase negativa no se aprecia tendencia en la variación del SPI asociado con la variación del ONI, sin embargo para esta misma fase de PDO pero con NAO en fase positiva, la relación entre el SPI y el ONI es positiva.



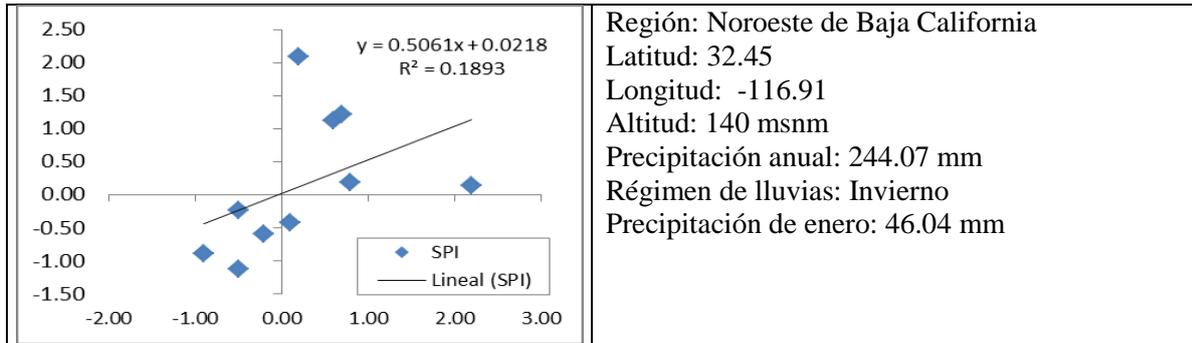
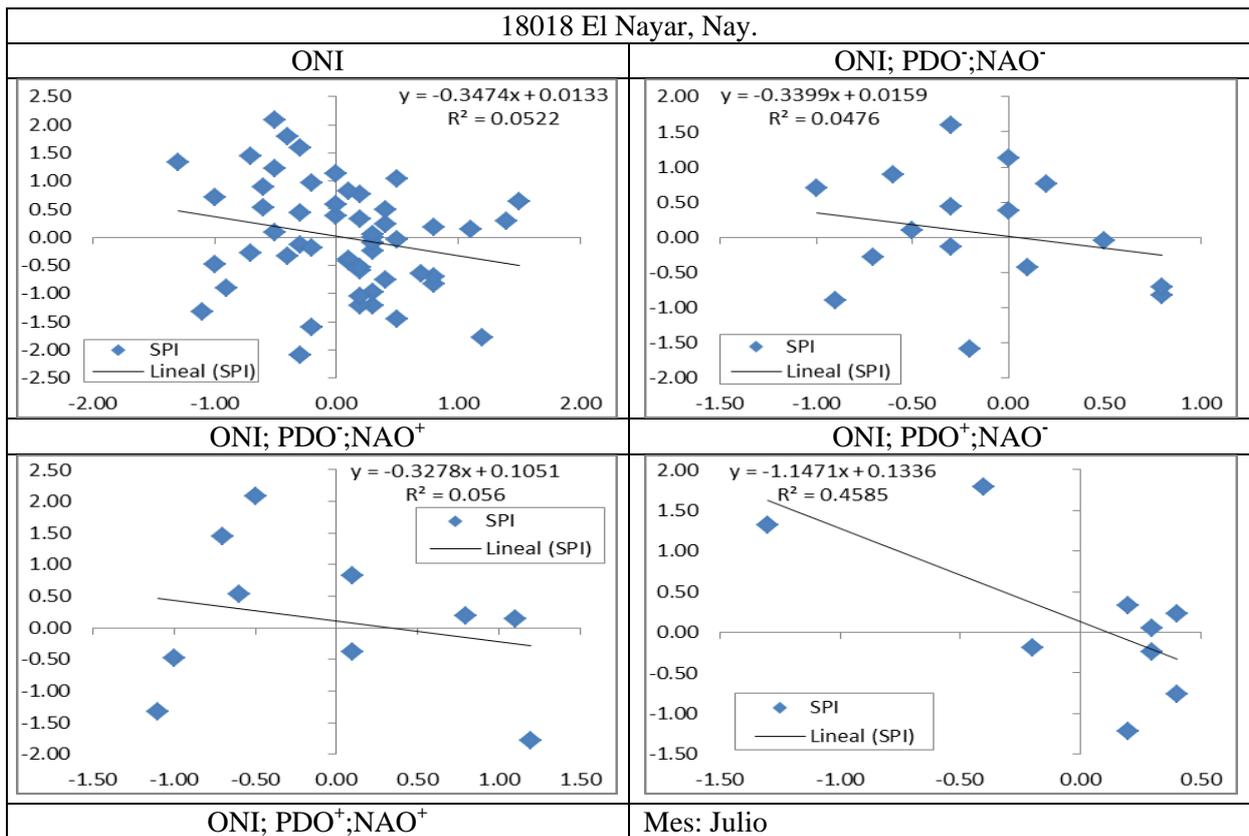


Fig. 2: Representación gráfica de las interacciones para el mes de enero en la Región de Precipitación Noroeste de Baja California entre el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) y el Índice Oceánico del Niño de manera individual y en asociación con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO)

En la figura 3 se presenta para el mes de julio de la región Monzón Mexicano la asociación de los valores del SPI con los del ONI, este mes es el más lluvioso de esta región de precipitación. Al contrario de lo que se evidenció para el mes de enero en la región Noroeste de Baja California, no hay una tendencia clara entre la interacción del SPI con el ONI, aunque es ligeramente negativa, esto es que al aumentar el valor del ONI el valor del SPI disminuye, lo que se interpreta que en años de Niño severos, la precipitación de este mes en esta región puede disminuir. Esta ligera tendencia se sigue manifestando cuando se analizan las condiciones de ONI con PDO fase negativa y con NAO en fase indistinta y para la PDO fase positiva y NAO fase negativa.



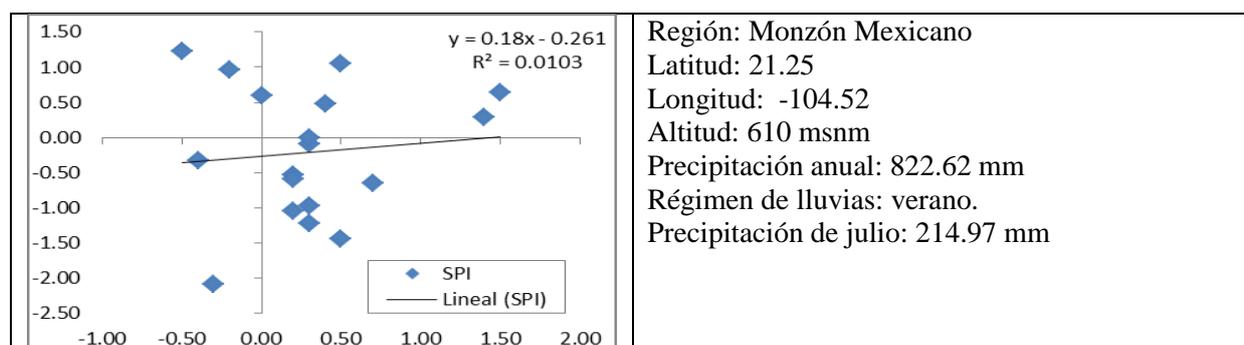


Fig. 3: Representación gráfica de las interacciones para el mes de julio en la Región de Precipitación Monzón Mexicano entre el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) y el Índice Oceánico del Niño de manera individual y en asociación con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO)

#### 4. CONCLUSIONES

No se encontraron interacciones estadísticamente significativa entre el Índice de Precipitación Estandarizada (SPI) y los valores del Índice Oceánico del Niño (ONI) en las diferentes regiones de precipitación del Noroeste de México, aunque para la mayoría de las regiones en los meses de invierno se observa una tendencia de mayores precipitaciones cuando se intensifica la presencia del Niño, en cambio para los meses de verano, la precipitación tiene tendencia de disminución cuando el Niño se presenta intenso. Para los meses de invierno, los valores de correlación entre el SPI y el ONI se incrementan cuando se incluye el efecto de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) en fase negativa y con fase indistinta de la Oscilación del Atlántico Norte aunque se reduce sustancialmente el número de datos. Para los meses de verano se presenta un incremento en la correlación del SPI con el ONI en algunas regiones de precipitación cuando el PDO esté en fase positiva y la NAO en fase negativa.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma Chapingo, particularmente al Centro de Investigación de Recursos Naturales y Medio Ambiente por el apoyo financiero y logístico para la realización del Proyecto “Estimación de la severidad de la sequía temporal en diferentes regiones de México mediante el Índice Estandarizado de Precipitación”, del cual forma parte este trabajo.

#### 6. BIBLIOGRAFÍA

- Ahrens, C. D. 2009. *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. 9<sup>th</sup> ed. Brooks Cole. Pacific Grove, CA: USA.
- Climate Prediction Center. 2013. Consultado en línea en: [www.noaa.gov](http://www.noaa.gov)
- Hayes, M., M. Svoboda, N. C. Wall, and M. Widhalm. 2001. The Lincoln Declaration on Drought Indices: Universal Meteorological Drought Index Recommended, Reprints, International Workshop on Indices and early Warning Systems for drought. Lincoln, Nebraska December 8-11. American Meteorological Society 485-488
- McKee, T. B, N. J. Doeskin, and J. Kleist, 1993. The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales. Proc. 8<sup>th</sup> Conf. on Applied Climatology, January 17-22, 1993, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, pp. 179-184.

- Lima, C., V. Lall, T. Jebara, A.G. Barnston. 2009. Statistical prediction of ENSO from subsurface sea temperature using a nonlinear dimensionally reduction. *Journal of Climate* 22: 4501-4519.
- Mantua, N. J. , S.R. Hare, Y.Z. Zhang, J.M. Wallace and R.C. Francis. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78: 1069-1079.
- Monterroso, A.I., Gómez, J.D y L.M. Lechuga. 2014. Delimitación de regiones de influencia de precipitación para México. Preliminar presentado en el 9° Congreso Internacional de la Asociación Española de Climatología (AEC). Almería, España.
- Newman, M., Compo, G. P. & Alexander, M. A., 2003. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. *J. Climate*. 16: 3853-3857.
- Paulhus, J.L.H., and M.A. Kohler, 1952. Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather review*, 80: 129-133.
- Pavia, E. G., Graef, F. & Reyes, J., 2006. PDO- ENSO Effects in the Climate in Mexico. *Journal of Climate*. 19: 6433-6438.
- Piechota, T. C. & Dracup, J. A., 1996. Drought and regional hydrologic variation in the United States: association with the El Niño-Southern Oscillation. *Water Resources Research*. 32: 1359-1373.
- Rhee, J., and G.J. Carbone. 2011. Estimating Drought Conditions for Regions with Limited Precipitation Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50: 548-559.

## EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN EN VERACRUZ: IMPACTOS Y EFECTOS MEDIOAMBIENTALES.

Carolina Andrea OCHOA-MARTÍNEZ<sup>1</sup>, Ana Cecilia CONDE-ÁLVAREZ<sup>2</sup>, Carlos Manuel WELSH-RODRÍGUEZ<sup>1</sup>, Marco Aurelio MORALES-MARTÍNEZ<sup>1</sup>, Mary HAYDEN<sup>3</sup> y María Esther NAVA-BRINGAS<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad Veracruzana, México*

<sup>2</sup> *Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, México.*

<sup>3</sup> *Centro Nacional de Investigación Atmosférica, Estados Unidos de Norteamérica.*

caochoa@uv.mx, acconde@yahoo.com, cwelsh@uv.mx, marcmorales@uv.mx, mhayden@ucar.edu, ttbringas@gmail.com

### RESUMEN

En el estado de Veracruz (México) se han asociado las inundaciones de 1999, 2005 y 2010 a eventos extremos de precipitación; sin embargo, aún es necesario discernir si se trata de precipitación extrema o se trata de un cambio estructural (p. ejem. la concentración diaria de la precipitación) y discriminar la posible relación directa con los efectos de la inundación. El presente trabajo realizó un análisis preliminar para conocer la estructura temporal de la precipitación, utilizando estaciones meteorológicas en Veracruz para el período 1961-2010, para las que se estudiaron cambios en el índice de concentración, pues el efecto de los eventos extremos de precipitación debe ser analizado desde una perspectiva donde sean incluidos factores sociales y ambientales.

**Palabras clave:** Evento extremo, precipitación, concentración, Veracruz.

### ABSTRACT

In Veracruz state (Mexico) floods in 1999, 2005 and 2010 have been associated to extreme rainfall events; however, It is necessary found the if is related to structural changes ( for instance daily precipitation concentration index) or extreme precipitation, and discriminate the possible direct connection with the effects of flooding. An analysis of the weather stations was made in Veracruz (1961-2010), for which changes were studied in the concentration index. This information was compared with data for damage to assess whether there has been an increase in the concentration of precipitation or an increase in extreme precipitation events such as the floods in Veracruz

**Key words:** Extreme event, rainfall, concentration, Veracruz

## 1. INTRODUCCIÓN

De acuerdo al V Reporte del Panel Intergubernamental de Cambio Climático AR5 (IPCC, 2013), el calentamiento del sistema climático es inequívoco, fenómeno que se observa tanto en los incrementos de los promedios globales de temperatura del aire y de los océanos, como en la disminución de nieve y en la elevación del nivel del mar. La influencia humana en el sistema climático también es clara, siendo principalmente evidente por el forzamiento radiativo positivo que suponen el aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera, (IPCC,2013).

Por otra parte en su reporte especial *Gestión de los riesgos de Eventos Extremos y Desastres para promover la adaptación al Cambio Climático* el IPCC menciona que existe evidencia suficiente de que las observaciones que se reunieron desde 1950 muestran cambios en algunos extremos, aunque la confiabilidad en los cambios observados en los extremos depende de la calidad y la cantidad de datos y pueden variar entre las distintas regiones y diferentes extremos. También menciona que existen tendencias estadísticamente significativas en el número de eventos de fuertes precipitaciones en algunas regiones (IPCC, 2012). Es por ello que ante el cambio climático global la humanidad tiene dos grandes retos: revertir las tendencias mediante la mitigación y reducir la vulnerabilidad ante los eventos extremos asociados por medio de la adaptación y prevención ante contingencias ambientales.

En México los eventos extremos han tenido un importante incremento en los últimos años. De acuerdo a las estadísticas en los últimos 20 años se presentaron 52 fenómenos naturales registrados; de estos, el 40% han ocurrido en los últimos seis años. Si se contabiliza solo a los eventos extremos, se tiene que de 28 fenómenos extremos en 20 años, el 46 % de ellos sucedieron en los últimos cinco (Zuñiga, 2007). Para el caso específico de Veracruz la incidencia de huracanes y tormentas tropicales ha aumentado su frecuencia en los últimos años: en 2000 fue el huracán *Keith* con categoría 4; en 2005 fue *Emily* con categoría 4, y *Stan* con categoría 1 a tan sólo dos meses del paso de Emily; en 2007 fue *Dean* con categoría 5 y *Lorenzo* con categoría 1; en 2008 se presentó la tormenta tropical *Marco*; mientras que en el 2010 se sufrió la presencia del huracán *Karl* con categoría 3 e, inmediatamente después, la tormenta tropical *Matthew*.

La precipitación ha sido motivo de estudio por diversos autores. Por ejemplo, Cavazos et. al., (2004) analizaron la variabilidad de los extremos de precipitación en Tijuana (México) durante el período 1950-2000; donde se menciona que la variabilidad de la precipitación está relacionada con El Niño – Oscilación del Sur (ENSO), lo que explica el 30% de las precipitaciones y el 36 % de la varianza de la precipitación extrema. Los autores encontraron que la precipitación interanual muestra un cambio grande con un periodo relativamente seco y una menor variabilidad (1950-1976) seguido por un periodo relativamente húmedo y mayor variabilidad durante la segunda parte del periodo.

El presente trabajo muestra el resultado de un análisis de 21 estaciones meteorológicas de Veracruz (más adelante se discuten los criterios de selección), para el caso específico de la precipitación para el período 1961-2010. Se puntualizan los años 1999, 2005 y 2010 pues han sido particularmente severos en inundaciones. Es importante mencionar que este trabajo forma parte del proyecto *Vulnerabilidad y Capacidad Adaptativa de los productores de Café en la región central de*

*Veracruz, México ante los desastres hidrometeorológicos*, que fue aprobado por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), de la Universidad Nacional Autónoma de México para el período 2012-2014.

### 1.1. Zona de estudio y clima: Veracruz

Veracruz es una angosta franja de tierra ligeramente curvada cuya extensión abarca desde el Noreste al Sureste del País, sobre la costa del Golfo de México, colindando al Norte con Tamaulipas, al este con Tabasco y Chiapas, al Sur con Chiapas y Oaxaca y al Oeste con Hidalgo, Puebla y San Luis Potosí. Representa el 3.7% de la superficie total de México, con una superficie de 71, 820.4 Km<sup>2</sup>, y una franja costera de 684 Km. Por último, el estado ocupa el tercer lugar a nivel nacional respecto al tamaño de su población (INEGI, 2012).

El escenario climático del estado de Veracruz es extraordinariamente diverso. Las condiciones climáticas para el estado de Veracruz van desde el cálido húmedo en el sur hasta el cálido semi-seco en el norte y centro del estado, pasando por las condiciones templadas y frías de la montaña. El mar, tan cercano a cualquier parte del estado, beneficia con su efecto regulador de la temperatura y aporta suficiente humedad y precipitación. El mar del Golfo de México propicia a veces condiciones ideales para el desarrollo de las múltiples actividades de los veracruzanos pero, en otras, al ser una gran fuente de recarga de humedad del aire, puede suponer un importante factor de riesgo para la ocurrencia de precipitaciones. Es decir, que el estado de Veracruz presenta características climáticas tan interesantes como complejas (Ruiz et. al., 2010).

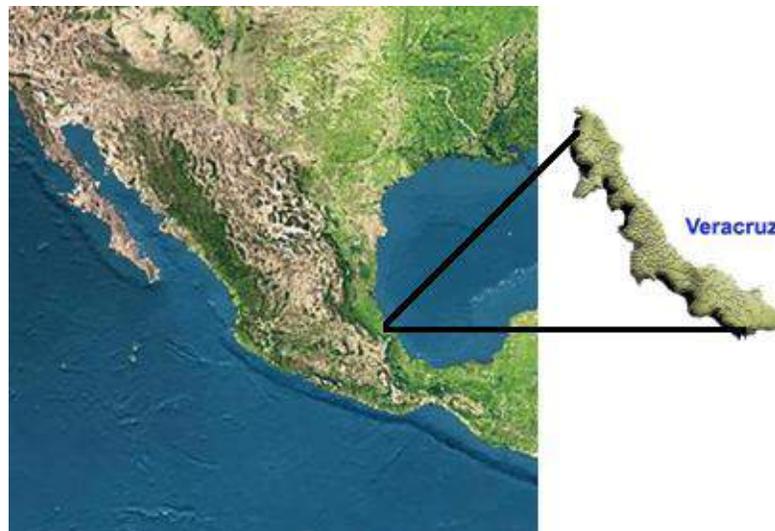


Figura 1.- Ubicación geográfica del Estado de Veracruz. Fuente: PVCC, 2008.

Casi todo el estado de Veracruz es entre lluvioso y muy lluvioso: las lluvias se originan principalmente por la llegada de las masas de aire húmedo tropical y su interacción con la orografía. Los máximos de precipitación se ubican sobre las sierras, ligeramente desplazados al NE (barlovento), y los mínimos a sotavento. Sobre la llanura costera los valores son intermedios. En

todos los casos los máximos de precipitación corresponden a sistemas montañosos, lo mismo en la Sierra de Teziutlán que en el Pico de Orizaba y la Sierra de los Tuxtlas (Ruiz et. al., 2010).

El mes más lluvioso no es el mismo para todo el estado. Septiembre lo es para el norte y el sur, donde preferentemente llegan las tormentas tropicales y las ondas del este. Para el centro del estado es julio, mes previo a la sequía intraestival o canícula que, al igual que en otras partes del país, ocurre en agosto (Mosiño, 1974 en Ruiz et. al., 2010). El periodo menos lluvioso es el invierno (diciembre, enero o febrero) en las zonas montañosas, y la primavera (marzo a mayo) en la llanura costera (Ruiz Barradas et. al., 2010).

## 1.2 Impactos de los extremos de precipitación

El estado actual del conocimiento sobre la relación entre las distintas dimensiones sociales del cambio climático y sus efectos aún no es suficiente para ofrecer un panorama del problema y sus posibles soluciones de manera integral (Oswald, 2011). Hasta ahora las estadísticas acerca de los eventos hidro-meteorológicos extremos reportan sólo datos globales acerca del número de muertos, las regiones afectadas y los daños materiales, con lo cual se soslaya el entendimiento de las vulnerabilidades sociales particulares. Un desastre es un proceso social donde un evento natural, tecnológico o antropogénico extremo se agudiza y se altera el funcionamiento normal en una comunidad junto con sus actividades productivas y sociales (Oswald, 2011).

Veracruz por su geografía y climatología recibe impactos meteorológicos que ocasionan diversos efectos en el sector social y económico:

Los años 1999, 2005 y 2010 han sido particularmente severos en inundaciones. En octubre 1999 una depresión tropical, asociada al paso de un frente polar, produjo 200 mil damnificados, 12 mil viviendas averiadas, 20 cortes carreteros, y dejó 200 muertos. En 2005 afectaron al estado cuatro tormentas tropicales, con 1.5 millones de damnificados, 130 mil viviendas dañadas y 170 cortes carreteros, pero no ocurrieron pérdidas de vidas humanas. La diferencia en decesos se debió a que en 2005 ya había un incipiente sistema de alerta meteorológica. No obstante, salvo esfuerzos aislados, el estudio y la formación sistemática de bases de datos sobre inundaciones no se han arraigado en el estado y por tanto las acciones siguen siendo empíricas y poco sustentadas en información (Tejeda, 2011). Veinte tramos carreteros y puentes se fracturaron en 1999 y 170 en 2005. Es decir, aproximadamente la relación de daños es de uno a diez. Los municipios afectados por la depresión tropical de 1999 fueron 83, y Stan alcanzó a 170 (Tejeda, 2006).

En lo concerniente a los efectos sobre la agricultura, a pocos días de haber ocurrido la contingencia meteorológica, la Confederación Nacional Campesina (CNC) hizo un primer balance y anunció que la extensión de las afectaciones se podían estimar en unas 200 mil hectáreas, con efectos desastrosos: “se perdió más del 50 por ciento de la producción de café, plátano, papaya, mango y otros productos en Chiapas, Oaxaca, Veracruz, Yucatán y Quintana Roo” dijo su dirigente nacional. Tan sólo en el estado de Veracruz, los primeros cálculos hechos por el titular de la Secretaría de Agricultura Federal (Notimex, 2005), indicaban que Stan había dañado más de 50 mil hectáreas de cultivos de plátano y unas 60 mil hectáreas de maíz, caña, frijol y pastizales (Gutiérrez et. al., 2006).

El año 2010 superó en varios aspectos a los precedentes de 1999 y 2005. Por ejemplo, la ciudad de Tlacotalpan (18.62°N, 95.66°W y 10 m sobre el nivel del mar) -en la ribera del río Papaloapan y considerada patrimonio cultural de la humanidad por su arquitectura tradicional del siglo XIX-

estuvo anegada en dos ocasiones: la primera del 28 de agosto al 21 de septiembre y la segunda del 28 de septiembre al 4 de octubre, respectivamente con 2.70 y cuatro metros sobre el nivel medio del río. Dos huracanes, Karl (17 y 18 de septiembre) y Mathew (25 y 26 del mismo mes), causaron inundaciones en diversos puntos del estado, pérdidas de cinco mil millones de dólares –el presupuesto del gobierno del estado es de aproximadamente 7 mil millones de dólares anuales- y 20 muertos, pero en todo el estado y para la temporada de lluvias 2010 se acumularon 130 decesos. En resumen, el crecimiento demográfico –el estado pasó de 6.3 millones de habitantes en 1990 a 7.6 millones en 2010-, los asentamientos humanos en zonas inundables y la carencia de una política efectiva en materia de prevención de desastres -que privilegia la atención de emergencias sobre la prevención-, hacen de este territorio un laboratorio involuntario de riesgos, potenciados por el desconocimiento de los patrones de circulación atmosférica a meso- y gran escala (Tejeda, 2011).

## 2. DATOS Y MÉTODOS

### 2.1 Índice de concentración de la precipitación

El conocimiento de la estructura diaria de las variables climáticas contribuye también al avance del conocimiento de las posibles variaciones y tendencias, que no solo han de afectar a los valores medios, mensuales o anuales. Aunque es evidente que existen mayores precipitaciones pequeñas de gran cuantía, tantas menos cuanto mayor sea el valor recogido por el pluviómetro, así pues determinar el mayor o menor porcentaje de unas y otras nos lleva a una primera aproximación de la estructura temporal de la precipitación.

La distribución de frecuencias e intensidad de precipitación diaria tiene diversos métodos de ajuste, se utiliza el método desarrollado por Martin-Vide (2004), denominado índice de concentración diaria de la precipitación (IC). Este tiene su base en el coeficiente de GINI (índice de GINI) donde el área entre la línea de perfecta igualdad y la curva de Lorenz es a, y el área por debajo de la curva de Lorenz es b, entonces el coeficiente de Gini es  $a/(a+b)$ . Esta proporción se expresa como porcentaje o como equivalente numérico de ese porcentaje, que es siempre un número entre 0 y 1.

Se aplican intervalos de precipitación diaria en clases de 1 mm, comenzando por la [0.1-0.9], en orden creciente, [1.0-1.9], [2.0-2.9], etc. La distribución de frecuencias debe tener una forma exponencial negativa. Así, la separación o distancia relativa a la recta de igualdad muestra una mayor concentración diaria, es decir mientras más próximo sea el valor a 1 se puede establecer con certeza una concentración temporal mayor.

Probablemente la problemática del método de Martin-Vide es la calidad, consistencia y disponibilidad de datos en forma de series temporales con datos diarios. Así, se realizaron pruebas de consistencia de datos con series incompletas o datos faltantes, de donde se observó que existe una relación muy sensible a los datos, que puede llevar a valores NULOS (IC > 0.95).

El Servicio Meteorológico Nacional Mexicano cuenta con 360 estaciones meteorológicas para el estado de Veracruz para el período 1922-2010, de las cuales se encuentran operando 193. Para este estudio se realizaron tres análisis para determinar la calidad de los datos, la ubicación en función de la influencia de la estación y finalmente que la serie temporal fuera consistente con la hipótesis de sensibilidad previa; es importante destacar que para el caso de la precipitación de las 193 estaciones

en funcionamiento solo el 34% cuenta con cuentan con más de 25 años de registros diarios, de éste se tomaron aquellas estaciones que contaban con la mayor cantidad de datos, es decir, con menos de cinco años faltantes y que contaran con los años 1999,2005 y 2010, obteniendo un total de 21 estaciones para el período 1961-2010, distribuidas en un gradiente altitudinal que va de los 0 a los 3000 m.s.n.m. La figura 2 muestra la ubicación geográfica de las estaciones meteorológicas seleccionadas para el estudio.

## 2.2 Clasificación altitudinal

Se realizó una clasificación de las 21 estaciones resultantes del análisis de calidad antes descrito que fueron divididas en estratos altitudinales en cinco categorías: de 0 a 100 m.s.n.m.; 101 a 500 m.s.n.m.; 1001 a 1500 m.s.n.m.; de 1501 a 2000 m.s.n.m. y de 2001 a 3000 m.s.n.m., figura 2, es importante señalar que no se considera el estrato altitudinal de 500 a 1000 m.s.n.m. pues no se cuenta con estaciones para su análisis. A continuación se muestra un análisis climático preliminar (tabla 1).

Localidad	Altitud (m.s.n.m.)	Temperatura media anual (°C)	Precipitación total anual (mm)	Precipitación mayo-octubre (%)
Cosamaloapan	8	30.3	1647.3	86.9
El Tejar	10	30.4	1791.4	90.9
Azueta	14	32.4	1641.7	84.1
Ángel R. Cabada	19	30.8	2502.7	76.77
Isla	20	30.7	1312.8	78.5
Las perlas	22	31	255.3	78.4
Cardel	28	30.5	1248.4	92.2
Cd. Aleman	29	31.4	1226.5	92.1
El Remolino	35	29	1333.5	68.7
Puente Jula	45	31.6	1769.4	90.8
Santa Rosa	48	31.7	1006.4	92.1
Poza Rica	50	30.9	1186.8	74.2
Loma Fina	50	30.7	966	91.6
El Espinal	111	29.8	1526.6	69.5
Actopan	250	24.8	863.3	88.5
Ixhuatlan	306	26.7	1885.7	82.2
Rinconada	313	29.8	890.5	89.8
Coyame	335	28.5	4361	64.9
Naolinco	1470	22.6	1628.4	81.7
Jalacingo	1944	20.7	1711.3	77.8
Perote	2938	15.5	852.2	70

Tabla 1.- COMPARATIVO DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN PARA LA ESTACIONES SELECCIONADAS

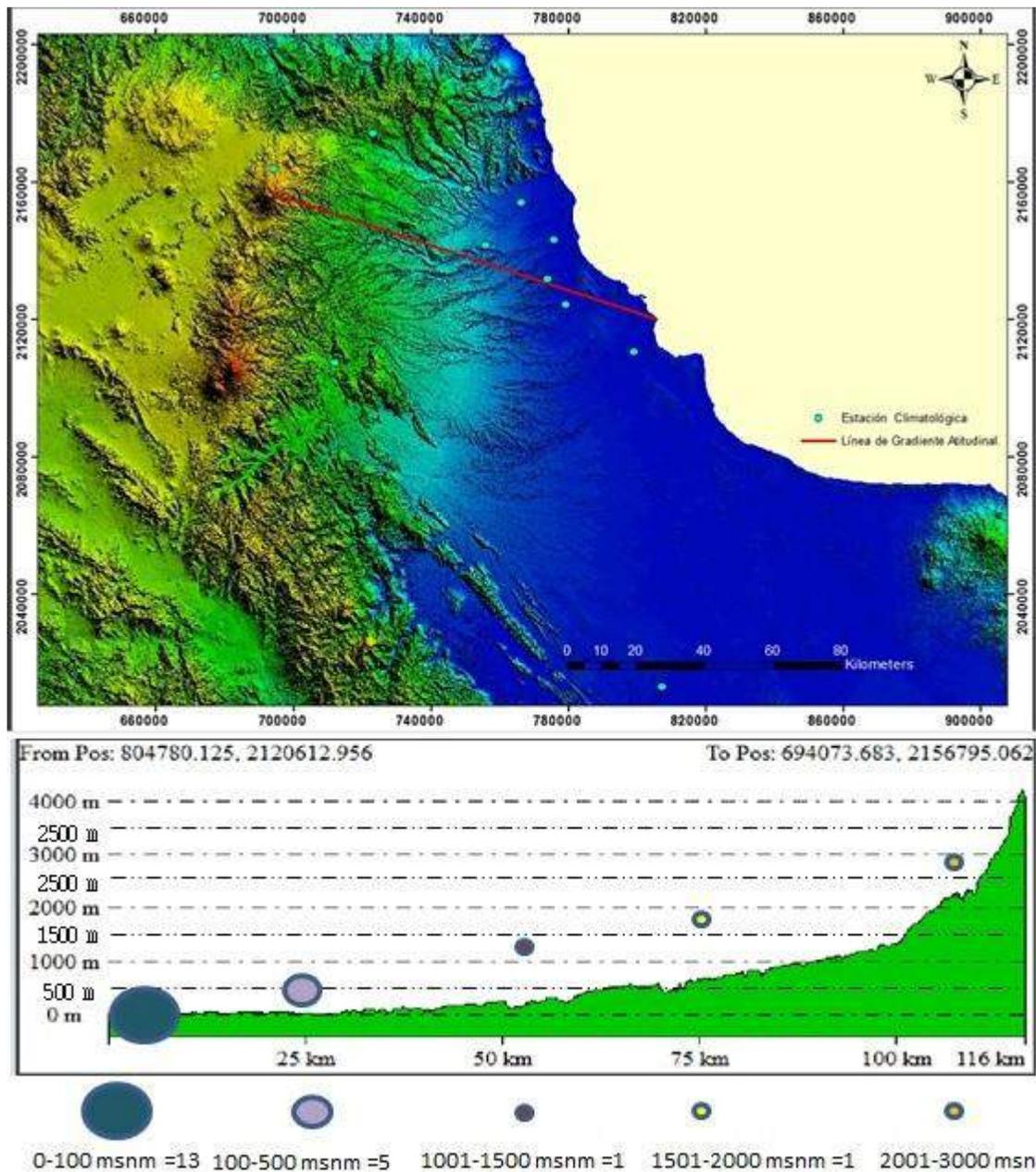


Figura 2. Ubicación geográfica de las estaciones seleccionadas. En color amarillo se muestra el Golfo de México. Elaboró: Grupo de Microzonificación Sísmica del Centro de Ciencias de la Tierra.

### 3. RESULTADOS

Se calculó el IC de precipitación para los periodos 1961-1970; 1971-1980; 1981-1990; 1991-2000; 2001-2010, de forma que, dada la climatología de Veracruz, se pudiera saber el comportamiento de la precipitación diaria en la vertiente oriental del Golfo de México (asociada a huracanes y frentes fríos que tienen máximos en los meses de verano y principalmente otoño). Asimismo, en segundo lugar, se analizó la condición geográfica montañosa de La Sierra Madre Oriental (ver figura 2).

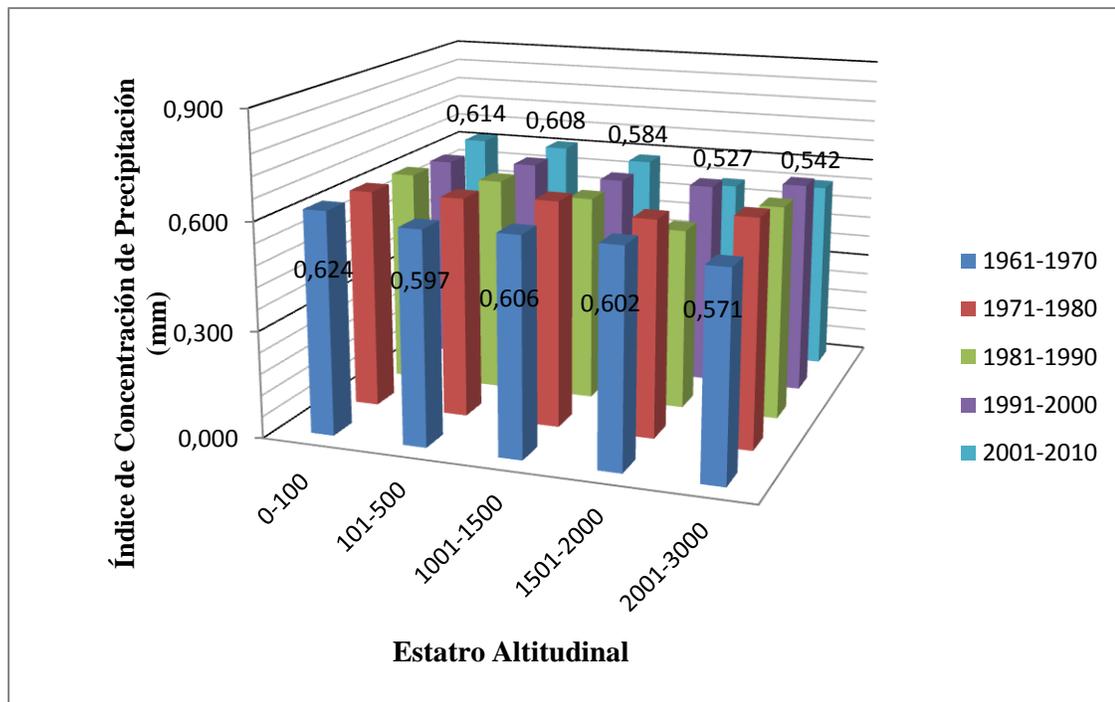


Figura 3. Índice de Concentración de Precipitación para cada década por estrato altitudinal para el estado de Veracruz (Se presentan los valores de la serie 1961-1970 y 2001-2010 para evitar efectos visuales adversos).

La figura 3 muestra los índices de concentración de precipitación para los distintos estratos altitudinales considerados, en ella se puede observar que para las estaciones por debajo de los 1500 m.s.n.m. no se detecta un cambio en la tendencia del índice, sin embargo para las estaciones ubicadas por encima de los 1501 m.s.n.m. se observa un claro punto de quiebre en de los 80s, es decir, el IC es menor en esa década que en las anteriores y posteriores. Por otra parte, Ochoa et. al. (2013), mencionan que existe un aumento potencial de intensidad y frecuencia de eventos extremos en el Estado de Veracruz de 1990 a 2010, aunque no es posible asociarlos con la concentración de la precipitación.

Además, se observa un aumento del índice de concentración en la llanura (0 a 100) en la última década (2001-2010) con respecto a las 4 anteriores, lo cual sí podría suponer un aumento de los eventos extremos –aumento de su intensidad a pesar tal vez de una menor frecuencia-.

Ruiz (2011) sugiere que el aumento de los eventos extremos de precipitación están asociados directamente a fenómenos climáticos de escala global; en este sentido al comparar el IC con la precipitación de mayo a octubre en cada década permitió observar que representa en promedio el

98% de la precipitación en la cota de 0 a 100 m.s.n.m, y pone de manifiesto que es muy probable que la hipótesis sugerida por Ruiz sea cierta; es necesario señalar que para los eventos extremos de 1999, 2005 y 2010 superó el 96 % lo que puede confirmar dicha hipótesis.

COTAS	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010
0-100	-0.006	-0.013	-0.027	-0.010
101-500	0.023	0.015	0.010	0.011
1001-1500	0.028	-0.024	-0.026	-0.022
1501-2000	0.004	-0.089	-0.021	-0.075
2001-3000	0.063	0.031	0.034	-0.029

TABLA 2.- VARIACIÓN EN EL ÍNDICE DE CONCENTRACIÓN PARA LAS DISTINTAS COTAS USANDO COMO BASE EL PERÍODO INICIAL 1961-70.

De la tabla 2 es posible observar que la mayor diferencia en el IC entre décadas se presenta en la cota de los 1501 a 2000 m.s.n.m., como se había mencionado anteriormente. Teniendo en cuenta los efectos orográficos, los efectos de los eventos extremos no sólo afectan la zona montañosa sino dejan un efecto grave por inundaciones (escurrimientos) en la llanura costera.

El IC muestra que la zona central (Municipios de Martínez de la Torre y Actopan) reflejan valores (Fig. 3, cota de 100 a 500 m) de mayor variabilidad pero aún por debajo de los valores de la llanura costera y de la década base, son pocos días los que aportan un elevado porcentaje de precipitación. La estación que tiene un mayor índice es Cardel a una altitud de 28 m.s.n.m., en la zona centro del Estado, razón por la cual es necesario y conveniente saber si es posible observar que los años con eventos extremos de precipitación pueden reflejar un índice mayor.

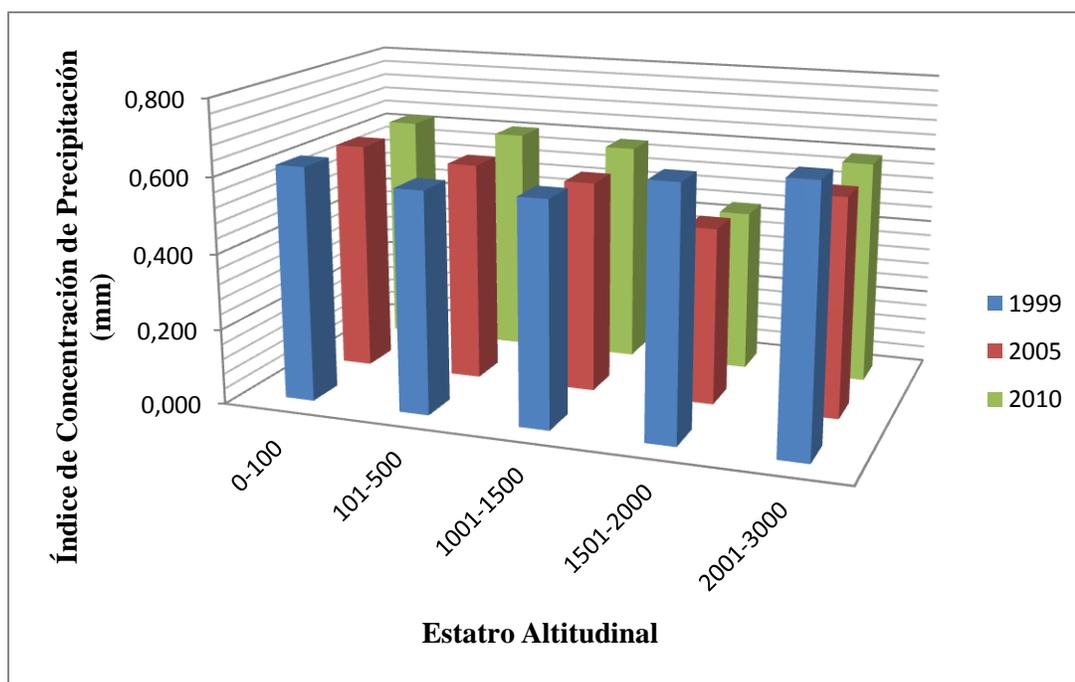


Figura 4. Índice de Concentración de Precipitación para los años 1999, 2005 y 2010 por estrato altitudinal para el estado de Veracruz.

De la figura anterior se observa que para los años con un impacto alto en Veracruz, el IC muestra valores más altos en la llanura costera, es decir que las concentraciones diarias son más altas que en valor promedio decadal. En ella se puede observar un claro descenso para el estrato altitudinal de 1501- 2000 m.s.n.m. para los eventos del 2005 con la presencia del huracán Stan, que registró precipitaciones máximas en 24 horas de 136.8 mm en A. Cabada, 190.8 mm en Martínez de la Torre, 247 mm en Veracruz y 357 mm en El Tejar (Ochoa et. al, 2006)

Para el caso del huracán Karl, algunos de los registros de precipitación fueron 355.0 mm en Misantla, 245.3 mm en Martínez de la Torre, 218.5 mm en Veracruz, 200.4 mm en Carrizal, 193.8 mm en Tomata (Tlapacoyan), 191.0 en Huatusco, 188.0 mm en Manlio F. Altamirano, 182.5 mm en Teocelo, 178.5 mm en Ídolos (actopan), 175.5 mm el Tejar (Medellin) (Luna, et. al 2011).

#### **4. COMENTARIOS FINALES**

EL IC es una herramienta metodológica útil para conocer el comportamiento de la precipitación; en particular, la consistencia de los datos mínimos necesarios para construirlo ayuda a detectar la necesidad de acentuar la calidad de los registros públicos de datos climatológicos.

Es importante destacar que el cálculo del índice fue una primera aproximación a la estructura temporal de la precipitación en el estado. Sin embargo, el IC no resultó ser la mejor aproximación para la medida de los eventos de precipitación extrema; esto posiblemente puede deberse a la presencia de un elevado número de días con precipitación y una alta precipitación total (Tabla 1). Por otra parte, para años donde hubo presencia de eventos extremos (1999, 2005, 2010) se esperaban valores cercanos a 0.80 y sólo estuvieron muy cercanos a 0.70.

Se esperaba que el IC presentara un incremento sustantivo en las últimas 3 décadas asociado probablemente al incremento en intensidad y frecuencia de eventos extremos, sobre todo en la región montañosa central donde los efectos directos asociados han exacerbado daños y costos de recuperación, sin embargo sólo se pudo observar que la mayor diferencia entre décadas se presenta en la cota de los 1501-2000 m.s.n.m., donde los efectos de los eventos extremos no solo afectan la zona montañosa, sino que dejan un efecto por inundaciones (escurrimiento) en la llanura costera; queda pendiente revisar el efecto particular de los eventos extremos durante el verano y el otoño.

Se proponen estudios posteriores para el caso de Veracruz, tales como analizar el comportamiento de las precipitaciones extremas y así poder establecer si existen cambios en la precipitación acumulada, utilizando índices que analicen la cantidad de precipitación total durante eventos extremos o la intensidad máxima diaria. Aplicar el IC en diferentes regiones climáticas de México. .

#### **5. AGRADECIMIENTOS**

Se agradece al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), de la Universidad Nacional Autónoma de México por el financiamiento de parte de este trabajo en el marco del proyecto *Vulnerabilidad y Capacidad Adaptativa de los productores de Café en la región central de Veracruz, México ante los desastres hidrometeorológicos*.

Además, se agradece el apoyo en la gestión de construcción de los mapas al M.I. Jorge García Martínez, quien forma parte del grupo de Microzonificación Sísmica del centro de Ciencias de la Tierra de la Universidad Veracruzana. Por último, los autores agradecen a la comisión revisora de la Asociación Española de Climatología por el cuidado en los detalles y los comentarios que ayudaron a mejorar la calidad del presente trabajo.

## REFERENCIAS

- Cavazos Perez, M. T. y D. A. Rivas Camargo (2004). Variability of extreme precipitation events in Tijuana, Mexico. *Climate Research*. 25: 229-243 p. (PA: 12999)
- Gutierrez B. L. A., Montfort G. F., López F.E. (2006). Impacto económico en el sector agrícola. En Inundaciones 2005 en el estado de Veracruz(135-158). Veracruz, México: Universidad Veracruzana. Pp. 135-158
- INEGI. (2012). Perspectiva estadística. Veracruz de Ignacio de la Llave. [Consultado 16 de Junio 2014]  
[\[http://www.inegi.org.mx/prod\\_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/integracion/estd\\_perspect/ver/Pers-ver.pdf\]](http://www.inegi.org.mx/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/integracion/estd_perspect/ver/Pers-ver.pdf)
- IPCC, (2013). Summary for Policymakers. En Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, (2012). Summary for Policymakers. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 1-19.
- Luna-DiazPeon, A., D. Rivera-Silva. (2011). Los Ciclones tropicales en el estado de Veracruz y sinopsis del Huracán Karl. Inundaciones 2010 en el estado de Veracruz. Primera edición, Consejo Veracruzano de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico. Impreso en México. p: 69-110, ISBN: 978-607-9090-00-5.
- Martin-Vide J. 2004. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *International Journal of climatology* 24:959-971.
- Mosiño-Alemán, P. (1974), “Los climas de la República Mexicana”. En el escenario geográfico. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, pp. 59-123.
- Ochoa-Martínez C.A., Welsh-Rodríguez C.M., Bonilla-Jiménez E., Morales-Martínez M.A., (2013). Fuentes de información sobre eventos hidrometeorológicos extremos en Veracruz de Ignacio de la

Llave. *Realidad, datos y espacio. Revista Internacional de estadística y geografía. Vol. 4* (Núm. 3). pp. 66-73.

Ochoa-Martínez C.A., A. Utrera-Zarate y R. Pérez-Elorriaga (2006). Precipitaciones intensas en el estado de Veracruz durante el 2005. *Inundaciones 2005 en el estado de Veracruz*. Universidad Veracruzana. ISBN: 968-834-754-X. pp. 67-79.

Oswald U. (2011). *Desastres Naturales: Riesgos, Vulnerabilidades y Políticas de Prevención. Sustentabilidad y Desarrollo Ambiental*. Universidad Nacional Autónoma de México. 1ª Edición. México 267pp.

PVCC, (2008). Programa Veracruzano ante el Cambio Climático. Gobierno del Estado de Veracruz. Veracruz México. Pp. 64

Ruiz, B., A. (2011). Lluvias extremas en Veracruz y su relación con la variabilidad natural del clima. *Inundaciones 2010 en el estado de Veracruz*. Primera edición, Consejo Veracruzano de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico. Impreso en México. p: 112-134, ISBN: 978-607-9090-00-5.

Ruiz, A., A. Tejada, S. Miranda, R. Flores. (2010). *Climatología*. Editado y publicado en G. Benítez-Badillo y C. Welsh-Rodríguez, coordinadores (2010). Atlas del Patrimonio Natural, Histórico y Cultural de Veracruz. Tomo I Patrimonio natural. Gobierno del Estado de Veracruz y Universidad Veracruzana, 280 p: 65-84.

Tejada-Martínez, A. (2006). Panorámica de las Inundaciones en el Estado de Veracruz durante 2005. Editado y publicado en A. Tejada-Martínez y C.M. Welsh-Rodríguez, compiladores (2006). *Inundaciones 2005 en el Estado de Veracruz*. Universidad Veracruzana, ISBN: 968-834-754-X. p: 9-20

Tejada-Martínez A. (2011). Apuntes Corográficos de las inundaciones en el estado de Veracruz. Editado y publicado en Tejada-Martínez A. coordinador (2011). *Inundaciones 2010 en el estado de Veracruz*. Primera edición, Consejo Veracruzano de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico. Impreso en México. p: 23-42, ISBN: 978-607-9090-00-5.

Zuñiga, P. (2007). Protección civil y desastres naturales. En: Seminarios de protección civil y desastres inducidos por fenómenos naturales. Memorias. Foro Consultivo científico y Tecnológico, A. C. México. pp: 25-33.

# CARACTERIZACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES INTENSAS EN LA VERTIENTE LITORAL ORIENTAL DE LA ISLA DE MALLORCA (1930-2010)

Miquel GRIMALT GELABERT <sup>(1)</sup>, M. Consolació GENOVART RAPADO <sup>(1)</sup>  
<sup>(1)</sup> *Departamento de Ciencias de la Tierra. Universitat de les Illes Balears*  
miquel.grimalt@uib.cat, maria.genovart@uib.es

## RESUMEN

La vertiente litoral del SE de la isla de Mallorca se ha visto afectada repetidamente a lo largo del siglo XX y primera década del siglo XXI por procesos de inundación provocados por episodios de aguaceros importantes ligados, mayoritariamente, a advecciones del Este y a bajas centradas en la cuenca del Mediterráneo Occidental.

Se han identificado los episodios de inundaciones y lluvias intensas en este ámbito geográfico, analizándose las pautas de distribución temporal y espacial de la precipitación, así como la circulación atmosférica predominante. Se comparan los resultados con los obtenidos en el análisis de características similares aplicados a otros ámbitos territoriales de las Islas Baleares.

**Palabras clave:** Precipitación, Inundaciones, Mallorca, Cuenca Mediterránea Occidental

## ABSTRACT

The SE coastal area of the island of Mallorca has been repeatedly affected by flooding processes during the 20th century and the first decade of the 21st century. Those processes have been caused by remarkable rainfalls mainly linked to eastern advections and centred depressions in the Western Mediterranean Basin.

Flooding episodes and heavy rains have been identified in this geographical area, as well as the patterns of temporal / spatial distribution of rainfall and the main atmospheric circulation have been analyzed. The results obtained have been compared to similar analysis carried out in the Balearic Islands.

**Key words:** Precipitation, Floods, Mallorca, Western Mediterranean Basin

## 1. INTRODUCCIÓN

Mallorca, con 3640 km<sup>2</sup> es la mayor isla del archipiélago de las islas Baleares, situada en una posición relativamente central en la cuenca mediterránea occidental. El relieve de la isla se organiza en base a dos alineaciones principales, que discurren aproximadamente paralelas en dirección SW-NW, la *Serra de Tramuntana* y las *Serres de Llevant*, entre las cuales se sitúa

una zona llana central. Entre las *Serres de Llevant* y el litoral oriental de la isla se configura una vertiente hidrográfica, recorrida por diversos cursos fluviotorrenciales de recorrido relativamente breve.

La vertiente hidrográfica del litoral oriental de Mallorca constituye un área especialmente afectada por episodios de precipitación de gran intensidad asociados a inundaciones con consecuencias catastróficas. De hecho algunos de los cursos hídricos que han experimentado mayores crecidas a lo largo del siglo XX en Mallorca pertenecen a este sector de la isla. Destacan especialmente los episodios de 5 de octubre de 1932, 30 de septiembre de 1959 y 6 de septiembre de 1989, todos ellos con notables destrucciones, además de víctimas mortales (Grimalt, 1992).

Los factores geográficos particulares que favorecen la génesis de estos fenómenos se ligan, por una parte a la exposición de esta franja litoral a las advecciones húmedas del Este procedentes de la parte central del Mediterráneo, así como a condiciones orográficas más específicas, como la presencia de una alineación montañosa (*Serres de Llevant*) que corre paralela a la línea de costa, a poca distancia de la misma y que a pesar de su limitada altura (300 m de media) actúa como elemento de intensificación orográfica de las precipitaciones.

Estadísticamente este hecho se ve reflejado en la individualización de un máximo pluviométrico relativo en referencia a las precipitaciones medias anuales (Guijarro, 1986), extremo que se marca aún más en los análisis realizados de las distribución de las recurrencias de grandes intensidades diarias de precipitación (Grimalt, 1992).

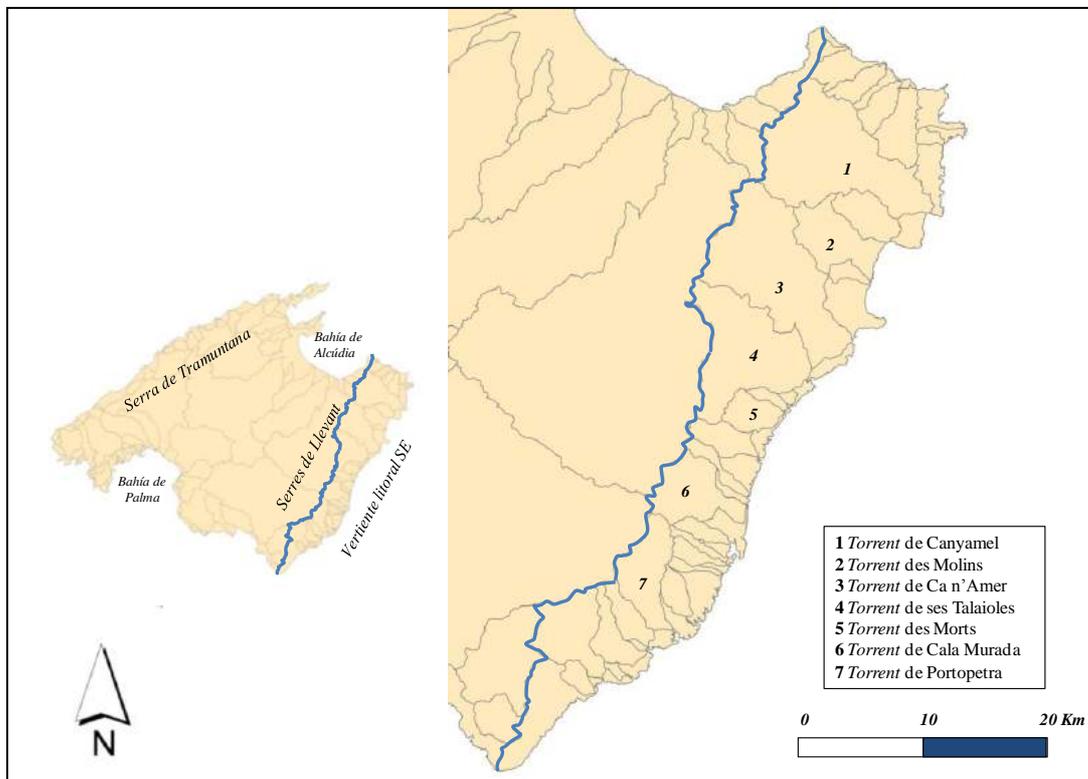


Fig. 1: Localización de la vertiente litoral sudoriental de Mallorca

La red hidrológica de la vertiente se ha mostrado especialmente eficiente para concentrar grandes caudales-punta en ocasión de episodios extremos de precipitación, en buena parte debido a la complejidad topológica y densidad de la red de drenaje (Grimalt *et al.*, 1990a). La asiduidad de las grandes avenidas se ha reflejado en la formación de lagunas litorales en los puntos de desembocadura de los principales cursos, zonas húmedas que se ven cíclicamente reexcavadas como consecuencia de los aluviones (Estrany y Grimalt, 2014). Las enormes puntas de caudal que se han podido calcular mediante métodos geomorfológicos en los episodios de las últimas décadas del siglo XX dan muestra de la torrencialidad extrema de la zona, con valores momentáneos de caudal superiores a los 900 m<sup>3</sup>/s en la cuenca del *torrent* de Portopetra o sobrepasando los 700 m<sup>3</sup>/s en la cuenca del *torrent* de Cala Murada (Grimalt *et al.*, 1990b, 1996, Grimalt, 2003).

La tabla 1 resume los principales episodios de inundaciones en los cursos de la vertiente a partir de la década de 1930 hasta la actualidad.

Fecha	Principales cuencas afectada por las inundaciones	Precipitación máxima (mm) y observatorio	Caudal punta máximo registrado (m <sup>3</sup> /s)
05.10.1932	Torrent de ses Talaioles, Torrent de Cala Magraner	103,0 Son Crespí Vell	
02/04.11.1943	Torrent de Ca n' Amer, torrent de ses Talaioles	276,0 Son Crespí Vell	
19.11.1945	Sector septentrional de la vertiente	224,3 Artà	
04.10.1957	Sector meridional de la vertiente	400,0 Santanyí	
30.09.1959	Sector septentrional de la vertiente	234,5 Son Servera	
29/30.03.1974	Torrent de Ca n' Amer	143,5 Son Sureda Ric	
03.09.1982	Torrent de Ca n' Amer	103,0 Pou Colomer	
25.08.1983	Torrent de ses Talaioles	163,5 Ses Talaioteles	
26.10.1985	Torrent de Ca n' Amer	120,0 Far Portocolom	
31.08.1989	Torrent des Morts	127,5 Ca s'Hereu	
06.09.1989	Toda la vertiente	250,0 Es Picot	940 Torrent de Portopetra
10.11.1990	Torrent des Molins	141,7 Son Sard	
13.10.1994	Sector central de la vertiente	171,0 S'Espitalet Vell	366 Torrent de ses Talaioles
10.11.2001	Sector meridional de la vertiente	178,0 Far Portocolom	130.37 Torrent de Portopetra

Tabla 1: PRINCIPALES EPISODIOS DE INUNDACIONES

Fuente: Elaboración propia a partir de Grimalt y Rosselló 2011

## 2. ANÁLISIS DE LA PLUVIOMETRÍA EN LOS EPISODIOS EXTREMOS

Para caracterizar las lluvias ligadas a inundaciones se han utilizado los datos pluviométricos diarios del archivo climatológico de AEMET referidos a la vertiente litoral del SE de Mallorca. Se han considerado inicialmente aquellos días en que la precipitación había superado los 100 mm en 24 horas, atendiendo a que en los principales episodios de avenidas se ha superado el valor considerado.

El resultado de este análisis es que se han podido identificar hasta 68 jornadas en las que en alguna estación meteorológica de la vertiente se ha superado el valor prefijado. De esta

primera base de datos se ha tenido que realizar un proceso de depuración, totalizando en una única unidad de estudio aquellos episodios de precipitaciones continuadas que abarcan horariamente más allá de una jornada, o también se han subsanado aquellos casos en que las inconsistencias espaciales en el reparto de las lluvias evidenciaban errores en la medida.

La necesidad de depuración se aprecia en algunos episodios de los que, por testimonios orales y de prensa, se sabe que hubo un único aguacero y que en los datos oficiales aparecen consignados en dos fechas diferentes según se trate de un observatorio u otro. Este es el caso de dos de las principales inundaciones, la acaecida en la madrugada y primeras horas de la mañana del 6 de septiembre de 1989 y que afectó prácticamente a toda la cuenca (en los datos oficiales las cantidades están totalizadas bien día 5, bien día 6, o divididas entre ambas jornadas), o el temporal del 30 de septiembre de 1959, acaecido en la tarde de este día y que en algunas estaciones se contabiliza como caído el 1 de octubre.

Una vez ha finalizado el proceso de revisión y depuración de los datos han quedado individualizados 54 episodios, que han constituido la base de información sobre la que se ha estudiado las pautas de reparto temporal y espacial.

Al tratarse de un estudio encaminado a observar las pautas de distribución del área de lluvia más intensa, se ha considerado que los cambios en la densidad de la red de observatorios en la vertiente no priva de significación a los resultados obtenidos. No obstante, dadas las escasas estaciones con datos anteriores a 1945, los resultados correspondientes a la primera mitad del siglo XX (Barceló, 2009) deben considerarse limitados por la inferior calidad de la información.

### **3. LAS PRECIPITACIONES INTENSAS Y SU DISTRIBUCIÓN A LO LARGO DEL AÑO**

El reparto estacional de los episodios con precipitaciones diarias significativamente elevadas se concentra de un modo muy destacado en otoño, que reúne hasta el 63% de los mismos, seguido, a gran distancia por el invierno con un 19% y el verano, con el 11%. Los aguaceros de primavera tienen un valor muy poco significativo, con sólo 4 temporales, lo que apenas alcanza el 7% de los días con más de 100 mm.

Este reparto difiere significativamente con el que se estableció para el conjunto de la isla en un estudio precedente (Grimalt *et al.* 2006), en el cual el peso específico del otoño meteorológico era significativamente menor (concentraba sólo un 51,9%) al que se constata para el litoral oriental. En contraste, la suma del invierno y la primavera reunía un 41,2% de los aguaceros a nivel insular, en tanto que para la vertiente que actualmente se analiza queda reducida a un 25,9%

A nivel mensual se consigna una distribución bastante equilibrada entre los tres meses del otoño meteorológico (septiembre, octubre y noviembre), si bien octubre con 13 eventos supera ligeramente las marcas correspondientes a los inmediatamente precedentes y posteriores (11 y 10 respectivamente).

Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Nº de episodios	1	2	2	1	1	1	0	5	10	13	11	7

Tabla 2: REPARTO MENSUAL DE EPISODIOS DE PRECIPITACIONES INTENSAS (PERÍODO 1930-2010)

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la AEMET

La muy baja incidencia de aguaceros de enero a julio no permite discriminar un segundo máximo de precipitaciones intensas en primavera, extremo que si constataban otros análisis sobre eventos de este tipo para la totalidad de la isla de Mallorca (Grimalt *et al.*, 2006). En la vertiente litoral del SE, la concentración de los episodios en el período que va de agosto a diciembre es extrema, ya que en ellos se agrupan el 85,2% de los casos; el peso específico de los últimos meses del año es inferior en el análisis precedente sobre todo el territorio insular, reuniendo únicamente el 66,1% de los episodios.

#### 4. PRECIPITACIONES INTENSAS Y TIPO DE TIEMPO

A partir de la utilización de la metodología de Jenkinson y Collison (1977) se ha determinado objetivamente el tipo de tiempo para la cuenca del Mediterráneo Occidental en cada una de las jornadas, partiendo de los datos de presión de reanálisis sobre 9 puntos (Grimalt *et al.*, 2013). Las limitaciones de los datos de base únicamente han permitido realizar el estudio para fechas posteriores a 1948.

Meses	C	U	E	W
1	0	1	0	0
2	2	0	0	0
3	1	0	0	0
4	0	0	1	0
5	1	0	0	0
6	1	0	0	0
7	0	0	0	0
8	2	3	0	0
9	3	2	4	1
10	6	2	3	0
11	6	1	2	0
12	6	0	1	0
<b>Totales</b>	<b>28</b>	<b>9</b>	<b>11</b>	<b>1</b>
<b>%</b>	<b>57,14</b>	<b>18,37</b>	<b>22,45</b>	<b>2,04</b>

Tabla 3: DISTRIBUCIÓN POR MESES Y POR TIPO DE TIEMPO DE LOS EPISODIOS DE LLUVIAS INTENSAS EN EL SE DE MALLORCA (1948-2010)

Fuente: Elaboración propia

A nivel global se aprecia una concentración de los aguaceros en tres tipos de circulación, los correspondientes a baja centrada (C), los relacionados con pantanos barométricos/ circulación

mal determinada (U) y los ligados a advecciones de componente Este (E). Si bien el tipo de tiempo ciclónico predomina en la mayor parte de los meses del año, cabe reseñar cómo en verano el peso específico de las situaciones con circulación indeterminada es importante, dominando en los temporales acaecidos en agosto. También cabe destacar el papel preponderante de las situaciones de levante en los episodios torrenciales datados en septiembre.

La adscripción de los aguaceros del Este de Mallorca a un reducido número de situaciones atmosféricas en superficie contrasta con la más variada tipología identificada por Llop y Alomar (2012) en un análisis de tipo parecido aplicado a la globalidad de las Islas Baleares. Así los porcentajes que suponen las situaciones ciclónicas centradas son significativamente más importantes para la vertiente oriental mallorquina (57,14%) que para el conjunto de las islas (41,34%) y de manera similar sucede con los episodios de circulación mal definida (18,37% frente al 12,66%) o las situaciones de componente E (22,45% vs 11,89%).

## **5. LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y SUS MODELOS DE REPARTO TERRITORIAL**

A partir de los datos de la totalidad de observatorios insulares se han confeccionado los mapas de isoyetas de los diversos episodios de lluvias intensas en la vertiente analizada. Mediante un sistema de agrupación, por similitud de las formas se han conseguido delimitar hasta cuatro modelos de distribución territorial a los cuales se ajustan los temporales, los parámetros de los cuales se citan a continuación.

### **5.1. Modelo 1. Máximo paralelo al litoral de levante**

El área afectada por las precipitaciones más abundantes se restringe a una franja alargada de SW a NE aproximadamente paralela a la costa oriental de la isla (y al mismo tiempo a las *Serres de Llevant*) a una distancia variable de la línea litoral. El resto del territorio insular no recibe precipitaciones abundantes.

Se trata de un modelo de distribución territorial restringido a los meses de otoño e inmediatos, que se repite en un total de 13 episodios y 6 de las inundaciones principales, entre las que se cuentan las dos que han provocado mayores destrucciones (05.10.1932 y 06.09.1989). Para ilustrar este modelo de distribución se ha escogido el temporal de 1989.

### **5.2. Modelo 2. Máximo paralelo a la línea de costa de la Bahía de Alcúdia**

El área de precipitaciones más intensas se distribuye de NW a SE paralelamente al litoral de la Bahía de Alcúdia y a una distancia variable de la costa sin alejarse en demasía del litoral. Normalmente presenta un área de intensidad crítica en los alrededores de la península de Artà y eventualmente se asocia con otros núcleos de precipitación muy intensa en el extremo oriental de la *Serra de Tramuntana*.

Se han descrito hasta 8 casos, con un reparto temporal de septiembre a enero. Algunos de los aguaceros que han dejado precipitaciones más cuantiosas han seguido este modelo de distribución de modo que 4 episodios de inundación corresponden a esta distribución territorial.

Como ejemplo ilustrativo se acompaña el mapa del temporal del 19 y 20 de noviembre de 1945, con inundaciones en el área de Artà.

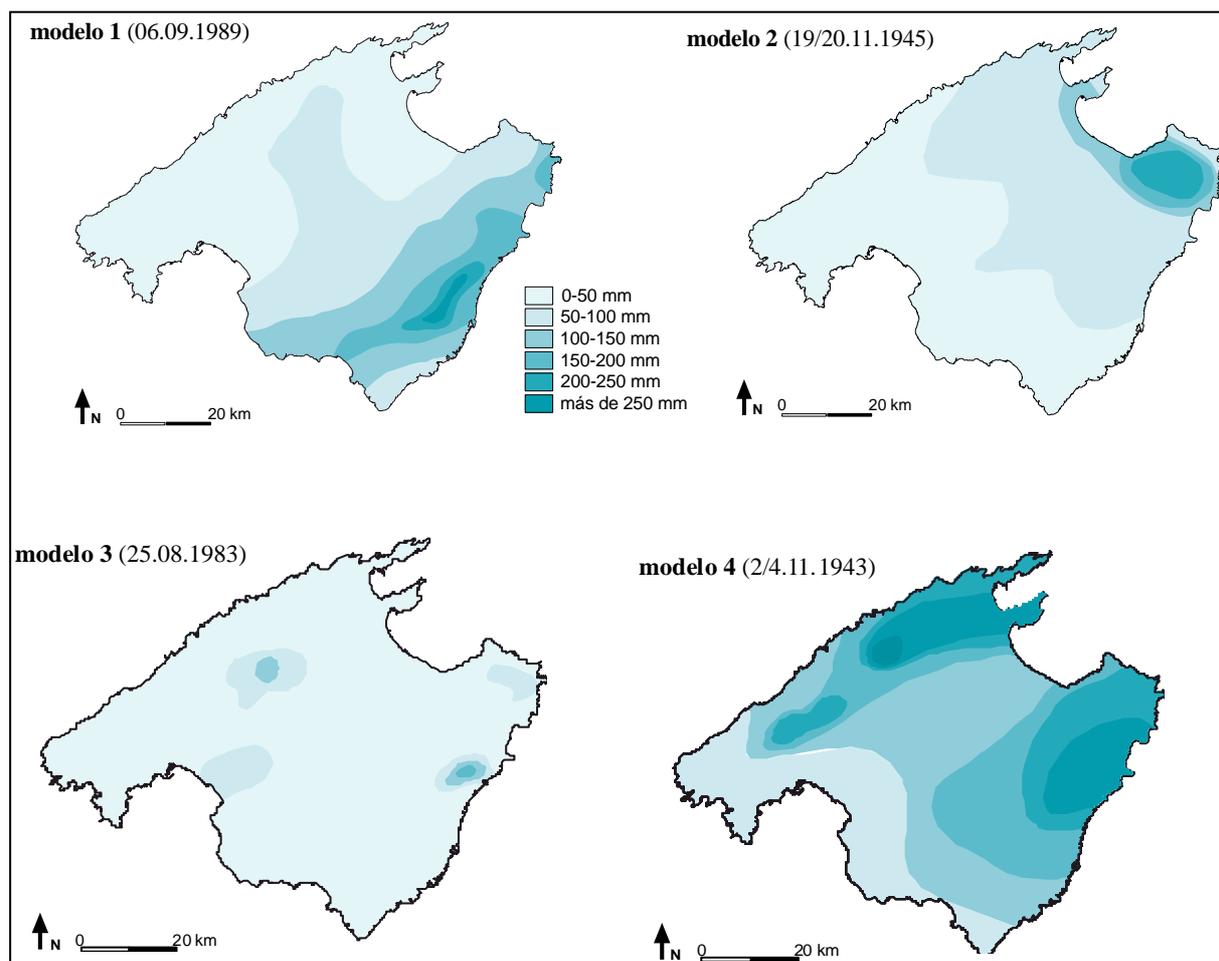


Fig. 2: Modelos de distribución territorial de la precipitación en episodios extremos.

### 5.3. Modelo 3. Núcleos aislados de precipitación muy intensa

Aparecen una o más áreas de precipitación muy intensa inconexas entre sí, con escasa extensión y aparentemente sin un patrón de alineación geográfica entre ellos. Los sectores afectados por los aguaceros están separados por amplios territorios sin precipitación o con cantidades finales de lluvia poco significativas. Las tormentas pueden afectar únicamente a la vertiente litoral SE o también hacerse extensivas a cualquier otro punto de la isla.

Corresponden a situaciones de actividad convectiva focalizada con núcleos tormentosos de pequeña escala, que contrastan con las relativamente extensas áreas de precipitación correspondientes a los otros modelos de distribución espacial, ligados a fenómenos mesoescalares.

Se han identificado 14 episodios, con una distribución temporal con máxima incidencia en la época cálida del año aun cuando pueden estar presentes en invierno y primavera. Ejemplifica este modelo el mapa correspondiente a la tormenta que desencadenó la inundación del 25 de agosto de 1983 en el *torrent* de ses Talaioles.

#### 5.4. Modelo 4. Núcleo principal de precipitación en la *Serra de Tramuntana*, con un máximo secundario en las *Serres de Llevant*

Se individualiza un núcleo principal de precipitación intensa en la parte central de la *Serra de Tramuntana* y aparece un núcleo secundario en las *Serres de Llevant*. Ambas áreas de precipitación intensa forman bandas orientadas de SW a NE, paralelas al eje de las dos formaciones montañosas.

Corresponden a temporales con lluvias generales afectando a toda la isla. A estos modelos se ajustan los aguaceros que han provocado las mayores precipitaciones en la historia meteorológica de la isla. A menudo, las cantidades recogidas en el litoral sudoriental no suelen ser especialmente significativas en comparación con las totalizadas en la *Serra de Tramuntana*. Se trata del modelo de distribución territorial al que se ajusta un mayor número de aguaceros (19) en tres de los cuales han acaecido inundaciones importantes.

Como caso representativo se ha escogido el temporal del 2 al 4 de noviembre de 1943.

Meses	Litoral E	Bahía Alcúdia	Aislados	Doble núcleo
1		1		
2				2
3				2
4			1	
5				1
6				1
7				
8	1		4	
9	4	3	2	1
10	5		3	4
11	2	3	3	4
12	1	1	1	4
<b>Totales</b>	13	8	14	19
<b>%</b>	<b>26,53</b>	<b>16,33</b>	<b>28,57</b>	<b>38,78</b>

Tabla 4: EPISODIOS DE LLUVIAS INTENSAS EN EL SE DE MALLORCA (1930-2010) CLASIFICADOS SEGÚN MODELO DE DISTRIBUCIÓN ESPACIAL POR MESES

Fuente: Elaboración propia

## 6. CONCLUSIONES

La vertiente litoral sudoriental de Mallorca se ve afectada con relativa frecuencia por inundaciones, que derivan de la incidencia de aguaceros de fuerte intensidad con totales de precipitación superiores a 100 mm en 24 h.

Las jornadas con precipitación torrencial se centran en otoño, con una máxima incidencia de septiembre a diciembre. La agrupación de temporales en este período contrasta con la pauta de reparto temporal de los aguaceros para el conjunto de la isla, ya que en este último caso se constata un máximo secundario de primavera y una notable incidencia de lluvias intensas en invierno.

Los episodios extremos en este sector responden a un reducido número de tipos de tiempo, generalmente corresponden a situaciones ciclónicas centradas, en tanto que también tienen incidencia considerable las advecciones de componente Este y las situaciones indefinidas, ligadas éstas últimas a los pantanos barométricos presentes en la cuenca mediterránea occidental en la época cálida del año. La escasa diversidad de situaciones que provocan aguaceros en el litoral oriental de Mallorca contrasta con una mayor variedad de tipos de tiempo que los pueden generar en el conjunto del territorio insular.

La distribución espacial del área afectada por la precipitación más intensa viene determinada por factores geográficos (distribución del relieve) y aerológicos (exposición a una advección marítima).

Se identifican 4 modelos de reparto territorial de la precipitación más intensa, la adscripción temporal de los cuales varía ligeramente. El modelo mayoritario corresponde a episodios con máximo principal en la *Serra de Tramuntana* y máximo secundario en la zona estudiada y aparece representado en todas las estaciones del año.

En contraste el modelo de distribución del área afectada exclusivo de la vertiente SE de Mallorca, formando una franja paralela al litoral oriental, se centra en los meses de agosto a diciembre y predomina en septiembre y octubre. Se trata del patrón territorial al que se adscriben las inundaciones más violentas.

En relación con la tipología anterior se describe un tipo de localización del área con mayor precipitación ligado al litoral NE de la isla (Bahía de Alcúdia), con características temporales similares.

El reparto territorial propio de las tormentas aisladas tiene su máxima representación en el verano, siendo el que predomina en agosto.

## 7. AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el proyecto CGL2011-29263-C02-02, Estructura diaria y 10-minutal de la precipitación y su caracterización sinóptica objetiva en el mar Balear (Balears), Ministerio de Ciencia e Innovación, Gobierno de España.  
Datos de estaciones pluviométricas cedidos por AEMET.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Barceló, J. (2009). *Anàlisi de l'observació instrumental del temps a les Illes Balears de 1860 fins a 1940*. Memoria de Investigación. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. 111 pp.
- Estrany, J. y Grimalt, M. (2014). "Catchment controls and human disturbances on the geomorphology of small Mediterranean estuarine systems". *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. DOI: 10.1016/j.ecss.2014.03.021, pp. 1-12.
- Grimalt, M.; Rodríguez, A.; Rodríguez Gomila, R. (1990a). Morfometría de cuencas en la vertiente sudoriental de Mallorca. En Rullan, O.; Seguí, J.M. (eds.). *IV Coloquio de*

*Geografía Cuantitativa. Los sistemas de información geográficos y la toma de decisiones territoriales*. Palma: Universitat de les Illes Balears. AGE. pp. 355-374.

Grimalt, M.; Rodríguez, A. (1990b) Caudales-punta de avenida y morfología de cuencas en Mallorca. En Gutiérrez, M.; Peña, J.L.; Lozano, M.V. (eds.). *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*. Teruel: Sociedad Española de Geomorfología. Instituto de Estudios Turolenses, 2, pp. 427-436.

Grimalt, M.; Tomàs, M.; Alomar, G.; Martín-Vide, J. y Moreno-García, M.C. (2013). "Determination of the Jenkinson and Collison's weather types for the western Mediterranean basin over the 1948-2009 periods. Temporal analysis". *Atmosfera*, 26 (1), pp. 75-94.

Grimalt, M. (1992). *Geografia del risc a Mallorca. Les inundacions*. Institut d'Estudis Balearics. Palma.

Grimalt, M.; Laita, M.; Rosselló, J.; Caldentey, J. y Arrom, J.M. 2006). Distribución espacial y temporal de las precipitaciones intensas en Mallorca. En Cuadrat, J.M. (Ed) *Clima, Sociedad y Medio Ambiente* Asociación Española de Climatología. Serie A núm 5, Universidad de Zaragoza: pp. 411-420.

Guijarro, J.A. (1986). *Contribución a la Bioclimatología de Baleares*. Tesis Doctoral, Universitat de les Illes Balears. Departament de Biologia i Ciències de la Salut.

Jenkinson A. F. and F. P. Collison, (1977). An initial climatology of gales over the North Sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum No. 62. Bracknell: Meteorological Office.

Llop, J. y Alomar, G. (2012). Clasificación sinóptica automática de Jenkinson y Collison para los días de precipitación mayor o igual a 100 mm en la franja litoral catalana e islas Baleares. En Rodríguez Puebla, Concepción (Ed). *Cambio climático extremos e impactos*. Asociación Española de Climatología. Serie A núm 8, Universidad de Salamanca, pp. 249-258.

### **8.1. Informes técnicos**

Grimalt, M. y Rodríguez, A. (1996) Anàlisi de les inundacions de 1994 al vessant de Llevant. Junta d'Aigües de Balears.

Grimalt, M. (2003). Anàlisi de les inundacions de novembre de 2001 als torrents de Portopetra i de Cala Llonga. Conselleria de Medi Ambient. Govern de les Illes Balears.

Grimalt, M. y Rosselló-Geli, J. (2011). Anàlisi històrica de les inundacions a les Illes Balears, segons la guia metodològica del Ministerio d'Agricultura, Alimentació i Medi Ambient. Conselleria d'Agricultura, Medi Ambient i Territori del Govern de les Illes Balears, 442 pp + Atlas.

# ANÁLISIS DE LOS EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS EN LA PROVINCIA DE ALICANTE, SURESTE DE ESPAÑA

Hassane MOUTAHIR<sup>1</sup>, Martín DE LUIS<sup>2,3</sup>, Roberto SERRANO-NOTIVOLI<sup>2</sup>, Issam TOUHAMI<sup>1</sup>, Juan BELLOT<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Ecología de la Universidad de Alicante

<sup>2</sup> Dpto. de Geografía de la Universidad de Zaragoza

<sup>3</sup> Instituto Universitario de Ciencias Ambientales, Zaragoza

**hassane\_moutahir@yahoo.fr**

## RESUMEN

En la zona del Mediterráneo el análisis de los extremos climáticos es muy importante para entender el comportamiento del clima sobre todo en un contexto de cambio climático. El conocimiento de este comportamiento es crucial para el diseño de políticas de adaptación a los potenciales cambios de clima en el futuro. En este trabajo se analizan las tendencias de las precipitaciones en la provincia de Alicante durante el periodo 1953-2012 y los dos sub-periodos 1953-1982 y 1983-2012. Para ello se ha preparado una base de datos de precipitación de resolución diaria, el control de calidad y la reconstrucción de datos se llevaron a cabo utilizando los registros disponibles de precipitaciones diarias de las estaciones meteorológicas de la provincia de Alicante y en una franja de 50 km a su alrededor. El análisis de los extremos climáticos se realizó calculando 11 índices de extremos climáticos correspondientes a las precipitaciones. Los resultados muestran que las tendencias de cambio varían en el tiempo y en el espacio.

**Palabras claves:** Índices de extremos climáticos, base de datos climática diaria, reconstrucción de series, Alicante.

## ABSTRACT

In the Mediterranean area the analysis of climate extremes is very important to understand the behavior of the climate especially in the context of global change. The understanding of this behavior is crucial for the design of policies of adaptation to potential climate changes in the future. In this work we analyze the precipitation trends in the province of Alicante over the period 1953-2012 and two sub-periods 1953-1982 and 1983-2012. A database of daily precipitation resolution was prepared; quality control and data reconstruction was performed using available daily records from weather stations inside the province of Alicante and in a range of 50 km around. The analysis of climate extremes was performed by calculating 11 precipitation extremes indices. The results show that precipitation trends vary over time and space.

**Keywords:** Climate extreme indexes, daily climate database, series reconstruction, Alicante.

## INTRODUCCIÓN:

El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, 2013) señala a la zona del Mediterráneo como una de las regiones que se verán especialmente afectadas por el cambio climático. Las previsiones climáticas para esta zona hablan de

un aumento de temperaturas y un descenso de precipitaciones que pueden tener grandes impactos a nivel ambiental como a nivel socioeconómico. Sin embargo, los cambios en las medias de las temperaturas y las precipitaciones no son la única preocupación en la zona. En efecto, cambios en la intensidad y frecuencia de eventos extremos son unos de los principales efectos esperados y estos últimos cambios pueden tener mayores impactos medioambientales y socioeconómicos que los cambios en las medias (Kunkel *et al.*, 1999).

Según el informe especial sobre eventos extremos (IPCC, 2012), un extremo climático es la ocurrencia de un valor de una variable meteorológica o climática por encima (o por debajo) de un valor de umbral cercano al extremo superior (o inferior) de la horquilla de valores observados de la variable. Sin embargo, la literatura sobre los extremos climáticos, en general, se basa en los índices de extremos que a su vez se basan en la probabilidad de ocurrencia de unos valores o la excedencia de unos umbrales. El estudio de los extremos climáticos se basa en el cálculo y el análisis de estos índices.

En este trabajo se pretende realizar un análisis de los cambios en los extremos climáticos y sus tendencias en la provincia de Alicante. En esta región del Mediterráneo, los potenciales cambios en el clima suponen un alto riesgo para los ecosistemas naturales pero también para el desarrollo socioeconómico basado en el turismo donde cualquier cambio en el clima o en los extremos climáticos afectaría a las actividades turísticas por la pérdida del confort climático (Olcina, 2012). La representación de los índices de extremos climáticos se ha cartografiado para una mejor interpretación de la variabilidad espacial.

## **ZONA DE ESTUDIO**

La provincia de Alicante, que se extiende sobre una superficie de 5816 km<sup>2</sup>, está ubicada en la costa sureste de la Península Ibérica y es una de las provincias españolas con mayor presión demográfica, con una densidad de población que supera a los 330 hab/km<sup>2</sup>. La economía alicantina se basó históricamente en la agricultura y desde hace cuatro décadas en el turismo principalmente, actividades que han provocado grandes cambios irreversibles en los usos del suelo, intensificadas por la presión agrícola y el crecimiento urbanístico (Bellot *et al.*, 2007). Predomina el clima mediterráneo con precipitaciones que siguen un gradiente latitudinal variando desde medias anuales inferiores a 250mm en el Sur de la provincia hasta más de 850 mm en el Norte. Las temperaturas medias oscilan entre 20°C en el Sur y 14°C en el Norte y las zonas montañosas (Pérez, 1994). La orografía alicantina es muy diversa y sus altitudes van desde los cero metros a nivel del mar hasta más de 1500m en la sierra de Aitana. La vegetación natural de la zona está dominada por espartales, matorrales dominados por coscojares y bosques dominados por pinares y carrascales.

## **MATERIALES Y MÉTODOS**

Para el cálculo de los índices climáticos se han reconstruido los observatorios disponibles en el periodo de estudio en la provincia de Alicante (243 estaciones) con el apoyo de los ubicados en una franja 50 km alrededor de la misma (440 estaciones). Las estaciones utilizadas provienen en su mayoría de la red de observación de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), aunque también se han utilizado las de la Confederación Hidrográfica del Júcar y de la Red del SiAR (Sistema de Información Agroclimática para el Regadío) del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente.

La reconstrucción de los observatorios se ha realizado a escala diaria, desde el 1 de enero de 1940 hasta el 31 de diciembre 2012. Para ello se han construido modelos polinomiales de segundo orden, individualizados para cada estación y día en función de la dependencia de cada dato de la latitud, la longitud, y la altitud respecto al conjunto de sus 10 vecinos más cercanos con observación registrada. Este método construye una serie de referencia para cada estación que se compara con la serie de observados. En el caso de que la relación de 1 a 10 entre observado y predicho se vea superada, se elimina el dato observado por considerarse anómalo, y los huecos se rellenan con la serie de predichos previamente calculada. Al tratarse de una reconstrucción a escala diaria, e individualizada por observatorios, el dato de cada uno de ellos ya es comparado con sus 10 vecinos más cercanos, quienes tendrán un comportamiento climático al menos similar, por lo que la aparición de inhomogeneidades en la serie final es improbable. Con todo, cada serie de medias anuales ha pasado un test de homogeneidad para evitar variaciones no debidas a la propia variabilidad del clima. Se aplicó así pues, el test de SNHT (Alexandersson, 1986) a cada uno de los observatorios.

Los 11 índices de extremos de precipitaciones (Tabla 1) analizados en este trabajo vienen de una lista de 27 índices climáticos propuestos por el grupo de expertos en la detección del cambio climático y sus índices (ETCCDI) (Peterson, 2005). El cálculo de estos índices se hizo mediante el paquete de R “climdex.pcic” que es una implementación de las rutinas para el cálculo de los índices desarrollado por el “Pacific Climate Impacts Consortium” de la Universidad de Victoria en Canadá. Los mapas se han creado con el método Kriging Ordinario.

Nombre	Definición
1-Rx1day	Máximo mensual de precipitación en 1 día
2-Rx5day	Máximo mensual de precipitación en 5 día
3-SDII	Índice simple de intensidad diaria
4-R10mm	Número de días con precipitación $PRCP \geq 10\text{mm}$
5-R20mm	Número de días con precipitación $PRCP \geq 20\text{mm}$
6-Rnnmm	Número de días con precipitación $PRCP \geq \text{nnmm}$ , nn es un umbral fijado por el usuario
7-CDD	Número máximo de días secos consecutivos con $RR < 1\text{mm}$
8-CWD	Número máximo de días húmedos consecutivos con $RR \geq 1\text{mm}$
9-R95pTOT	Precipitación Total Anual cuando $RR > 95\text{p}$
10-R99pTOT	Precipitación Total Anual cuando $RR > 99\text{p}$
11-PRCPTOT	Precipitación Total Anual en días húmedos $RR \geq 1\text{mm}$

La tabla 1: los índices de extremos climáticos para la precipitación usados en este trabajo

## RESULTADOS

El análisis de los índices de extremos climáticos en la provincia de Alicante se realizó analizando la variabilidad en el tiempo comparando los dos sub-periodos 1953-1982 y 1983-2012 sobre una serie media de todos los observatorios de la zona de estudio y en

el espacio cartografiando las medias y tendencia de los índices de extremos climáticos en el periodo 1953-2012 para todos los observatorios. El análisis de las tendencias y su significancia se hizo mediante el ajuste de un modelo de regresión lineal. Para considerar las tendencias significativas se consideró un umbral de  $\alpha = 0.05$ .

### **La variabilidad temporal de los índices de extremos de precipitación**

Los índices de extremos climáticos en la provincia de Alicante se analizaron a dos escalas temporales; por un lado a escala de un periodo de 60 años desde 1953 hasta 2012 para ver los cambios en un largo periodo de tiempo, y por otro a escala de dos sub-periodos de 30 años cada uno, de 1953 a 1982 y de 1983 a 2012 con el fin de comparar entre dos periodos de longitudes equivalentes. Los valores medios de los índices y sus tendencias para toda la zona en los 3 periodos estudiados se presentan en las tablas 2 y 3 sucesivamente. Además de los valores medios se hizo una comparación de las medias mediante el t-test y cálculo del cambio en porcentajes según la metodología propuesta por Frich *et al.* (2002).

La tabla 2 muestra una gran variabilidad en los valores medios de los índices y sus tendencias en los tres periodos estudiados. El índice PRCPTOT que representa la precipitación total anual es del orden de 477.1mm en el periodo largo pero esta media se ha visto reducida en más de 30 mm entre el primer sub-periodo y el segundo, pasando de 492.4 a 461.8mm. Esa misma tendencia negativa se observa en el caso del índice SDII que representa el índice simple de intensidad diaria. Al contrario del descenso observado en los dos índices citados anteriormente, se observa un aumento en los índices R95ptot y R99ptot de los días muy húmedos y extremadamente húmedos al igual que el índice Rx1day que representa la cantidad máxima de precipitación en un día. El test de comparación de medias indicó que solo 3 índices (SDII, R10mm y R20mm) mostraron diferencias significativas entre el periodo 1953-1982 y el periodo 1983-2012. Los mayores porcentajes de cambio se observaron en los mismos índices con diferencias significativas superando el 20% con signo negativo y en el índice R99ptot superando el 33% con un signo positivo.

La Tabla 3 recoge los valores medios de las tendencias de cambio en los índices para toda la zona. Una de las tendencias más destacadas es la inversión en la tendencia del índice de precipitación total (PRCPTOT). Mientras que se obtiene una tendencia negativa a escala del periodo 1953-2012 y del sub-periodo 1953-1982, la misma es positiva en el último (1983-2012) lo que señala que el descenso en el valor medio de la PRCPTOT entre el primer sub-periodo y el segundo es debido a años más secos al inicio del segundo sub-periodo (1983-2012) y que el final de este periodo es más húmedo. Otro aspecto destacado es la tendencia negativa en los índices Rx1day, Rx5day, R95ptot y R99ptot a pesar de la tendencia positiva en la precipitación total anual. Finalmente cabe destacar una tendencia negativa en el número de días secos consecutivos CDD en los tres periodos estudiados.

### **La variabilidad espacial de los índices de extremos de precipitación**

Las figuras 1a-11a representan la distribución espacial de los índices de precipitaciones a escala de la provincia de Alicante mientras que las figuras 1b-11b muestran la

variabilidad espacial de sus tendencias y donde esas tendencias son significativas (las estaciones señaladas con los triángulos negros).

Las precipitaciones medias anuales, como lo muestra el mapa del índice PRCPTOT (Fig. 1a), siguen un gradiente latitudinal y van de menos de 300mm en el centro y el sur hasta más de 800mm en el norte y superando el umbral de 900mm en zonas puntuales. A pesar de que el valor medio de la tendencia del índice PRCPTOT es negativo para toda la zona (tabla 3) la tendencia no es la misma en todo el territorio alicantino (Fig. 1b). En efecto, las tendencias negativas solo se concentran en la zona central y sobre todo en la zona sur de la mitad norte de la provincia en las mismas comarcas donde se registraron bajadas significativas en la precipitación total anual entre los dos sub-periodos estudiados en este trabajo. En la parte sur y suroeste se registra una ligera tendencia positiva mientras que una tendencia positiva significativa se observa en la parte norte entre la comarca de la Marina Alta y el Comtat.

La distribución espacial de la mayoría de los índices y sus tendencias siguen los mismos patrones que el índice PRCPTOT con algunas diferencias. En efecto, las tendencias de índice SDII son negativas y significativas en el todo el territorio (Fig. 6). Las tendencias del índice R1mm son positivas y significativas en la mayor parte de la provincia y las zonas de mayor aumento se concentran en el norte y en el oeste en la frontera con la provincia de Albacete y Murcia. Los días con precipitaciones mayores a 10mm y 20mm (R10mm y R20mm) también mostraron tendencias diferentes en el espacio con valores negativos y significativos en la parte sur de la mitad norte de la provincia.

El índice del número máximo de días secos consecutivos (CDD) que puede ser un indicador de la longitud de la estación seca puede ir de una media de 54.5 días consecutivos sin lluvia en el norte hasta 90 días en la parte sur en el límite con Murcia. La media de este índice es de 70 días y se registra en una gran parte del territorio. La tendencia de este índice es negativa y significativa en una gran parte del territorio y es positiva en las comarcas de Alacanti, del Bajo Vinalopó y del Bajo Segura.

	Rx1day	Rx5day	SDII	R10mm	R20mm	R1mm	CDD	CWD	R95ptot	R99ptot	PRCPTOT
<b>1953-2012</b>	66.0	117.8	11.6	14.2	6.5	40.1	70.7	4.6	126.7	38.8	477.1
<b>1953-1982</b>	62.8	118.7	12.7	15.5	7.1	37.9	73.4	4.7	123.9	30.9	492.4
<b>1983-2012</b>	69.2	116.9	10.6	12.9	5.8	42.3	68.1	4.6	129.6	46.6	461.8
<b>t-test p.value</b>	0.26	0.88	<b>0.00***</b>	<b>0.01**</b>	<b>0.03*</b>	0.06	0.15	0.57	0.77	0.15	0.41
<b>% cambio</b>	9.2	-1.5	-20.3	-20.7	-22.3	10.4	-7.7	-2.8	4.4	33.6	-6.6

Tabla 2: La media de los índices de extremos climáticos en los periodos 1953-2012, 1953-82 y 1983-2012

	Rx1day	Rx5day	SDII	R10mm	R20mm	R1mm	CDD	CWD	R95ptot	R99ptot	PRCPTOT
<b>1953-2012</b>	0.08	-0.32	-0.07	-0.08	-0.04	0.17	-0.23	0.00	-0.09	0.19	-0.94
<b>1953-1982</b>	-0.19	-1.23	-0.10	-0.14	-0.09	0.02	-0.52	-0.02	-1.31	-0.32	-3.72
<b>1983-2012</b>	-0.43	-1.02	-0.05	0.07	0.04	0.43	-0.29	0.02	-0.56	-1.31	2.32

Tabla 3: La tendencia media de los índices de extremos climáticos en los periodos 1953-2012, 1953-82 y 1983-2012

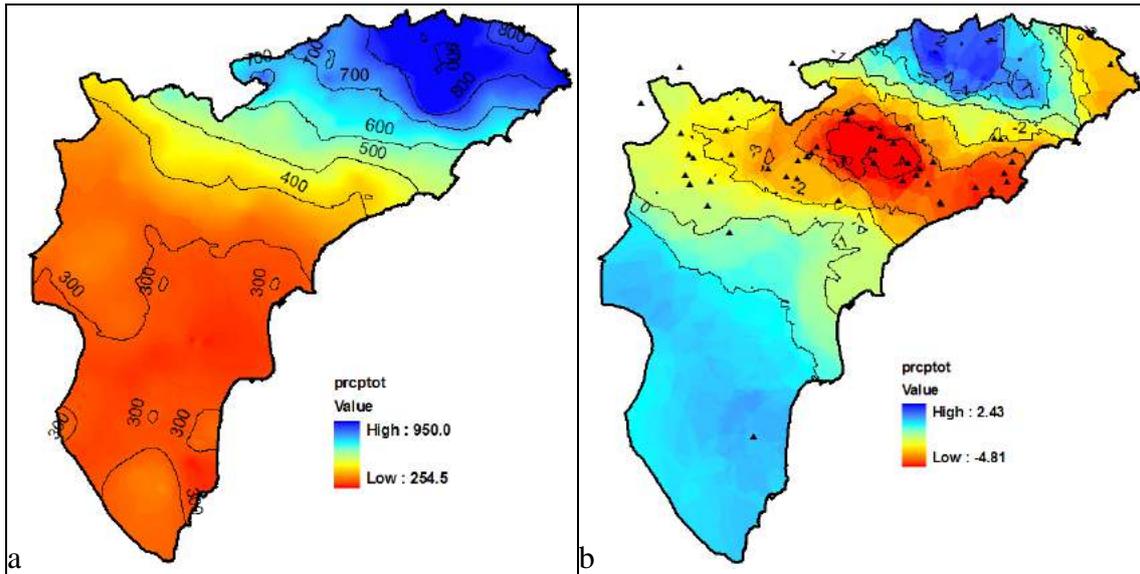


Fig. 1: Mapa del índice PRCPTOT (a) y su tendencia (b)

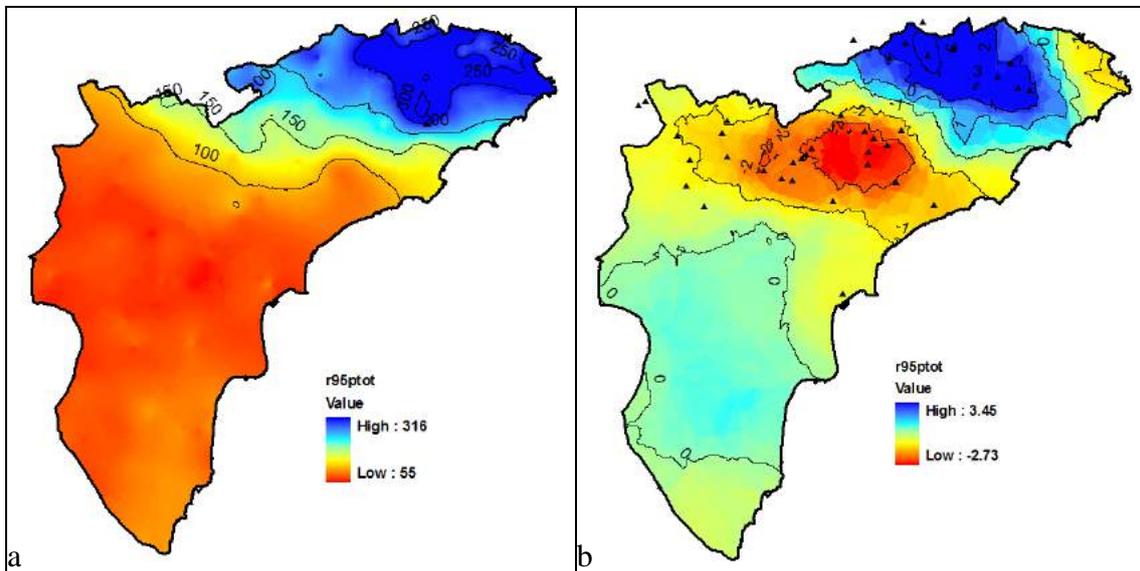


Fig. 2: Mapa del índice R95ptot (a) y su tendencia (b)

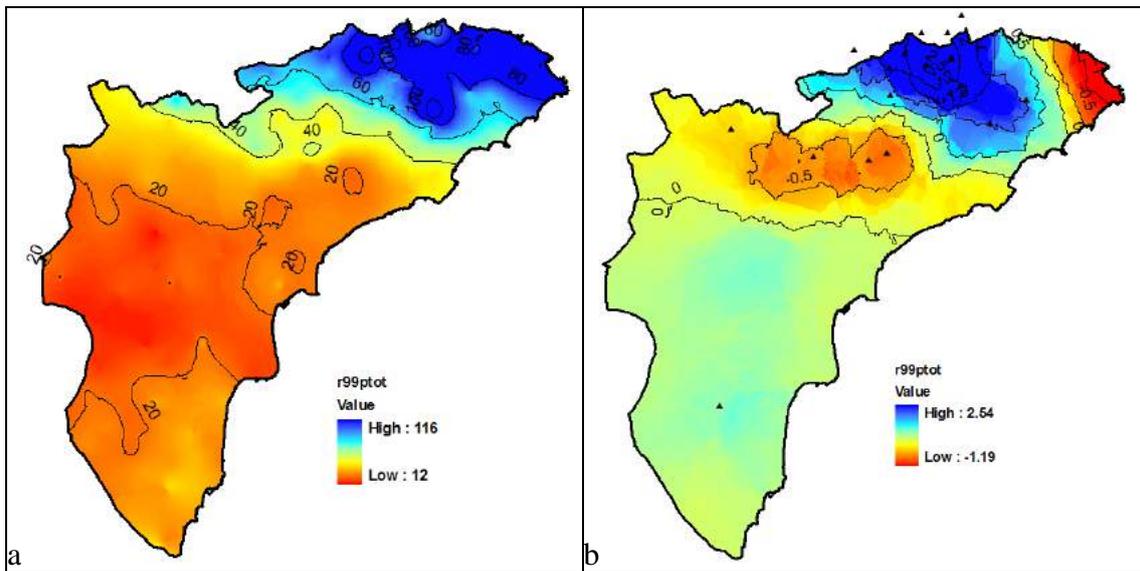
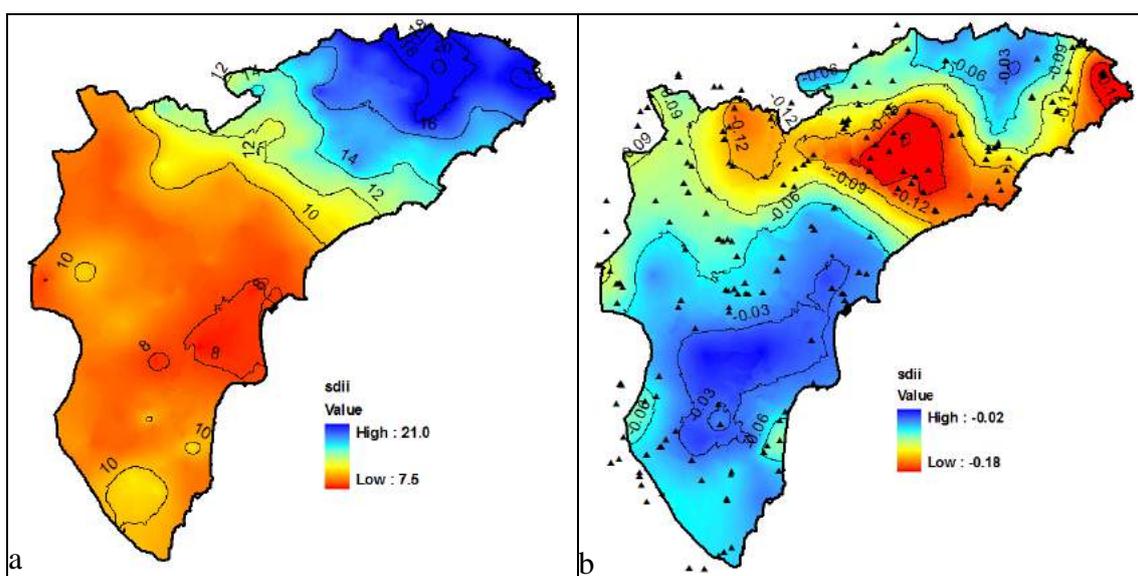
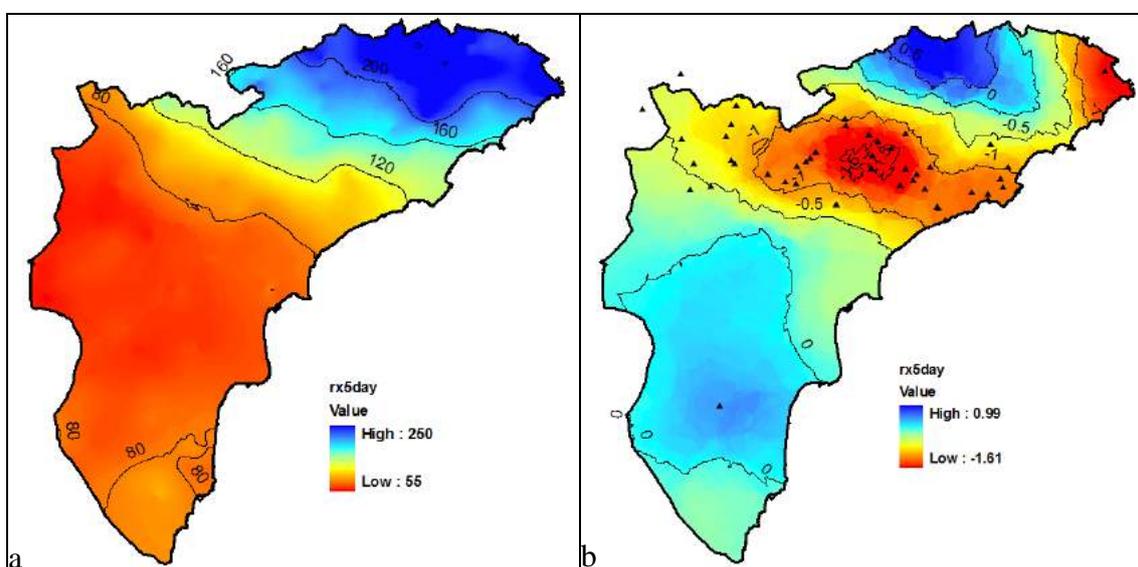
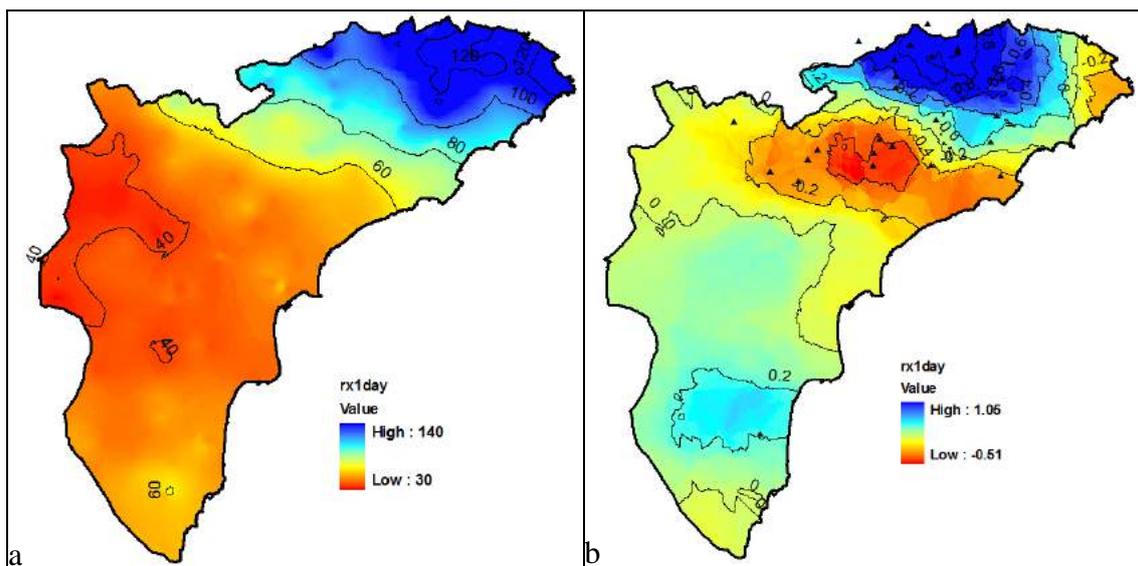


Fig. 3: Mapa del índice R99ptot (a) y su tendencia (b)



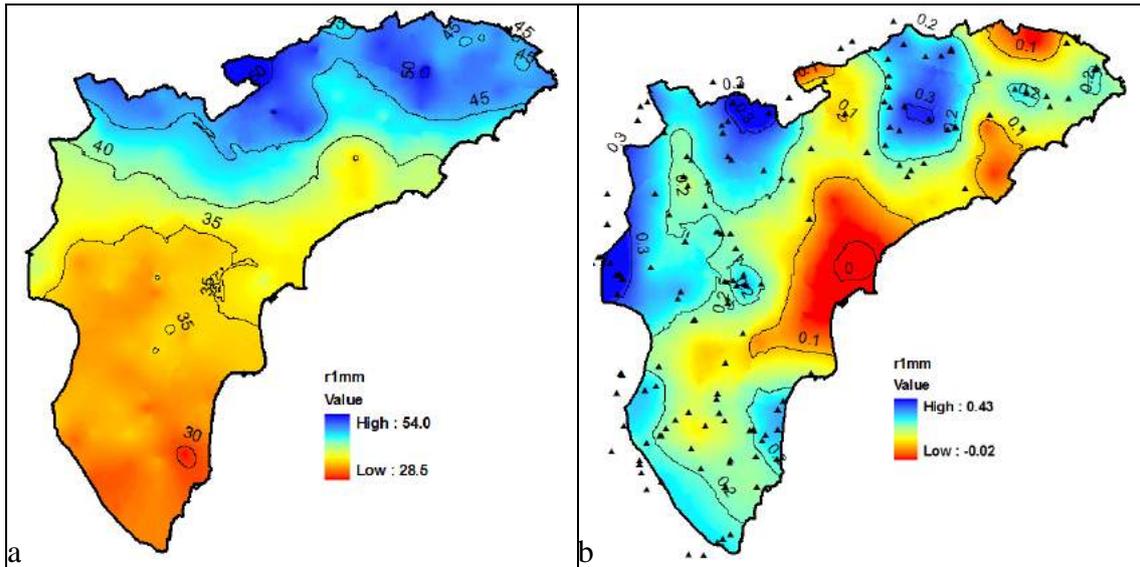


Fig. 7: Mapa del índice R1mm (a) y su tendencia (b)

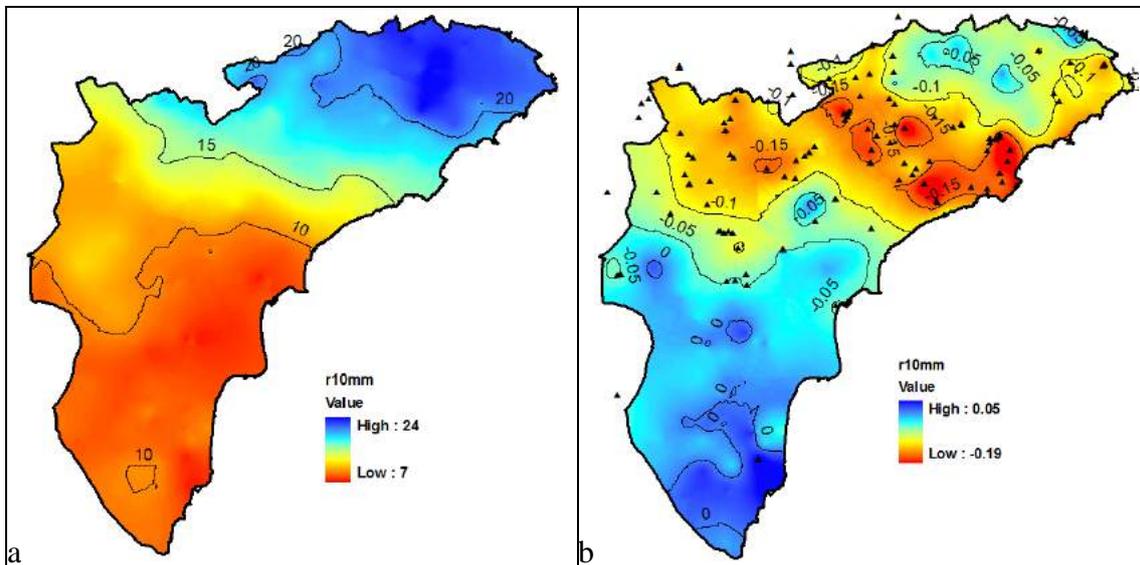


Fig. 8: Mapa del índice R10mm (a) y su tendencia (b)

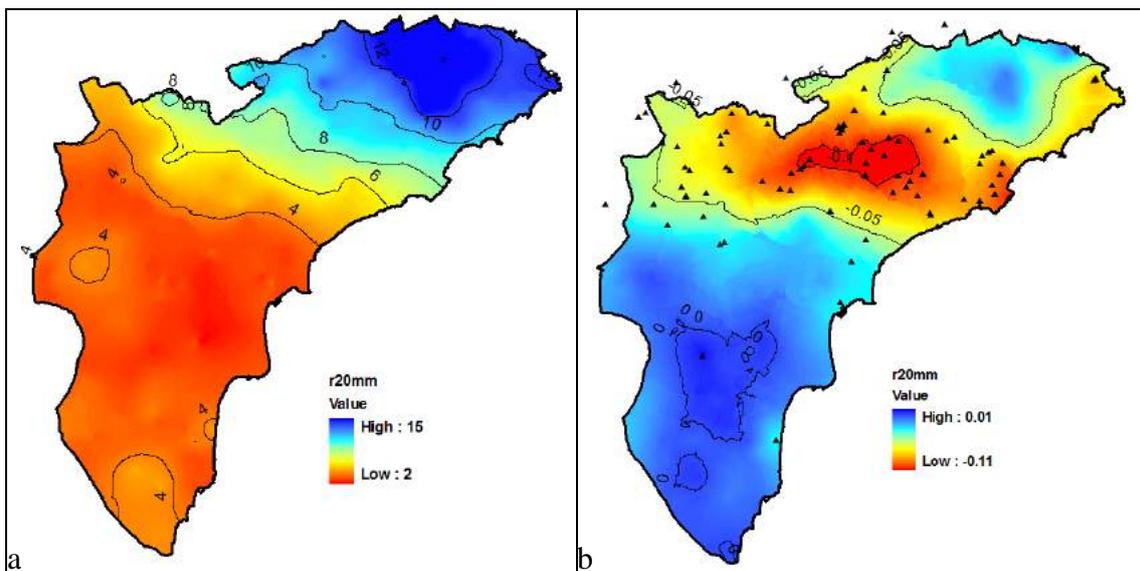


Fig. 9: Mapa del índice R20mm (a) y su tendencia (b)

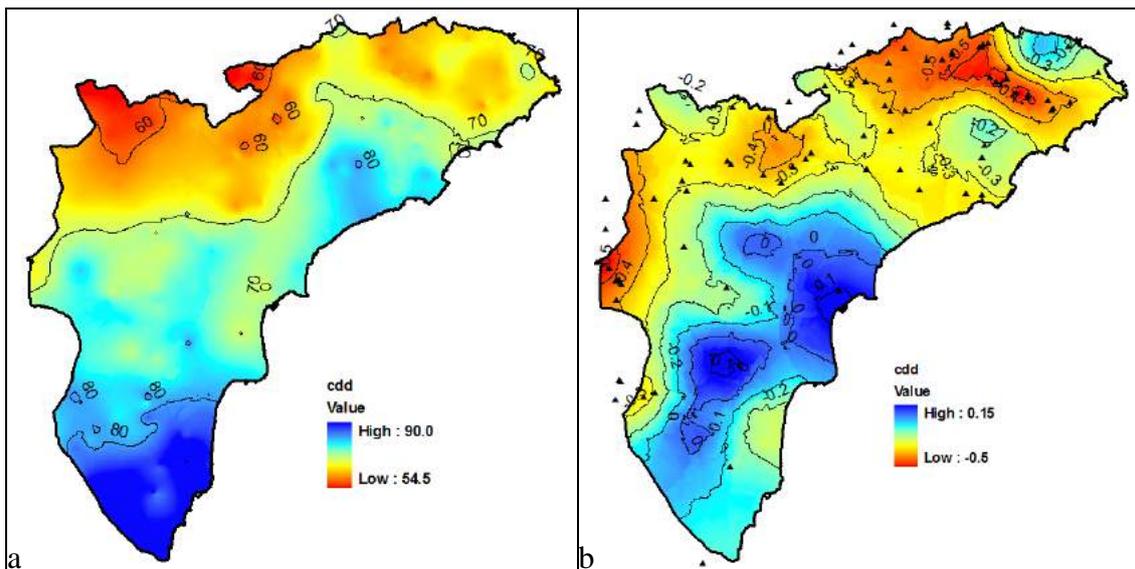


Fig. 10: Mapa del índice CDD (a) y su tendencia (b)

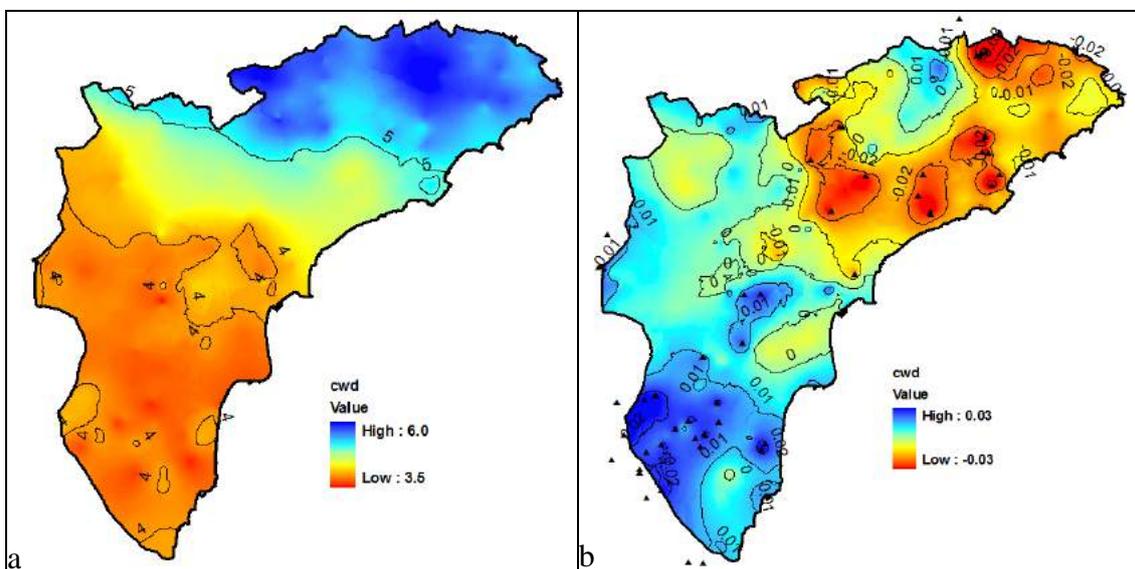


Fig. 11: Mapa del índice CWD (a) y su tendencia (b)

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este trabajo indican una tendencia de cambio en las precipitaciones variable en el espacio a escala de toda la provincia de Alicante en las últimas décadas. Sin embargo las tendencias negativas son las más significativas lo que coincide con los resultados obtenidos por De Luis *et al.* (2000) a escala de la Comunidad Valenciana y por el IPCC (2012) y Frich *et al.* (2002) a escala global.

El cambio de la escala temporal y espacial afecta a los resultados obtenidos. En efecto, las tendencias observadas a lo largo del periodo 1953-2012 no siempre coinciden con las tendencias observadas en los sub-periodos de 1953 a 1982 y de 1983 a 2012. En el espacio las tendencias varían de norte a sur y tendencias significativas se han visto concentradas en zonas limitadas del territorio para la mayoría de los índices de extremos analizados en este trabajo.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), la Confederación Hidrográfica del Júcar y la Red del SiAR (Sistema de Información Agroclimática para el Regadío) por facilitarnos los datos climáticos. También agradecen el apoyo financiero del Ministerio de Economía y Competitividad a través del proyecto ECOBAL (CGL2011-30531-C02-01).

## REFERENCIAS

Alexandersson, H. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data, *J. Climatol.*, 6, 661–675.

Bellot, J., Bonet, A., Peña, J., et Sánchez, J.R (2007). Human impacts on land cover and water balances in a coastal Mediterranean county. *Environmental Management* , 39: 412–422.

De Luís M, Raventós J, González-Hidalgo JC, Sánchez JR, Cortina J (2000). Spatial analysis of rainfall trends: a case study in Valencia Region (E Spain). *Int J Climatol* 20:1451–1469

Frich, P., L.V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A.M.G. Klein Tank, and T. Peterson (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, *Clim. Res.*, 19, 193-212.

IPCC, (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

IPCC, (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Kunkel, K.E., Pielke, R.A., Changnon, S.A., (1999). Temporal fluctuations in weather and climate extremes that cause economic and human health impacts: a review. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 80, 1077 – 1098.

Olcina Cantos, J.,( 2012). Turismo y cambio climático: una actividad vulnerable que debe adaptarse. *Investigaciones Turísticas*. N. 4 (jul.-dic. 2012). ISSN 2174-5609, pp. 1-34

Pérez Cueva A.J. (coordinador) (1994). *Atlas Climático de la Comunidad Valenciana*, Consejería de Obras Públicas, Urbanismo y Transporte, Generalitat Valenciana. 208 pp

Peterson, T.C., (2005). Climate Change Indices. *WMO Bulletin*, 54 (2), 83-86.

# ANÁLISIS SECULAR DEL RIESGO DE AGRESIVIDAD PLUVIOMETRICA EN EL SUROESTE DE ESPAÑA

Leoncio GARCÍA-BARRÓN<sup>1</sup>, Mónica AGUILAR<sup>2</sup>, María PINEDA-ROIBAS<sup>3</sup>, Julia MORALES<sup>3</sup>, Arturo SOUSA<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Física Aplicada II, Universidad de Sevilla.*

<sup>2</sup>*Departamento. de Geografía Física, Universidad de Sevilla.*

<sup>3</sup>*Departamento de Biología Vegetal y Ecología, Universidad de Sevilla.*

leoncio@us.es, malba@us.es, jmorales@us.es, asousa@us.es

## RESUMEN

La irregularidad temporal de la precipitación tiene su correspondencia en la irregularidad de los efectos ambientales que genera. La agresividad pluviométrica es un factor con gran impacto ambiental asociado, a su vez, a otros efectos (torrencialidad, escorrentías, erosividad, colmatación...). El análisis de la agresividad de la lluvia, admite un doble enfoque en función de la escala temporal: modelos de intensidad basados en registros de frecuencia sub-horaria y modelos de volumen que utilizan generalmente datos mensuales de precipitación. La disponibilidad de registros pluviométricos condiciona la metodología de análisis. En el presente estudio se define el *riesgo estimado de agresividad anual*, como un nuevo parámetro de síntesis basado en la reformulación con datos diarios de los índices de Fournier y de concentración de Oliver. La ponderación entre ambos índices se ha establecido por regresión múltiple respecto de la erosión local estimada. Consideramos que el procedimiento propuesto supera los límites de los modelos tradicionales. Con los datos de la serie histórica diaria de precipitación del Observatorio de San Fernando (1875-2010) se genera la serie interanual de riesgo de agresividad que permite caracterizarla y analizar su evolución secular.

**Palabras clave:** Agresividad, Precipitación, Riesgo Ambiental, Suroeste Español.

## ABSTRACT

The annual rainfall irregularity has its correspondence in the irregularity of the environmental effects it generates. The rainfall aggressiveness is a factor with high environmental impact. It is associated, in turn, other effects (torrential, runoff, erosivity, silting...). Analysis of aggressiveness of rain, supports a dual approach based on the temporal scale. Intensity models are based on sub-time records frequency and volume models generally used monthly rainfall data. The availability of rainfall records determines the methodology. In the present study we define the estimated annual risk of, a new synthesis parameter. It is based on the reformulation with daily data rates Fournier and Oliver concentration. The weighting between the two indices is established by multiple regression from local erosion estimated. The proposed method overcomes the limits of traditional models. With data from the daily time series of precipitation of San Fernando Observatory (1875-2010) the annual number of aggressive risk is generated. This allows to characterize and analyze its secular evolution.

**Keywords:** Aggressiveness, rainfall, environmental risk, Spanish Southwest.

## 1. INTRODUCCIÓN

El suroeste de la península ibérica está comprendido en el dominio de clima mediterráneo influenciado por la acción de la fachada atlántica. El régimen de precipitaciones se caracteriza por un promedio anual inferior a  $600 \text{ l/m}^2$ , sometido a marcada irregularidad interanual, con grandes oscilaciones de los totales anuales (Aguilar, 2007; García-Barrón *et al.*, 2011). Además presenta una gran irregularidad intranual, con desplazamiento mensual y estacional de las épocas de lluvia (García-Barrón *et al.*, 2013). Con frecuencia, también la precipitación anual se concentra en solo algunos días.

Consideramos que la irregularidad en la precipitación del área de estudio tiene su reflejo en la correspondiente temporalidad irregular de los efectos provocados. Para analizar los impactos ambientales de la precipitación, seleccionamos la agresividad cuyos efectos están relacionados directamente con la erosión y refleja la incidencia de la torrencialidad, avenidas, deslizamientos del terreno, desplazamiento, colmatación, etc. (Sousa *et al.*, 2013). La agresividad pluviométrica es un posible nexo de unión con el entorno natural que conecta atmósfera-lluvia-suelo-vegetación-paisaje. Por ello, pretendemos expresar mediante un solo parámetro anual el riesgo de agresividad de la precipitación y establecer pautas temporales.

La erosión del terreno es un fenómeno complejo en el que interviene, junto a la precipitación, la textura y características física y química de los suelos, la protección que ofrece la cubierta vegetal, la pendiente de las laderas, etc. En el cálculo directo del riesgo de erosión se emplea frecuentemente la ecuación universal de pérdida de suelos (USLE) (Wischmeier y Smith, 1978) que incluye estos factores. En concreto, la erosividad pluviométrica, denominada factor  $R$ , depende de la intensidad con que se produce cada episodio de lluvia. Para el cálculo directo de la erosividad de regiones extensas, se recomienda (Angulo-Martínez *et al.*, 2009) la conveniencia de un conjunto de estaciones meteorológicas próximas entre sí y que cada una de ellas posea registros de precipitación de alta frecuencia durante un periodo superior a veinte años. Sin embargo, salvo las modernas estaciones meteorológicas automáticas, los observatorios tradicionales no tienen series de alta frecuencia. La ausencia de registros subhorarios en periodos históricos amplios, induce a que habitualmente la agresividad anual se calcule mediante métodos alternativos de volumen basados en datos mensuales. En este sentido, hay que destacar la utilización tradicional en estudios ambientales del índice de agresividad de Fournier (Fournier, 1960) y posteriores modificaciones  $I_{FM}$  (Modified Fournier Index, Arnoldus, 1980), complementado con el índice de concentración pluviométrica  $I_{PC}$  (Precipitation Concentration Index, Oliver, 1980).

Distintos autores e instituciones han comparado resultados de modelos de intensidad (factor  $R$ ) con los obtenidos mediante modelos de volumen. El Instituto de Conservación de la Naturaleza (ICONA, 1988), dependiente del Ministerio de Agricultura español, propuso una relación empírica que asocia localmente el factor  $R$  de USLE con el índice  $I_{FM}$ . Loureiro y Couthino (2001) estiman el factor  $R$  a partir de la precipitación mensual en el sur de Portugal. Taguas *et al.* (2013) han comparado resultados locales obtenidos por distintos procedimientos y escalas temporales de registros (minutos, diarios, mensuales); de esta forma encontraron buena relación lineal entre el índice de Fournier modificado,  $I_{FM}$ , y la erosividad lo que permite la extrapolación plurianual. Michiels *et al.* (1992) utilizó el índice de concentración ( $I_{PC}$ ) para analizar la variabilidad de la precipitación en la península ibérica, y considera que este índice es adecuado para evaluar la erosividad. De Luis *et al.* (2010) a partir de los datos de un conjunto de estaciones meteorológicas, han aplicado conjuntamente el  $I_{FM}$  y el  $I_{PC}$  para

estudiar el posible incremento de erosividad en el área mediterránea española. En un estudio precedente (García-Barrón *et al.*, 2012) sobre agresividad pluviométrica se concluyó la conveniencia de utilizar conjuntamente ambos índices.

Por tanto, el análisis del impacto de la lluvia, admite un doble enfoque en función de la escala temporal: modelos de intensidad (erosividad) basados en registros de frecuencia sub-horaria, o bien modelos de volumen (agresividad) que utilizan datos mensuales de precipitación. El inconveniente de los modelos de intensidad es la carencia de series históricas adecuadas y el de los modelos de volumen es la imprecisión en el tratamiento de episodios de lluvia fuerte. Frente a ambos tipos, en el presente estudio, proponemos un modelo del **riesgo estimado de agresividad anual** que supera las citadas limitaciones. Está basado en los registros diarios de precipitación y ajustado a valores medidos de erosividad en los dos últimos decenios. El objetivo es doble: a) definir y calcular un único parámetro anual que de forma sintética estime el riesgo de agresividad de la precipitación, b) a partir de su cuantificación anual, mediante series de larga duración, analizar el comportamiento temporal y deducir las pautas en la evolución de la agresividad pluviométrica.

## 2. ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS

El área de estudio es el suroeste español. Por la antigüedad de sus registros, distintos autores han elegido el observatorio de San Fernando, (Rodrigo (2002); Martín-Vide y López-Bustins, (2006); Sousa *et al.*, (2010, 2013); García Barrón *et al.* (2011, 2013) para caracterizar el régimen interanual e intranual del área suroccidental española, incluido el Parque Nacional de Doñana. El Real Observatorio de la Armada (ROA) en San Fernando (36° 27' 56''N, 6° 12' 20''W) posee el centro meteorológico activo más antiguo de España, con registro de precipitaciones a partir de 1805, aunque solo están accesibles datos diarios continuados desde 1870. Para evitar posibles datos erróneos, detectados en estudios precedentes, se prescinde de los años iniciales. Por ello, el presente estudio estima el riesgo de agresividad a partir de registros diarios de precipitación desde 1875 hasta 2010. Se han aplicado pruebas de homogeneidad absoluta a la serie anual mediante AnClim (Stepanek, 2007), test T (Buishand, 1982) y la prueba de homogeneidad normalizada estándar (SNHT) para una sola serie (Alexandersson, 1986). Los resultados obtenidos avalan la calidad de la serie. La unidad de medida de precipitación se indica en l/m<sup>2</sup>.

La estimación de la erosividad regional ha sido facilitada por la Red de Información Ambiental de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. De las 189 estaciones automáticas existentes en Andalucía fueron seleccionadas sólo 10 con calidad estadística suficiente. Una de estas estaciones, Cádiz, es centro geográfico regional de referencia de San Fernando, donde las observaciones pluviométricas son similares y coherentes entre sí. Esto nos permite utilizar los resultados del factor  $R$  como elemento básico para establecer las relaciones con el riesgo de agresividad  $R_A$  en el área de estudio.

## 3. METODOLOGÍA

Como se ha indicado, distintos autores han relacionado el impacto pluviométrico con la agresividad de la lluvia, calculada mediante el Índice Modificado de Fournier ( $I_{FM}$ ) o el Índice de Concentración ( $I_{PC}$ ). La metodología que proponemos define un único parámetro anual, el

riesgo estimado de agresividad  $R_A$ , que incluye conjuntamente ambos índices. Además, como aportación novedosa, la definición clásica de tales índices se altera para realizar los cálculos a partir de datos diarios de precipitación. Por tanto, este nuevo indicador  $R_A$  estima de forma precisa y sintética, mediante una única variable, el efecto potencial de la agresividad de la precipitación a lo largo de cada año en el área de estudio. De esta forma es posible generar una serie plurianual que permite establecer su evolución temporal.

Para cada año, la función del riesgo estimado de agresividad  $R_A$  se obtiene como:

$$R_A = f(I_{FM}, I_{PC}) \quad (1)$$

en que  $I_{FM}$  es una adaptación del Índice de Fournier Modificado

$$I_{FM} = (\sum p_d^2) / P \quad (2)$$

$I_{PC}$  es adaptación del Índice de Concentración de la precipitación

$$I_{PC} = 100 (\sum p_d^2) / P^2 \quad (3)$$

para  $p_d$  es la precipitación diaria ( $d = 1, 2, \dots, 365$ ), y  $P$  la precipitación total anual correspondiente.

Ambos componentes de  $R_A$  se complementan, ya que el Índice de Fournier Modificado está afectado principalmente por la precipitación total anual, mientras el Índice de Concentración depende la distribución intranual. La función  $f(I_{FM}, I_{PC})$ , en que se establece la ponderación entre ambos índices, se obtiene por regresión lineal múltiple, durante los años de simultaneidad, respecto de la erosividad estimada oficialmente (Rodríguez Suriam *et al.*, 1995) por la Red de Información Ambiental de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Esta estimación del factor  $R$  de erosividad se ha realizado a partir de los registros de alta frecuencia de la estación meteorológica correspondiente a la zona de estudio durante el periodo 1990-2010.

La utilización de datos diarios en el cálculo  $R_A$  posibilita el análisis temporal de larga duración e incorpora el impacto ambiental ocasionado por lluvias intensas. Por tanto, el método propuesto para el cálculo del riesgo de agresividad anual incrementa la calidad de evaluación de los modelos tradicionales de volumen y permite establecer el ajuste de la función  $f$  de riesgo por la correspondencia con los modelos de intensidad de los episodios de lluvia. Consideramos que incorpora las ventajas de ambos modelos y supera sus limitaciones. Para poner de manifiesto la irregularidad temporal de la serie interanual generada del riesgo de agresividad utilizamos, además de la tendencia y desviaciones acumuladas, el coeficiente de variación de cada serie completa, el coeficiente de variación móvil y los índices de disparidad. Esta metodología se ha comprobado adecuada y ha sido empleada por los autores en anteriores trabajos (García-Barrón *et al.*, 2011, 2013) sobre evolución de la precipitación en el suroeste español.

## 4. RESULTADOS Y VALORACIÓN

### 4.1. Sobre la distribución intranual de la precipitación

Para enmarcar la agresividad pluviométrica exponemos previamente el comportamiento intranual de la precipitación, basada en las 365 series de la misma fecha (día y mes) de años sucesivos durante el periodo de observación. Calculamos el promedio diario de precipitación y la proporción de días en los que este promedio supera los niveles de referencia, posteriormente indicados, en cada una de las fechas del año, durante los 136 años analizados. El perfil de la precipitación intranual muestra una curva unimodal asimétrica, ascendente en

otoño, suavemente descendente en invierno y primavera y con mínimos en verano. En la figura 1 destacan las grandes desviaciones positivas y negativas del promedio de precipitación diaria respecto de la línea de ajuste intranual, y la marcada oscilación incluso entre fechas consecutivas. Así, en el entorno de la época más lluviosa (final de noviembre y principios de diciembre) el rango de variación del promedio diario oscila desde  $1,92 \text{ l/m}^2$  el 23-XI hasta  $4,87 \text{ l/m}^2$  el 29-XI. A pesar de la longitud de las series no se produce una suavización que tienda a uniformar el comportamiento promedio de fechas próximas lo que indica que la lluvia más intensa se produce en sólo algunos días, en fechas secularmente no coincidentes.

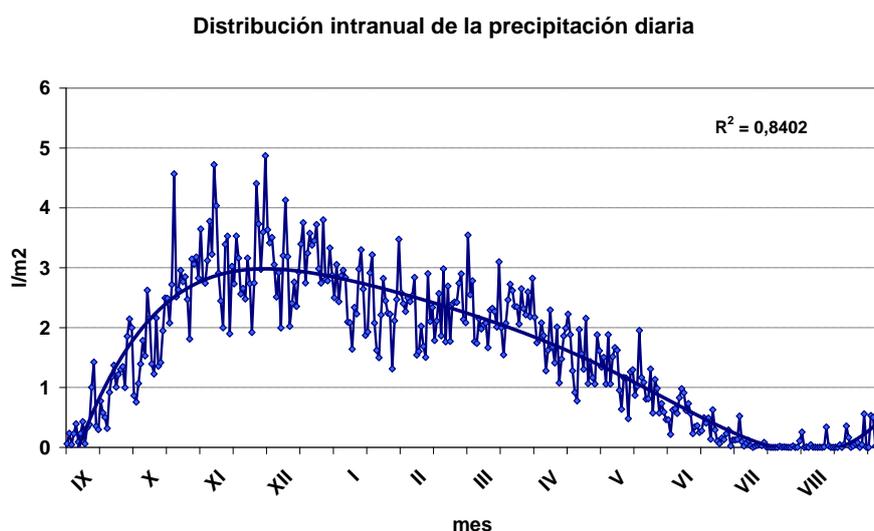


Fig. 1: *Distribución del promedio de la precipitación diaria en el suroeste español.*

Por estar directamente relacionados con el riesgo consideramos interesante cuantificar los niveles de precipitación diaria a lo largo del año. El promedio de días al año con lluvia apreciable es sólo 76 (21 %), que se reduce a 19 (5 %) los días al año que superan  $10 \text{ l/m}^2$  y únicamente 3 días alcanzan los  $30 \text{ l/m}^2$ . La figura 2 muestra la probabilidad por fechas de superar los niveles de  $0,1 \text{ l/m}^2$  y  $10 \text{ l/m}^2$ .

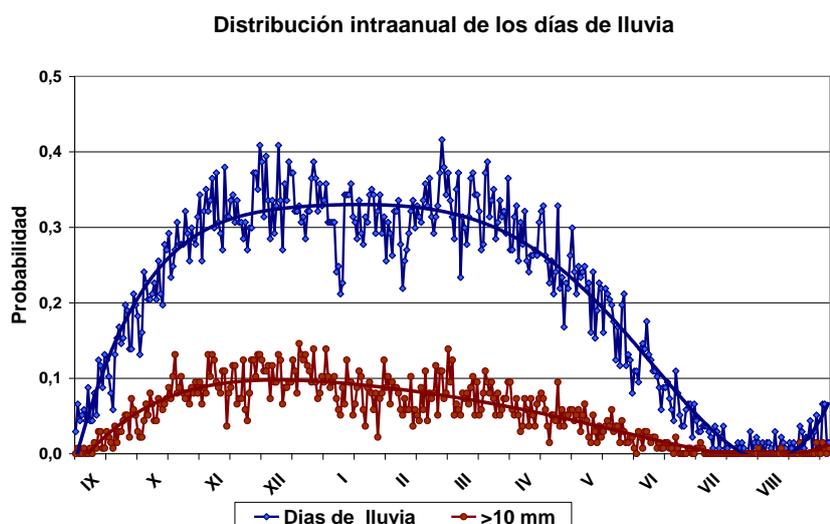


Fig. 2: *Probabilidad por fechas de días de lluvia apreciable y de superar  $10 \text{ l/m}^2$ .*

## 4.2. Caracterización del riesgo de agresividad

Por ser sus componentes básicos, para determinar el riesgo de agresividad pluviométrica hemos calculado inicialmente los valores anuales de Índice Modificado de Fournier  $I_{MF}$  y el Índice de Concentración  $I_{PC}$  durante el periodo 1875-2010, según la expresión indicada en la metodología. Hemos señalado que el Índice Modificado de Fournier depende principalmente de la precipitación total anual y en la serie estudiada sus valores están comprendidos en el intervalo (10,9 a 39,3). Sin embargo, el Índice de Concentración de la Precipitación es independiente de la precipitación total y únicamente es función de la distribución intranual de la precipitación. Sus extremos teóricos son: mínimo de 0,27 en el supuesto que la equipartición uniforme entre todos los días del año de la precipitación total anual, y máximo de 100 en la hipótesis de que toda la lluvia anual se produjera en un único día. El rango real de  $I_{PC}$  de la serie de San Fernando durante el periodo de estudio es (2,0 a 7,4).

A partir de los datos mensuales de erosividad  $R$  estimados por la Consejería de Medio Ambiente hemos establecido la ecuación de la estimación lineal múltiple durante los años de simultaneidad, de 1991 a 2010. La ecuación resultante, extrapolada al periodo completo, es:

$$R_A = 145,24 I_{FM} - 341,56 I_{CP} \quad (4)$$

cuyo coeficiente de determinación  $r^2 = 0,86$ . El significado del signo negativo del  $I_{PC}$ , se explica porque alto índice  $I_{PC}$  corresponde con baja concentración temporal de las lluvias lo que provoca impactos menos intensos en el medio. Aplicando la ecuación a cada uno de los respectivos  $N$  valores anuales generamos la serie interanual  $R_A$  desde 1875 a 2010. [ $R_A$  en unidades  $R$ : (Megajoules · mm) / (hectare · hour · year)]. Esta serie de riesgo estimado de agresividad de la precipitación (Figura 3) es el objeto del análisis del presente estudio.

Se ha calculado el valor medio, coeficiente de tendencia lineal, coeficiente de variación  $V_N$  y índice de disparidad general  $I_D$  del riesgo estimado de agresividad  $R_A$  para el periodo analizado 1875 a 2010. La tendencia lineal muestra ligera pendiente descendente (-3,89 und/año) pero sin significación climática, ya que la varianza explicada es inferior al uno por ciento ( $R^2 < 0,1$ ). La evolución del valor central (1726 und), por tanto, no es suficiente predictor del comportamiento temporal del riesgo de agresividad. Muestra de ello es el elevado coeficiente de variación ( $V_N = 0,47$ ) y del índice de disparidad general ( $I_D = 0,66$ ) que revelan amplias fluctuaciones temporales de la serie calculada del riesgo estimado de agresividad, incluso entre años consecutivos. Los resultados del análisis temporal se recogen en la tabla 1.

$R_A$	Promedio	Tendencia	$R^2$	$V_N$	$I_D$
	1726	- 3,89	0,04	0,47	0,66

Tabla 1: CARACTERIZACIÓN DEL RIESGO ESTIMADO DE LA AGRESIVIDAD PLUVIOMÉTRICA  $R_A$ .

Pese a la falta de tendencia significativa, las desviaciones relativas acumuladas  $A_k$ , permiten, sin embargo, distinguir secuencias plurianuales diferenciadas que caracterizan el comportamiento interanual y, consecuentemente, detectar los tramos de alto y bajo riesgo. El valor acumulado hasta el año  $k$  se obtiene como suma, extendida a todos los años  $j$  precedentes, de las desviaciones anuales ( $\delta_j$ ) de  $R_A$  respecto de la media  $\mu_N$  de la serie completa:

$$A_k = (\sum \delta_j) / \mu_N \quad (5)$$

donde  $\delta_j = (R_{Aj} - \mu_N)$ , para  $j = 1, 2, \dots, k$ ;  $k \leq N$ .

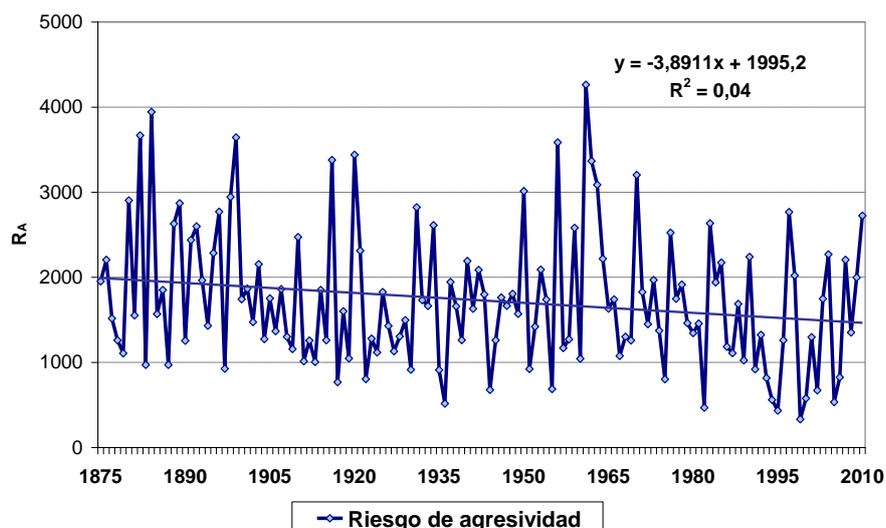


Fig.3: Evolución temporal del riesgo estimado de la agresividad pluviométrica  $R_A$  en el suroeste de España.

En la figura 4 se observa, superpuesto a los dientes de sierra, un tramo inicial ascendente hasta final del siglo XIX, que indica alta frecuencia de años con riesgo de agresividad superior al promedio de la serie. La primera mitad del siglo XX muestra un tramo descendente, formado mayoritariamente por años con riesgo de agresividad inferior a la media. Cambia de signo hacia 1960 y posteriormente se estabiliza. Destaca, en el último treintenio, una fase descendente con pendiente muy pronunciada que asociamos a un periodo de baja agresividad pluviométrica.

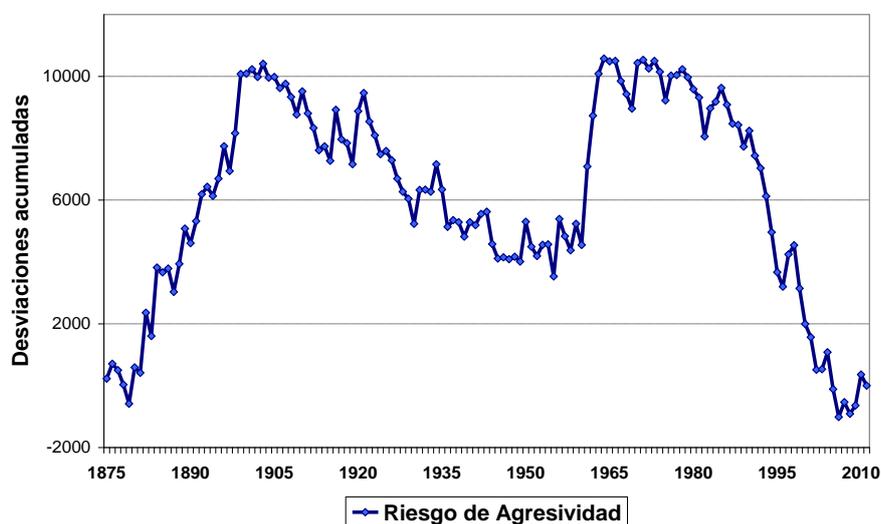


Fig. 4: Desviaciones acumuladas respecto de la media del riesgo estimado de agresividad.

### 4.3. Variabilidad temporal del riesgo de agresividad

La irregularidad interanual e intranual de la precipitación, da lugar a irregularidad en los efectos provocados. Dada la variabilidad general detectada del riesgo estimado de agresividad

$R_A$  durante el periodo de estudio, interesa analizar detalladamente su evolución interanual. Para ello, calculamos el coeficiente de variación móvil por periodos de once años  $CV_{11}$ , definido como el cociente de la desviación típica de la subserie parcial formada por el año de referencia  $i$  y los diez anteriores, y su correspondiente promedio. El periodo de 11 años, coincidente con el ciclo solar, permite amortiguar los valores extremos anuales de la variabilidad del riesgo y resaltar la información sobre las pautas de su evolución temporal.

El análisis temporal de  $CV_{11}$  presenta un comportamiento cíclico con pulsación de 40 años aproximadamente, mostrado gráficamente en la figura 5. Este comportamiento cíclico es singular, y no poseemos información que haya sido detectado previamente en el análisis de variabilidad de otras variables meteorológicas en el entorno mediterráneo. Con independencia del valor anual del riesgo, el entorno de los años 1887, 1922, 1961 y 2002 presenta los picos máximos de variabilidad, con cotas superiores a 0,5, separados por las correspondiente zona valle con mínimos inferiores a 0,30. El último cuarto de siglo de la serie se caracteriza por la mayor variabilidad del riesgo de los 136 años de estudiados.

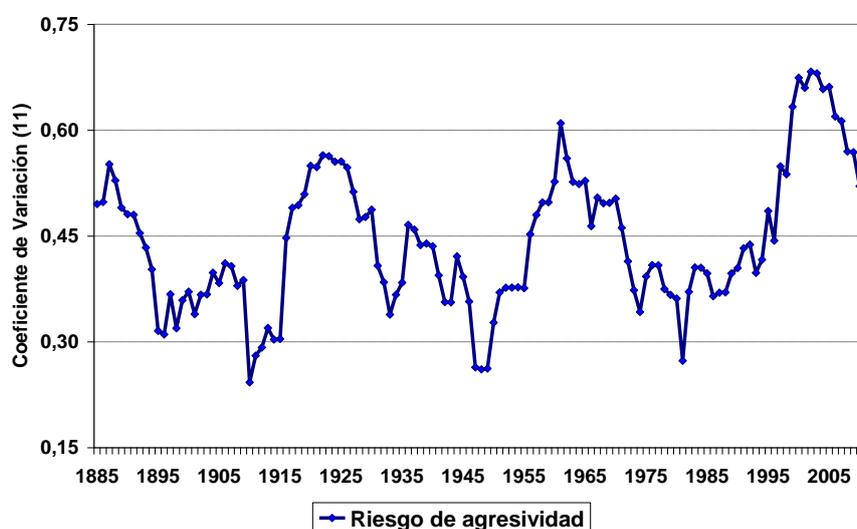


Fig. 5: Coeficiente de variación móvil por periodos de 11 años del riesgo de agresividad

## 5. CONCLUSIONES

Consideramos que la metodología propuesta es un procedimiento novedoso, adecuado para estimar el riesgo anual de agresividad pluviométrica. A partir de los índices, reformulados con datos diarios, de Fournier ( $I_{FM}$ ) y de concentración de Oliver ( $I_{PC}$ ) se establece la función de ponderación entre ambos índices por regresión con la erosividad local. En nuestro criterio, el procedimiento empleado para la cuantificación del riesgo anual supera las limitaciones inherentes a los modelos clásicos. Ello permite obtener la serie interanual de riesgo estimado de agresividad durante el periodo de 1875 a 2010.

El análisis temporal de esta serie muestra, sin tendencia general significativa, secuencias plurianuales de baja agresividad en la primera mitad del siglo XX y durante el último treinteno. La amplia irregularidad del riesgo de agresividad se manifiesta en alta variabilidad interanual en el conjunto de la serie analizada. Es destacable que el coeficiente de variación móvil por periodos de once años muestra un comportamiento cíclico con pulsación de 40 años

aproximadamente; el último pulso presenta durante las dos últimas décadas coeficiente de variación superior a 0,6.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Al Real Observatorio de la Armada de San Fernando por la cesión de registros pluviométricos y a la Consejería de Medio ambiente de la Junta de Andalucía por los datos para calcular la erosividad. Este estudio ha sido financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia a través del proyecto CGL2009-10683 y parcialmente por el proyecto 158-2010 (Organismo Autónomo Parques Nacionales).

## 7. REFERENCIAS

Aguilar-Alba, M. (2007). Recent changes and tendencies in precipitation in Andalucía. En: Sousa, A., García-Barrón, L., Jurado, V. (Coords.) *Climate Change in Andalusia: trends and environmental consequences*. Consejería de Medio Ambiente, Sevilla, pp. 97-116.

Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6, pp. 661- 675.

Angulo-Martínez, M.; López-Vicente, M.; Vicente-Serrano, S.M.; Beguería, S. (2009). “Mapping rainfall erosivity at a regional scale, a comparison of interpolation methods in the Ebro Basin (NE Spain)”. *Hydrology and Earth Systems Science*, 13, pp. 1907-1920.

Arnoldus, H.M.J. (1980). An approximation of the rainfall factor in the universal soil loss equation, De Boodt, M., Gabriels, D. (Eds.) *Assessment of Erosion*. John Wiley, Chichester, pp. 127-132.

Buishand TA. (1982) “Some methods for testing the homogeneity of rainfall records”. *Journal of Hydrology*, 58, pp. 11-27.

Fournier, F. (1960). *Climat et érosion*. Presse Universitaire de France, Paris.

García-Barrón, L., Aguilar, M. y Sousa, A. (2011). “Evolution of annual rainfall irregularity in the southwest of the Iberian Peninsula”. *Theoretical and Applied Climatology*, 103, pp. 13-26.

García-Barrón, L.; Morales, J.; Aguilar, M. y Sousa, A. (2012). Evolución de la agresividad pluviométrica en las cuencas hidrográficas españolas (1940-2010). *Cambio climático. Extremos e impactos*. Edit: Asociación Española de Climatología 8, pp. 329-337.

García-Barrón, L.; Morales, J. y Sousa, A. (2013). “Characterisation of the intra-annual rainfall and its evolution (1837-2010) in the southwest of the Iberian Peninsula”. *Theoretical and Applied Climatology*, 114, pp. 445-457.

ICONA (1988). *Agresividad de la lluvia en España. Valores del factor R de la ecuación universal de pérdidas de suelo*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid.

De Luis, M.; Gonzalez-Hidalgo, J.C. y Longares L.A. (2010). “Is rainfall erosivity increasing in the Mediterranean Iberian Peninsula?” *Land Degrad. Dev.*, 21, pp. 139-144.

Martín-Vide, J. y López-Bustins, J. A. (2006). “The western Mediterranean oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula”. *International Journal of Climatology*, 26, pp. 1455-1475.

Loureiro, N.S. y Couthino, M.A. (2001). “A new procedure to estimate the RUSLE EI30 index, based on monthly rainfall data applied to the Algarve region, Portugal”. *Journal of Hydrology* 250, pp. 12-18.

Michiels, P.; Gabriels, D. y Hartmann, R. (1992). “Using the seasonal and temporal precipitation concentration index for characterizing monthly rainfall distribution in Spain”. *Catena*, 19, pp. 43-58.

Oliver, J.E. (1980). “Monthly precipitation distribution, a comparative index”. *The Professional Geographer* 32 (3), pp. 300–309.

Rodrigo, F.S. (2002). “Changes in climate variability and seasonal rainfall extremes: a case study from San Fernando (Spain), 1821–2000”. *Theoretical and applied climatology*, 72, pp. 193-207.

Rodríguez Surián, M. y Sánchez Pérez, J.D. (1995) Distribución espacio-temporal de las pérdidas de suelo en Andalucía utilizando tecnología S.I.G. e imágenes de satélite. Accesible en:[http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/web/Red\\_informacion\\_ambiental/productos/Publicaciones](http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/web/Red_informacion_ambiental/productos/Publicaciones)

Sousa, A.; García-Murillo, P.; Sahin, S.; Morales, J. y García-Barrón, L. (2010). “Wetland place names as indicators of manifestations of recent climate change in SW Spain (Doñana Natural Park)”. *Climatic Change* 100, pp. 525-557.

Sousa, A.; Morales, J.; García-Barrón, L. y García-Murillo, P. (2013). "Changes in the *Erica ciliaris* Loefl. ex L. peat bogs of southwestern Europe from the 17th to the 20th centuries AD”. *Holocene* 23, pp. 255-269.

Stepanek P (2007). AnClim—software for time series analysis (for Windows). Department of Geography, Faculty of Natural Sciences, Masaryk University, Brno.

Taguas E.V.; Carpintero E.; Ayuso J.L. (2011). “Assessing land degradation risk through the long-term analysis of erosivity: a case study in southern Spain”. *Land Degradation & Development*, 24, pp. 179-187.

Wischmeier, W. H. y Smith, D. D. (1978). *Predicting rainfall erosion losses - A guide to conservation planning*. Agriculture Handbooks (USA), 537

# HACIA UNA CLASIFICACIÓN DE LAS INUNDACIONES: DEL IMPACTO A LA EVALUACIÓN CUANTITATIVA

Joan GILABERT, Montserrat LLASAT-BOTIJA, Raül MARCOS, M. Carmen LLASAT

Grupo GAMA, Departamento de Astronomía y Meteorología, Universidad de Barcelona  
jgilabert@am.ub.es

## RESUMEN

El análisis de la evolución histórica de las inundaciones se basa principalmente en la obtención e interpretación de informes municipales, eclesiásticos, documentos diversos oficiales y privados y la prensa. El uso de estas fuentes permite estimar el impacto de las inundaciones clasificando el evento según su severidad (catastrófico, extraordinario y ordinario). Sin embargo, aunque no existen muchos estudios, es posible comparar las series de caudal y precipitación con las series históricas de inundación, lo que permite evaluar y validar la calidad de las diferentes series, e identificar el papel de otras variables en los impactos y buscar una relación cuantitativa para las diferentes categorías. El estudio que aquí se presenta parte de las bases de datos de inundaciones INUNGAMA (1900-2010), PRESSGAMA (1981-2010) y la serie histórica (des del s. XIV) desarrollada en el proyecto SPHERE y actualizada hasta el presente. Se han utilizado series de caudal y precipitación para las cuencas de estudio, Ter y Muga. Homogeneizadas dichas series se han analizado sus tendencias mediante los métodos Mann-Kendall y el Monte Carlo propuesto por Turco y Llasat (2011). A su vez se ha realizado un estudio de frecuencias para calcular los períodos de retorno de las inundaciones. En definitiva, este capítulo presenta una aproximación *bottom-up* que ha permitido caracterizar e identificar nuevos umbrales para la clasificación de inundaciones a partir de estas relaciones cuantitativas. A la luz de este estudio se ha puesto de manifiesto la necesidad de definir una nueva categoría para los eventos más extremos, la elevada frecuencia de los episodios catastróficos y la propuesta de unos criterios objetivos para la clasificación y cuantificación de eventos.

**Palabras clave:** inundaciones, clasificación de inundaciones, umbrales, períodos de retorno, series pluviométricas, series de caudal, tendencias.

## ABSTRACT

The analysis of the historical evolution of floods is mainly based on the collection and interpretation of municipal reports, ecclesiastical archives, private and official documentary sources and press. The use of these sources allows us to estimate and classify the impact of floods according to its severity (catastrophic, extraordinary and ordinary). However, even the scarcity of such studies it is possible to compare flow and precipitation daily series with historical floods databases. In such a way both kinds of

data can be evaluated and validated offering the possibility to study the roll of other variables on the impacts and find a quantitative relation to the different categories. The presented study departs from the flood databases INUNGAMA (1900-2010), PRESSGAMA (1981-2010) and historical series (since s. XIV) developed in SPHERE Project and updated until the present day. We have also used flow data and precipitation data for basins of Ter and Muga rivers. Once the process of data homogenization has been done, we have analysed its trends through Mann-Kendall and Monte Carlo (Turco and Llasat, 2011) methods. In turn we have done a frequency study to calculate the return periods of floods. Consequently this chapter presents a *bottom-up* approach that has allowed the identification of new thresholds of flood classification from quantitative values. This last result points out the need to create a new category in the classification of floods reserved to the most extreme events, the high frequency of catastrophic events and the purpose of some objective criteria to classify and quantify flood events.

**Key words:** floods, flood classification, thresholds, return periods, rainfall series, flow series, trends.

## 1. INTRODUCCIÓN

Las inundaciones constituyen el principal riesgo natural en el mundo (UNISDR, 2009). En media, más de 280 desastres son causados por inundaciones y tormentas cada año, en comparación con los 31 desastres asociados a terremotos, y más de 105.000.000 personas son afectadas por inundaciones. Según el *Flood Risks to People* (DEFRA), en el siglo XX el 12% de las víctimas mortales causado por desastres naturales han sido consecuencia de las inundaciones, habiéndose registrado entre 1980 y 2000 un total de 170.000 víctimas (Dao y Peduzzi, 2004). En España las inundaciones también constituyen el principal riesgo natural, y así, el 62% de los pagos hechos por el Consorcio de Compensación de Seguros (CCS) entre 1971 y 2000 fueron por inundaciones.

El Mediterráneo español, y en particular Cataluña constituye una de las regiones más expuestas a inundaciones. La última inundación catastrófica se registró en junio de 2013 en el Valle de Arán produciendo unos daños aproximados de 20 millones de euros (CCS). En Cataluña el Plan INUNCAT frente las inundaciones, incluye cartografía del riesgo, según el cual más del 40% de los municipios tendrían riesgo alto o muy alto de inundación. De acuerdo con él, la Agencia Catalana del Agua (ACA) está elaborando los Planes de Espacios Fluviales (PEFCAT) que contienen también cartografía del riesgo más detallada para cada cuenca.

La reconstrucción de bases de datos (BBDD) históricos permite analizar su evolución temporal así como su distribución en el territorio y clasificarlas según su impacto. Este tipo de clasificación se ha usado frecuentemente sobre las inundaciones históricas y presentes (Barriandos *et al.*, 2003; Llasat *et al.*, 2005; Barrera *et al.*, 2006; Barnolas y Llasat, 2007; Llasat *et al.*, 2014). El mismo criterio también se ha usado para construir la Base de Datos FLOODHYMEX (Llasat *et al.*, 2013) para todas las inundaciones del Mediterráneo Occidental desde 1981 hasta 2010. Sin embargo esta clasificación, no permite cuantificar numéricamente el impacto y solo usa indicadores descriptivos. Con

la finalidad de abordar el problema, el presente estudio se focalizará en establecer umbrales cuantitativos para la clasificación de las inundaciones. A partir de series diarias de precipitación y de caudal y las BBDD de inundaciones, se propone una metodología basada en su estudio estadístico, de esta manera podremos establecer diversos parámetros numéricos que permitirán clasificar las inundaciones de forma más precisa.

El siguiente capítulo se divide en un apartado de descripción del área de estudio dónde también se explica cuales son los datos utilizados. Seguidamente se expone la metodología y cuales han sido los criterios y técnicas utilizadas para esta clasificación. El apartado 4 contempla los resultados y el capítulo se cierra con unas conclusiones generales.

## 2. AREA DE ESTUDIO Y DATOS

### 2.1- Zona de estudio:

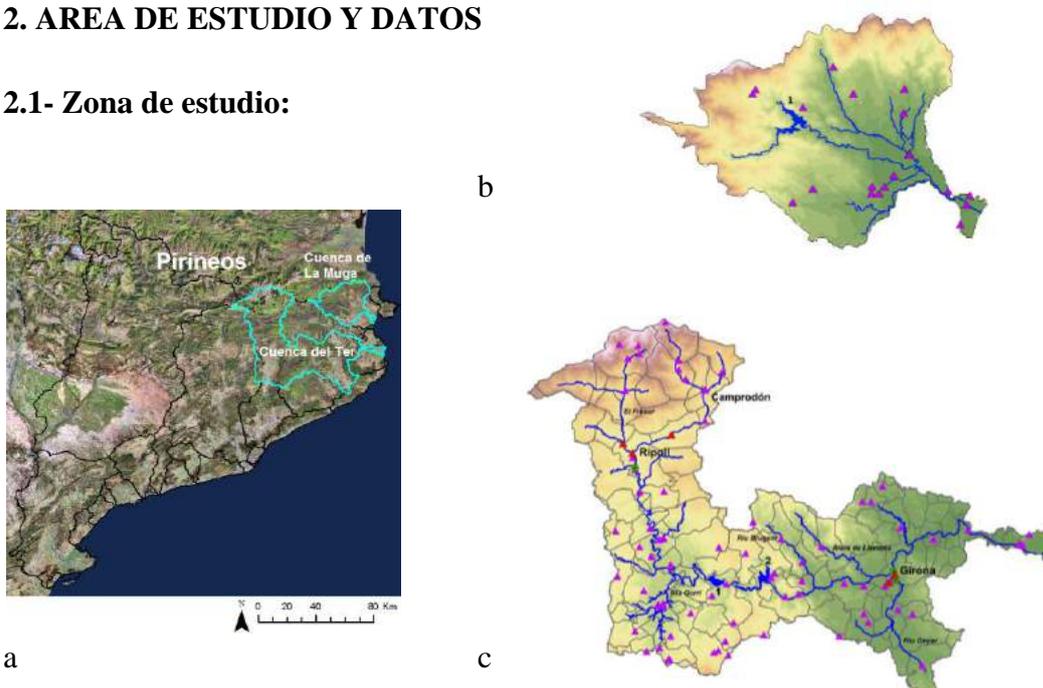


Fig. 1: a) Mapa de Cataluña indicando las dos cuencas de estudio, b) Cuenca de la Muga con los pluviómetros e indicando el embalse de la Boadella (1), c) Cuenca del Ter con sus pluviómetros y aforos e indicando los embalses de Sau (1) y Susqueda (2).

La zona de estudio se centra en dos cuencas hidrográficas de las Cuencas Internas de Cataluña (CIC), correspondientes a los ríos Ter y la Muga. El primero, nace en Ulldeter en la comarca pirenaica del Ripollès y desemboca en el Mediterráneo en Torroella de Montgrí (Tabla 1). En la zona media de la cuenca se sitúan diversos embalses de dimensiones relativamente importantes (Tabla 2). Para el presente estudio se han seleccionado tres poblaciones importantes de la cuenca, para las que además se dispone de información histórica (Llasat *et al.*, 2005). Los puntos singulares son: Girona, como ciudad (97.000 hab.) en la zona media de la cuenca situada después de los embalses y Ripoll (11.000 hab.) y Camprodon (2.500 hab.) como pueblos de montaña situados en el Prepirineo y Pirineo Oriental respectivamente. En la ciudad de Girona, se ha trabajado con los caudales del Ter y también de su afluente Onyar que atraviesa la ciudad y ha

sido, históricamente, el que ha causado más inundaciones. Desde 1970 este río está canalizado. El río Onyar nace en el municipio de Brunyola, en las Guilleries y su cuenca comprende la mitad norte del Pla de la Selva. Girona también es atravesada por otros afluentes menores; el Galligants y el Güell.

La segunda zona de estudio se centra en la Muga, un río de dimensiones menores, nace en el Montnegre (Vellespir) desemboca en Castelló d'Empúries. Cabe destacar que dispone de un embalse, el de la Boadella que es el punto seleccionado para el estudio.

Río	Longitud (km)	Caudal medio (m <sup>3</sup> /s)	Sup. (km <sup>2</sup> )	Desnivel (m)	Pendiente media (%)
Ter	208	25,00	3010,5	2400	1,15
Onyar	34	1,82	340,7	150	0,44
Muga	58	3,34	853,8	1214	2,09

Tabla 1: CARACTERÍSTICAS DE LOS RÍOS.

Embalses	Capacidad (hm <sup>3</sup> )	Superficie (ha)	Área de captación (km <sup>2</sup> )	Año de creación
Sau (Ter)	151	573	1522	1962
Susqueda (Ter)	233	466	1775	1968
Pasteral (Ter)	2	35	23	1905
Colomers (Ter)	1	70	-	1970
Boadella (Muga)	60	363	182	1969

Tabla 2: EMBALSES DE LAS CUENCAS DE ESTUDIO.

## 2.2- Bases de datos de inundaciones:

La realización del estudio parte de las BBDD de inundaciones siguientes:

- INUNGAMA: contiene un total de 375 inundaciones registradas en Cataluña desde 1900 hasta 2010 (Barnolas y Llasat, 2007; Llasat *et al.*, 2013). Dicha BBDD está asociada a un GIS que permite cartografiarlas, contiene información sobre inundaciones extraídas de noticias de prensa, informes técnicos, artículos científicos, otras bases de carácter local, etc. Las inundaciones se han clasificado según su severidad ya que mediante las fuentes anteriormente nombradas, como se ha dicho, se puede estimar el impacto.
- PRESSGAMA: incluye más de 15.000 noticias relacionadas con los riesgos naturales y el cambio climático, publicadas entre 1981 y 2010 y con información detallada de cada evento de inundación (Llasat *et al.*, 2009).
- HISTOGAMA: series de inundaciones desde el siglo XIV, desarrollada principalmente en el Proyecto Europeo SPHERE (Benito *et al.*, 2004; Llasat *et al.*, 2005) y actualizada hasta el 2012 para los ríos Ter, Llobregat y Segre.

## 2.3- Datos de precipitación y caudal:

Para realizar el análisis cuantitativo que ha permitido calcular los períodos de retorno, las tendencias, la precipitación areal y la distribución de los umbrales se han utilizado

datos diarios de caudal medio y precipitación para el período 1912-2011 (Fig. 1). Los datos pluviométricos han sido facilitados por la Agencia Española Meteorológica (AEMET) y el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC).

Para los datos de caudal medio se han usado también las series diarias de tres puntos de la cuenca del río Ter y uno de la Muga para los mismos períodos de tiempo, exceptuando este último (Fig.1). Los datos han sido proporcionados por la Agencia Catalana del Agua (ACA) y el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX).

### 3. METODOLOGIA

La clasificación de las inundaciones a partir del impacto es la más utilizada cuando se quieren hacer estudios de inundaciones históricas a escala secular, como por ejemplo la evolución de las inundaciones en Cataluña desde el siglo XV (Barriendos y Martín-Vide, 1998, Llasat *et al.*, 2005, Barnolas y Llasat, 2007). Usualmente se considera las definiciones siguientes:

- *Inundación ordinaria (0)*: es la que se produce cuando el caudal del río aumenta de tal forma que puede alterar el ritmo de vida cotidiano, afectar infraestructuras no permanentes situadas en el río o invadir pasos para el cruce del río. Sin embargo no produce daños materiales mayores.
- *Inundación extraordinaria (1)*: se produce cuando el río se desborda y aunque afecta el desarrollo de la vida ordinaria y produce algunos daños, no genera destrucción completa de infraestructuras. Estas inundaciones pueden ser locales o muy extensas.
- *Inundación catastrófica (2)*: aquella que produce pérdidas materiales graves, como destrucción total o parcial de puentes, molinos u otras infraestructuras, pérdidas de ganado y cosechas.

La severidad de las inundaciones se establece a partir de la selección de indicadores que puedan describir qué tipo de inundación se le atribuye a cada evento. Los indicadores seleccionados para este estudio se han basado en una simplificación de los propuestos por Petrucci *et al.*, 2013 y que ya se han aplicado en la base de datos FLOODHYMEX (Llasat *et al.*, 2013).

Una vez identificados y clasificados los eventos de inundación que han afectado a las diferentes cuencas de estudio, se ha analizado la precipitación y caudal del día que se produce la avenida y los días previos. Esto también ha sido útil para validar la base de datos y efectuar las modificaciones necesarias.

Se ha buscado una posible relación entre las diferentes categorías, el caudal y la precipitación a partir de la distribución de frecuencias, tanto usando diagramas *boxplot* como percentiles. Para calcular la distribución en percentiles de la precipitación, se ha filtrado la serie diaria a partir del valor más bajo que ha causado una inundación ordinaria. Para los caudales se ha filtrado la serie a partir del valor más bajo de las inundaciones extraordinarias, ya que en las ordinarias no hay desbordamiento. Este apartado también ha sido útil para validar la base de datos e identificar puntos anómalos en la distribución.

El cálculo de la precipitación areal o media de la cuenca se ha hecho a partir del método de isoyetas mediante la interpolación geoestadística *Kriging* (Isaaks y Srivastava, 1989) de los pluviómetros de cada una de las cuencas de estudio (Fig. 2).

Para calcular las tendencias de las series y compararlas se han usado dos metodologías para poder dar robustez y más significatividad a los resultados. Los métodos elegidos han sido el de *Mann-Kendall* (Mann, 1945; Kendall, 1975) y el método *Monte Carlo* modificado (Turco y Llasat, 2011). Este último se basa en hacer una reordenación y partición de la serie en distintas muestras reconstruidas de la serie original.

Los períodos de retorno se han obtenido mediante la *distribución de Gumbel* (Haan, 1977; Shaw, 1983), a partir de los máximos anuales de caudal y precipitación de las series.

#### 4. RESULTADOS

Para hacer el estudio se han analizado un total 91 inundaciones. En el período 1912-2011 53 se han dado en Girona y 15 en Ripoll y Camprodon, siendo las catastróficas un 9% y 33% respectivamente. En el caso de la Boadella se han identificado 19 inundaciones en el período 1971-2011, el 11% de las cuáles catastróficas.

Para poder clasificar las inundaciones se ha analizado en primer lugar su comportamiento interanual y anual para comparar las posibles tendencias existentes en las distintas series (Fig. 2).

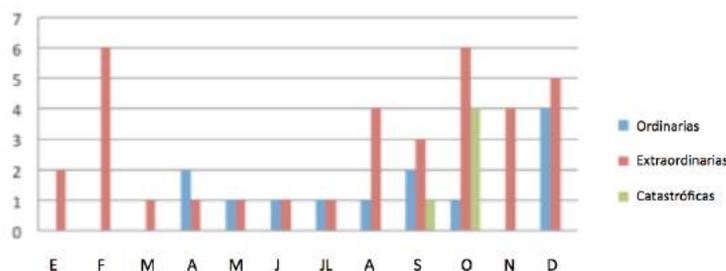


Fig. 2: Distribución mensual de las inundaciones en Girona por categorías (1912-2011).

Las inundaciones catastróficas en Girona se han producido en otoño y las inundaciones extraordinarias transcurren principalmente entre agosto y diciembre. Las ordinarias, por otra parte, abarcan un período temporal mayor que empieza en primavera, debido a que pueden ser causadas por lluvias continuas más estratiformes. Este comportamiento lo podemos generalizar para ambas cuencas de estudio así como para Cataluña (Llasat *et al.*, 2014).

La evolución anual de las inundaciones para las dos cuencas no presenta tendencias significativas robustas (para ambos métodos), aun así aplicando el test de Monte Carlo en las inundaciones extraordinarias de Girona, observamos una pequeña disminución de 0.11 inundaciones/década con una significatividad del 95%. En la figura 3 podemos ver la evolución de las inundaciones por categorías y por localidades para el período 1912-

2011. Vemos que en Girona, después de hacer las obras de canalización del río Onyar, las inundaciones catastróficas disminuyeron. También podemos observar que con la sistematización y actualización diaria de la prensa de la BBDD INUNGAMA se identificaron más inundaciones ordinarias.

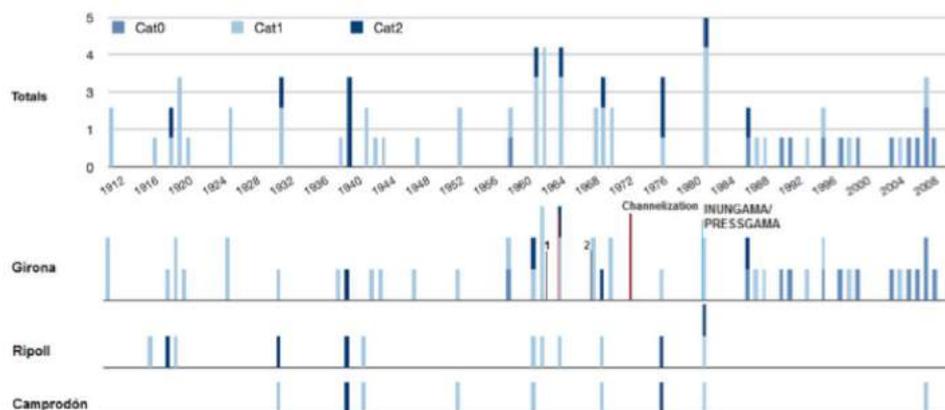


Fig. 3: Inundaciones totales por categorías y por zonas de estudio en la cuenca del Ter y sus actuaciones (1912-2011).

Tampoco existen tendencias para las series de precipitación areal y puntual y de caudal en los ríos Ter y la Muga. En las series de caudal del Ter, se puede observar mediante una inspección visual una oscilación de cuarenta años que podría estar relacionada con causas climáticas y que se puede intuir para cada una de las series de caudal estudiadas. La oscilación estaría acorde con otros estudios como el de Llasat *et al.*, 2005.

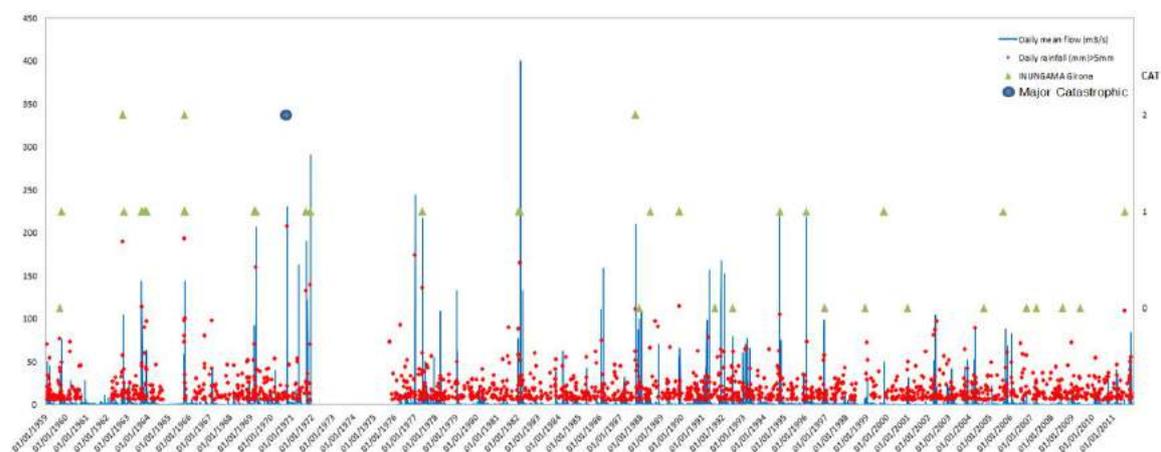


Fig. 4: Inundaciones por categorías, caudal diario y precipitación diaria en el Río Onyar en Girona (1959-2011).

Se han seleccionado los casos de inundaciones para relacionarlos con las series de caudal y precipitación. En la figura 4 podemos ver un compendio de las series de caudal y precipitación reflejando las inundaciones categorizadas en el río Onyar.

En la figura 5a y 5b nos muestra la relación entre caudal y precipitación de las inundaciones en los puntos de estudio del Ter. Se observa una relación aproximadamente lineal entre caudal y precipitación. Los coeficientes de correlación al 95% de significatividad son de 0,73 y 0,79 en Girona i Ripoll y 0,70 en la Boadella.

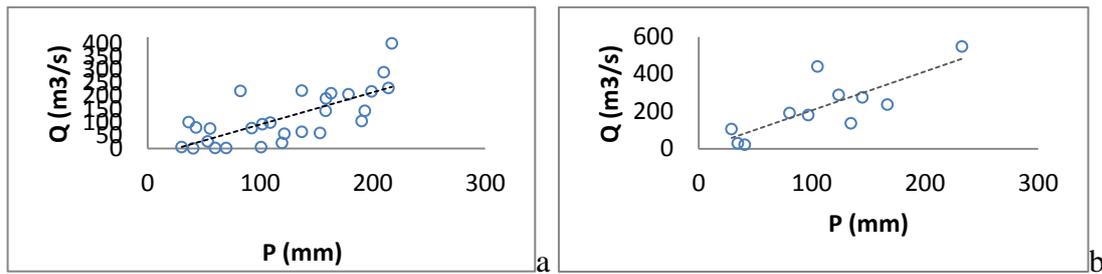


Fig. 5: Relación entre caudal y precipitación en las inundaciones en a) Girona y b) Ripoll.

Los umbrales se han representado mediante diagramas *boxplot* (Fig. 6a y 6b) para los caudales y la precipitación (areal y puntual) analizados. Podemos observar como la clasificación de las inundaciones se ajusta mejor en los diagramas de precipitación. Aun así en todos los casos la distribución de las medianas y la posición de los cuartiles describen una relación lineal positiva entre las categorías/caudales y categorías/precipitación. Los umbrales extraídos de los *boxplots* para las diferentes regiones son los siguientes que se muestran en la tabla 3:

	Extraordinarias		Catastróficas	
	Q (m3/s)	P (mm)	Q (m3/s)	P (mm)
<b>Girona (Ter)</b>	>100	>80	>160	>160
<b>Ripoll (Ter)</b>	>100	>100	>200	>170
<b>Boadella (Muga)</b>	>50	>60	>200	>90

Tabla 3: CANTIDADES MÍNIMAS DE PRECIPITACIÓN (P) Y CAUDAL (Q) PARA LOS TRES PUNTOS DE ESTUDIO LAS CUALES SE HAYA PRODUCIDO INUNDACIÓN EXTRAORDINARIA Y CATASTRÓFICA.

El hecho de que el umbral inferior de caudal del Onyar (Fig. 7b) sea muy bajo (caudal normal medio) es consecuencia de 5 casos que fueron evaluados como extraordinarios,

fueron causa principalmente de lluvia in situ o granizo, provocando un impacto relativamente importante, este hecho plantea una revisión de criterios.

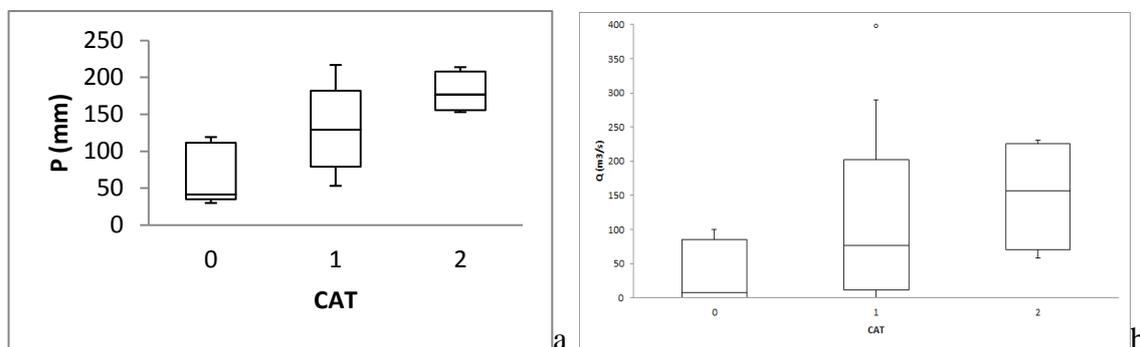


Fig. 6: Boxplots entre a) precipitación y categoría y b) caudal y categoría del río Onyar en Girona.

<b>GIRONA</b>	<b>P (mm)</b>	<b>Q (m3/s)</b>	<b>RIPOLL</b>	<b>P (mm)</b>	<b>Q (m3/s)</b>
<b>P_50</b>	45	87	<b>P_50</b>	45	40
<b>P_75</b>	61	127	<b>P_75</b>	56	54
<b>P_90</b>	91	193	<b>P_90</b>	72	80
<b>P_99</b>	193	391	<b>P_99</b>	112	207
<b>Umbral</b>	30	26	<b>Umbral</b>	29	29

Tabla 4: DISTRIBUCIÓN EN PERCENTILES DE LAS SERIES DE PRECIPITACIÓN Y DE CAUDAL EN EL ONYAR (GIRONA) Y EN RIPOLL.

Las distribuciones para Girona nos dicen que por encima del percentil 99 se sitúan el 50% de las inundaciones catastróficas y el 28,5% de las extraordinarias. Por encima del percentil 90 se encuentran todas las catastróficas y el 78,5% de las inundaciones extraordinarias. El 66,7% de las ordinarias se posicionan entorno al percentil 50 o por debajo. Para los caudales, por encima del percentil 99 sólo encontramos un caso de inundación extraordinaria pero por encima del 90 hay el 50% de los casos catastróficos y el 42,8% de los eventos extraordinarios. El resto de inundaciones catastróficas se encuentran entre los percentiles 75 y 90 y las extraordinarias entre el percentil 50 y el 90. Los casos de inundación ordinaria están entorno al percentil 50 o por debajo.

Para la precipitación en Ripoll, el 80% de las inundaciones catastróficas se encuentran por encima del percentil 99 y el 50% de las extraordinarias también. El resto de ellas están entre los percentiles 75 y 90. Para los caudales, el 66,7% de las inundaciones catastróficas superan el percentil 99 y el 42,8% de las extraordinarias también, el resto de casos se distribuyen entre el percentil 75 y el 90.

	<i>Girona</i>		<i>Onyar</i>	<i>Onyar</i>	<i>Ter - Girona entrada</i>	<i>Ter - Girona salida</i>
<i>Pr</i>	<i>Gumbel</i>	<i>SQRT-ETmax</i>	<i>Gumbel</i>	<i>MIKE 11</i>	<i>MIKE 11</i>	<i>MIKE 11</i>
<b>T</b>	<b>P</b>	<b>P</b>	<b>Qmean (24h)</b>	<b>Qmax (inst)</b>	<b>Qmax (inst)</b>	<b>Qmax (inst)</b>
2	77	79	76	100 (T 3.5)	261 (T 3.5)	267 (T 3.5)
5	121	113	161	-	-	-
10	151	138	217	248	410	661
25	187	174	288	-	-	-
50	215	202	341	555	943	1422
100	242	233	394	672	1355	1849
200	269	-	446	-	-	-
500	305	310	515	991	2682	2903

Tabla 5: PERÍODOS DE RETORNO DE LA PRECIPITACIÓN EN GIRONA Y EL CAUDAL DEL ONYAR Y EL TER APLICANDO LOS MÉTODOS DE GUMBEL, SQRT (ACA) Y EL MODELO MIKE 11 (ACA).

Para finalizar se han calculado los períodos de retorno (Tabla 5) de Girona y también de Ripoll y la Boadella, de esta manera se puede establecer, en los umbrales, la frecuencia en que un evento de cierta magnitud se produce o no (Tabla 6).

	<b>Extraordinarias</b>		<b>Catastróficas</b>	
	<b>Pr. Q (años)</b>	<b>Pr. T (años)</b>	<b>Pr. Q (años)</b>	<b>Pr. T (años)</b>
<b>Girona (Ter)</b>	>2	>5	>4	>10
<b>Ripoll (Ter)</b>	>3	>10	>5	>50
<b>Boadella (Muga)</b>	>2	>2	>10	>5

Tabla 6: PERÍODOS DE RETORNO (Pr) MÍNIMOS PARA LAS INUNDACIONES EXTRAORDINARIAS Y CATASTRÓFICAS DE LAS TRES ZONAS DE ESTUDIO.

Existe por lo tanto una diferencia entre zonas de la cabecera poco antropizadas y las ciudades más vulnerables. Los períodos de retorno son bastante bajos, exceptuando casos muy específicos que han requerido establecer una nueva categoría, la catastrófica mayor (*Major Catastrophic*) que sitúa sus períodos de retorno alrededor de los 500 años, como las inundaciones del octubre de 1940 o del noviembre de 1982 en los Pirineos, dónde las cuencas de la Muga y del Ter (en mayor medida) se vieron afectadas.

## 5. CONCLUSIONES

Este trabajo ha permitido evaluar y validar las bases de datos de inundaciones construidos a partir de datos *proxy* y de la observación de impactos. En algunos casos se

han hecho cambios en las fechas o en la categoría mediante una propuesta de indicadores. También se han reconocido casos dónde existen picos de caudal y precipitación pero que no se reflejan correctamente.

No existen tendencias significativas para las series de precipitación y caudal. En las series de caudal más largas se intuye un ciclo de 40 años. En el caso de las inundaciones existe un decrecimiento no significativo en Girona pero un ligero incremento en la cuenca, debido sobretodo a las inundaciones ordinarias y extraordinarias.

La evolución decreciente de las inundaciones catastróficas puede ser debida a una mayor construcción de obras hidráulicas de defensa así como cambios en los usos del suelo, factores climáticos, la vulnerabilidad, etc.

Existen ciertos valores de caudal y precipitación de eventos catastróficos que destacan por encima del resto, debido a su elevado período de retorno o de su posición en las distribuciones establecidas. Para ello, se ha de considerar una nueva categoría mayor que la catastrófica para este tipo de episodios.

Las inundaciones catastróficas se han producido con caudales por debajo de un período de retorno de 100 años. Este período de retorno es inferior donde las áreas son más vulnerables. Concretamente episodios con caudal de periodos de retorno inferior a 10 años han producido inundaciones catastróficas en Girona si bien el caudal máximo instantáneo ha superado este período de retorno. En el caso de la zona de montaña los períodos de retorno y umbrales han superado los de 50 y 100 años en precipitación y caudal máximo para los episodios catastróficos. Este hecho invita a la reflexión en aquellos lugares donde el criterio es para períodos de retorno superiores a los 500 años.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a la Agencia Catalana del Agua (ACA), al Servei Meteorològic de Catalunya (SMC), a la Agencia Española de Meteorología (AEMET) y al Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) por los datos de caudal y de precipitación que nos han proporcionado.

Este trabajo se ha llevado a cabo en el marco del proyecto europeo DRIHM (Distributed Research Infrastructure for Hydro-Meteorology). Proyecto nº 283568 UE Framework Programme 7.

## 7. REFERENCIAS

Agència Catalana de l'Aigua. (2014). Avaluació preliminar del risc d'inundació en el districte de conca fluvial de Catalunya.

Barnolas, M. y Llasat, M.C. (2007). A flood geodatabase and its climatological applications: the case of Catalonia for the last century. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 7, pp. 271–281.

Barrera, A.; Llasat, M. C. y Barriendos, M. (2006). Estimation of extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 6, pp. 505-518.

- Barriendos, M.; Coeur, D., Lang, M., Llasat, M.C.; Naulet, R.; Lemaitre, F. y Barrera A. (2003). Stationarity analysis of historical flood in France and Spain (14th-20th centuries)". *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, pp. 583-592.
- Barriendos, M. y Martín Vide, J. (1998). Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th-19th Centuries). *Climatic Change*, 38, pp. 473-491.
- Benito, G.; Lang, M.; Barriendos, M.; Llasat, M. C.; Francés, F.; Ouarda, T. y Bobée, B. (2004). Use of systematic, palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation. Review of scientific methods. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 31, pp. 623-643.
- Consorcio de Compensación de Seguros (CCS). (2011). Estadística. Riesgos extraordinarios. Serie 1971-2010.
- Dao, H. y Peduzzi, P. (2004). Global evaluation of human risk and vulnerability to natural hazards. *Enviro- Info.*, 1, pp. 435-446.
- Direcció General de Protecció Civil de Catalunya (DGPC), 2012. Pla Especial d'emergències per inundacions (INUNCAT).
- Hann, C. T. (1977). *Statistical Methods in Hydrology*. State University Press.
- Isaaks, E.H., Srivastava, R.M. (1989). *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford Univ. Press, pp. 561.
- Kendall, M. G. (1975). *Rank Correlation Measures*. Charles Griffin.
- Llasat, M. C.; Barriendos, M.; Barrera, A.; Rigo, T. (2005). Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records. *Journal of Hydrology*. 313, 32–47.
- Llasat, M.C., Llasat-Botija, M., López, L. (2009). A press database on natural risks and its application in the study of floods in Northeastern Spain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, pp. 2049–2061.
- Llasat, M.C. (2011). Trends in indices of daily precipitation extremes in Catalonia (NE Spain), 1951–2003. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, pp. 3213–3226.
- Llasat Botija, M. C.; Llasat-Botija, M.; Petrucci, O.; Pasqua, A. A.; Rosselló, J.; Vinet, F., y Boissier, L. (2013). Towards a database on societal impact of Mediterranean floods in the framework of the HYMEX project. *Natural Hazards And Earth System Sciences*, 2013, 13, p. 1337-1350.
- Llasat, M. C.; Marcos, R.; Llasat-Botija M.; Gilabert, J.; Turco, M. y Quintana-Seguí, P. (2014). Flash flood evolution in North-Western Mediterranean. *Atmospheric Research*.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13, pp. 245-259
- Petrucci, O.; Llasat, M. C.; Llasat-Botija, M.; Pasqua, A. A.; Roselló, J.; Vinet, F. y Boissier, L. (2013). A holistic approach to the analysis of flood events in Mediterranean Region. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 15, pp. 10222.
- Shaw, E.M. (1983). *Hydrology in Practice*. Van Nostrand Reinhold.
- Turco, M. y Llasat, M.C. (2011). Trends in indices of daily precipitation extremes in Catalonia (NE Spain), 1951-2003. *Natural Hazards And Earth System Sciences*, 11, pp. 3213-3226.
- UNISDR. (2009). *Terminology on Disaster Risk Reduction*:  
[www.unisdr.org/we/inform/terminology](http://www.unisdr.org/we/inform/terminology)

# ANÁLISIS CLIMATOLÓGICO DE LOS TEMPORALES MARÍTIMOS EN LA CORNISA ATLÁNTICA DURANTE EL INVIERNO 2013-14

Melisa MENÉNDEZ, Antonio ESPEJO, Jorge PÉREZ,  
Fernando J. MENDEZ, Iñigo J. LOSADA

*Instituto de Hidráulica Ambiental "IH Cantabria". Universidad de Cantabria, España*  
menendezm@unican.es, perezgj@unican.es, espejoa@unican.es, mendezf@unican.es, losadai@unican.es

## RESUMEN

Durante los meses del invierno de 2013-14, una serie de temporales marítimos alcanzaron las costas de la cornisa atlántica en el sur de Europa. El impacto de estos oleajes sobre distintos elementos de la costa (playas, puertos, etc.) provocó importantes daños estructurales, inundaciones y grandes erosiones en el litoral. El presente trabajo tiene como objetivo describir las dinámicas de estos temporales marítimos, caracterizando tanto el oleaje de forma multivariada como las situaciones atmosféricas que provocaron su génesis para, finalmente, investigar la singularidad de estos eventos en el sistema climático.

Para ello, se ha realizado una reconstrucción del oleaje con alta resolución en toda la cuenca oceánica del Atlántico Norte mediante un modelo de oleaje forzado con campos de viento en superficie procedentes de un reanálisis atmosférico. Los resultados se han validado con medidas instrumentales y utilizado para caracterizar el clima marítimo durante el invierno 2013-14. Esta información se ha complementado con un análisis de tipos de circulación (climatología sinóptica), con el cual se facilita la identificación de aquellos estados de la atmósfera responsables de la generación de oleajes extremos. Los resultados de este estudio identifican ciertos tipos de tiempo asociados a las situaciones de temporal marítimo durante el invierno 2013-14. La principal conclusión que se obtiene es que, aunque el número de temporales intensos ocurridos es inusual, su génesis y magnitud es similar a la del clima marítimo existente.

**Palabras clave:** Oleaje, eventos extremos, tormentas, temporal marítimo, patrones de circulación, altura de ola significativa.

## ABSTRACT

During the winter months of 2013-14, a number of wind-sea storms reached the Atlantic coast in Europe. The impact of these wind-sea storms caused major structural damage, floodings and heavy erosion on the coast. This paper aims to describe the dynamics of these marine storms, characterizing both the multivariate wave climate as atmospheric conditions that caused its genesis to finally investigate the singularity of these events in the climate system.

A historical reconstruction of the wave climate at high spatial resolution over the North Atlantic ocean basin by a wave model forced with surface wind fields from an atmospheric reanalysis is developed. The wave outcomes have been validated with instrumental measurements and used to characterize the wave climate during the winter 2013-14. This information has been supplemented by an analysis of weather types, which provides an identification of those states of the atmosphere responsible for the generation of extreme waves. This study concludes that the high occurrence of intense winter wind-sea storms is unusual, whilst the wave storms have been generated from similar past atmospheric patterns.

**Keywords:** Wave, extreme event, wind-storm, weather type, significant wave height.

## 1. INTRODUCCIÓN

Las definiciones principales que describen un temporal marítimo suelen estar asociadas a un umbral de la intensidad de la velocidad del viento o a la magnitud de los daños sobre la franja litoral. En este trabajo se considera que un temporal marítimo es un evento natural de origen mete-oceanográfico asociado a episodios de oleaje extremos. En particular, los eventos extremos de oleaje se generan por la acción de episodios de viento intenso sobre un área extensa de la superficie del mar. Los campos de viento en superficie son la consecuencia de situaciones meteorológicas asociadas a ciertas formaciones, como borrascas y anticiclones, dinámicas atmosféricas que están controladas por los flujos de calor en la atmósfera que, a su vez, están alimentados por forzamientos astronómicos y su interacción con el océano, litosfera y criosfera.

Los temporales marítimos en la costa atlántica se caracterizan por alcanzar intensas magnitudes y ocurrir con frecuencia con respecto a otras costas del mundo. Además presentan una fuerte estacionalidad con máximos en invierno y una importante variabilidad inter-anual (Izaguirre et al., 2011). No obstante, durante los meses de diciembre a marzo del invierno 2013-14 una serie de temporales marítimos alcanzaron las costas atlánticas de Europa provocando importantes daños estructurales, inundaciones, grandes erosiones en el litoral y el paro de las actividades pesqueras. El objetivo de este trabajo es la caracterización de estos temporales y su estudio en un marco climático.

El trabajo está organizado en cinco secciones, siendo la primera esta introducción. En la sección 2 se describen las bases de datos atmosféricas y de oleaje utilizadas. En la sección 3 se describen los episodios de oleaje extremo que sucedieron durante el invierno 2013-14. La sección 4 resume el estudio climatológico sobre estos temporales, mediante comparación con la información del clima marítimo desde la década de los 80 y un análisis de patrones tipo de la circulación atmosférica asociados a temporales. Finalmente, en la sección 5 se describen las principales conclusiones obtenidas.

## 2. BASES DE DATOS UTILIZADAS

### 2.1 Variables atmosféricas.

La formación y posterior propagación del oleaje sobre la superficie del mar está totalmente condicionada por los campos de viento en superficie que, a su vez, están determinados por los sistemas de circulación atmosféricos. En este trabajo se han analizado los campos de presión a nivel del mar y los vientos procedentes del reanálisis global CFSR (Climate Forecast System Reanalysis. Saha et al. 2010) durante el periodo 1979-2014. Este reanálisis se genera mediante simulación numérica, empleando modelos similares a los que se usan para predicción meteorológica, y un proceso de asimilación de datos observados. La asimilación de datos incluye mediciones tomadas en superficie y en altitud a lo largo de toda la superficie terrestre así como medidas de observaciones en buques y procedentes de satélite.

### 2.2 Bases de datos de oleaje.

El principal objetivo de este trabajo es el estudio de los eventos de oleaje extremo o temporales marítimos. Por ello, uno de los principales esfuerzos realizados consiste en la reconstrucción histórica del oleaje sobre las costas atlánticas europeas y, en especial, la cornisa cantábrica y gallega. Cabe mencionar que el oleaje de temporal está constituido

mayoritariamente por oleaje tipo *swell* o mar de fondo (oleaje creado por la incidencia del viento sobre un área oceánica lejana). Por ello, para la correcta reproducción del oleaje por temporal es necesaria la simulación sobre toda la cuenca oceánica del Atlántico norte.

Para la simulación dinámica se ha utilizado el modelo WavewatchIII en su última versión (Tolman et al., 2014). El dominio espacial utilizado cubre las longitudes 82°O-10°E y las latitudes 25-73°N, con una resolución de 1/4°. Se ha utilizado la información batimétrica procedente de ETOPO2 (2-minute Gridded Global Relief Data. U.S. Department of Commerce, NOAA), y la cobertura de hielo y campos de viento procedentes del reanálisis CFSR. La base de datos resultante se ha denominado GOW-ATLN.

Una de las tareas elementales en toda reconstrucción histórica simulada es su validación con medidas instrumentales, lo que permite considerar la base de datos como observaciones cuasi-reales. En este trabajo se ha realizado una comparación con medidas procedentes de las boyas de la red exterior de Puertos del Estado: Bilbao, Cabo Peñas, Estaca de Bares, Silleiro y Villano-Sisargas. Los resultados de esta validación (figura 1) indican la buena calidad del reanálisis de oleaje para reproducir tanto los valores medios como máximos, así como una excelente reconstrucción temporal acorde a los datos medidos.

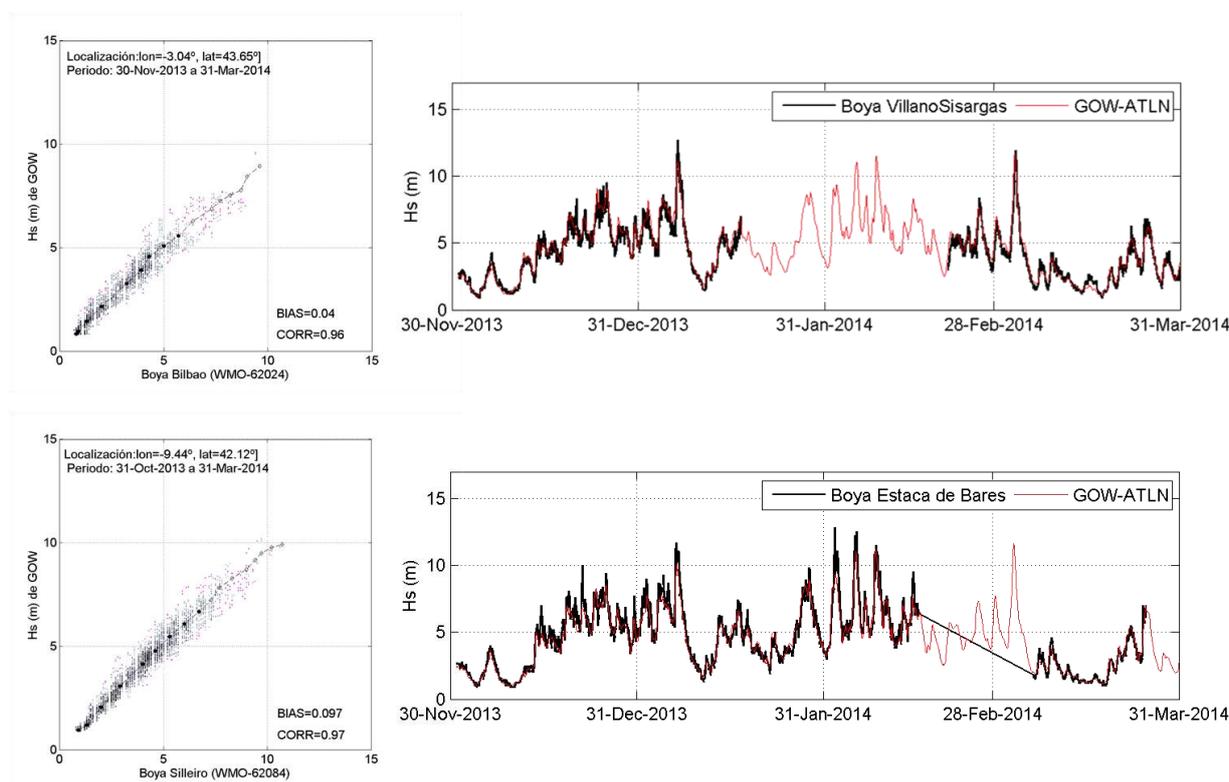


Fig. 1: Comparativa de la altura de ola significativa ( $H_s$ ) entre los valores simulados (GOW-ATLN) y las medidas procedentes de boyas mediante: (panel izquierdo) diagramas de dispersión y (panel derecho) series temporales.

### 3. CARACTERIZACIÓN DE LOS TEMPORALES MARÍTIMOS DURANTE EL INVIERNO 2013-14.

Los temporales marítimos ocurridos durante el invierno 2013-14 que alcanzaron las costas españolas sucedieron entre el 20 de Diciembre y el 5 de Marzo del 2014. La peculiaridad más evidente que se observa es el número de temporales marítimos consecutivos ocurridos durante este periodo. En particular, se han detectado 8 eventos independientes que generaron oleajes

muy intensos a lo largo de la cornisa cantábrica y costa gallega. Las series temporales para diversos puntos a lo largo de la cornisa cantábrica y Galicia y los máximos de  $H_s$  asociados a eventos meteorológicos independientes se muestran en la figura 2. A continuación se describen brevemente las principales características de estos temporales marítimos:

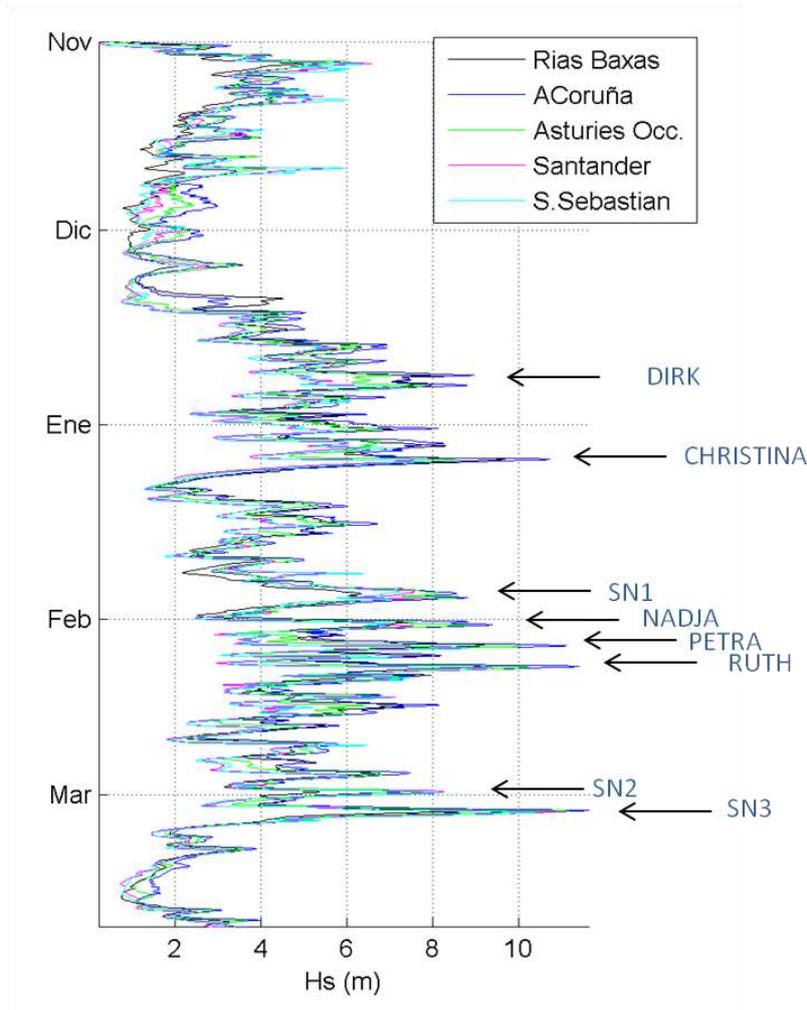


Fig. 2: Series de altura de ola significativa ( $H_s$ ) en diversas localizaciones. Se remarcan los picos de los temporales asociados a distintas tormentas.

### 1-. Temporal Dirk.

Entre el 20 y el 23 de diciembre de 2013 domina la baja islandesa en el Atlántico norte. Este hecho genera un sistema de circulación de vientos que propicia la generación de oleajes de mar de fondo próximos a Groenlandia. Sin embargo, a lo largo del día 23, se constituye una depresión isobárica sobre el atlántico norte (ciclón extra-tropical Dirk). Ayudado por la especial intensidad de la corriente de Chorro en este periodo, se traslada y adquiere intensidad de forma explosiva al NO de Islandia. Los campos de viento resultantes generan oleajes bien desarrollados que viajan dirección SE hacia la cornisa atlántica europea y fuertes vientos a lo largo del litoral nor-occidental de España (se miden más de 150 Km/h en la costa Gallega). Los vientos del tercer cuadrante generan un máximo de oleaje sobre Galicia y Asturias (23-Dic). Al desplazarse el ciclón sobre las islas británicas, los campos de viento rolan a una componente más Oeste. Consecuentemente, el 26-Dic oleajes intensos alcanzan por primera vez todos el litoral norte español, con alturas de ola significativa ( $H_s$ ) de más de 7m en el Golfo Vizcaya y mayor a 8m en Galicia y Asturias.

## 2-. Temporal Christina.

Sobre una situación de oleaje relativamente energética como consecuencia del ciclón Anne (borrasca al NW de Irlanda durante el periodo 1-6 de Enero), la borrasca Christina se intensifica al desplazarse por el atlántico Norte desde Canadá, lo que genera un oleaje muy intenso que se desplaza hacia Europa, especialmente la costa noroccidental ibérica. Se alcanzan máximos históricos de altura del oleaje en Galicia. Es especialmente relevante la magnitud de los periodos medios y de pico del oleaje, mayores a 15 y 20s respectivamente. Este temporal coincidió con mareas vivas y causó graves daños en Asturias y Galicia.

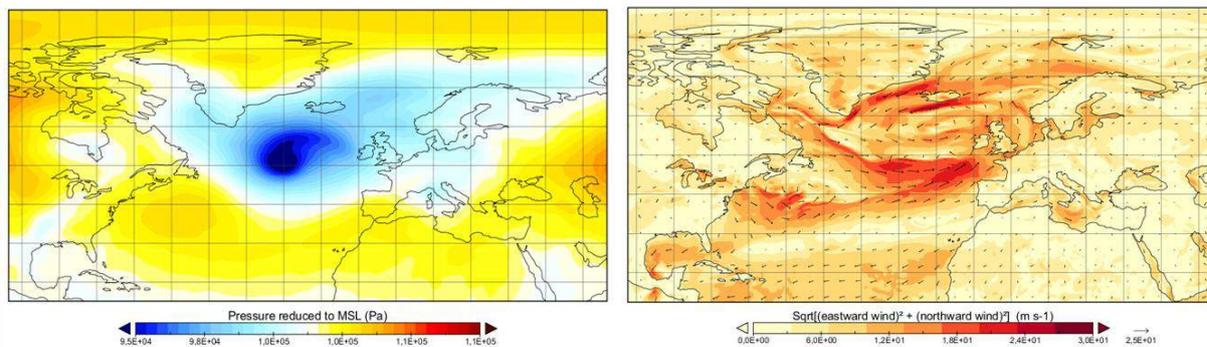


Fig. 3: Tormenta Christina en el centro del Atlántico (izqda) y los vientos en superficie correspondientes (drcha) durante el 5-Ene-2014 a las 09:00.

## 3-. Temporal SN1.

El 25-Ene. se produce una intensificación de la baja polar, lo que da lugar a una depresión bien definida en el NW Irlanda (SN: sin nombre) durante los días 26-28 Febrero. Como resultado se superan de nuevo los 7m de  $H_s$  en toda la cornisa cantábrica.

## 4-. Temporal Nadja.

El temporal marítimo que alcanza las costas atlánticas se produce por causa de los fuertes vientos en superficie de componente SE sobre el Atlántico occidental debido a la borrasca Nadja, situada sobre el Norte de Irlanda. El temporal de oleaje que alcanza la cornisa cantábrica presenta 2 picos de intensidad con medio día de desfase entre ellos debido a una perturbación del alta subtropical en el centro de la cuenca oceánica. Este temporal coincide con mareas vivas y causa graves daños en Reino Unido y la cornisa cantábrica.

## 5-. Temporal Petra.

Durante el 4-5 Feb., se forma un sistema ciclónico formado por dos centros de baja presión en superficie sobre el océano. Una de estas depresiones (Petra) se traslada al sur de Irlanda, generando vientos muy fuertes que provocan oleajes intensos en toda la cornisa atlántica europea.

## 6-. Temporal Ruth.

La tormenta Ruth, presenta una génesis explosiva muy similar al ciclón Petra. Del 7 al 9 de Febrero se desplaza por el océano hacia Irlanda provocando oleajes incluso más intensos en la cornisa cantábrica que los generados por el temporal Petra.

## 7-. Temporal SN2.

La situación de la alta subtropical y la baja polar genera fuertes vientos sobre la cuenca oceánica del atlántico de componente NO que provocan un fuerte oleaje en el Cantábrico,

especialmente sobre Cantabria y País Vasco dónde inusualmente se alcanzan alturas de ola mayores que en Galicia y Asturias (figura 4).

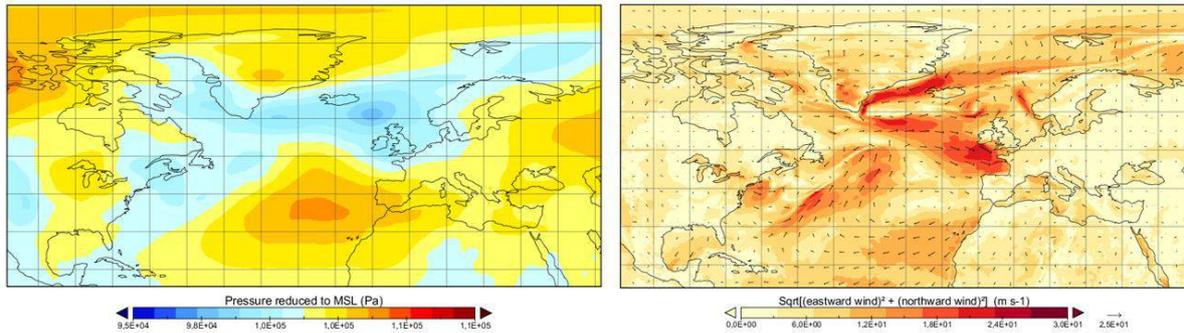


Fig. 4: Campos de presiones (izqda) y vientos en superficie (drcha) durante el 28-Feb-2014 a las 00:00.

#### 8-. Temporal SN3.

El dipolo entre la baja polar y el alta subtropical se encuentra bien definido pero girado hacia el este. Este hecho compone una depresión sobre Irlanda y un corredor atlántico con dirección SE que provoca constantes e intensos vientos desde Groenlandia concentrando la direcciones de propagación del oleaje hacia la cornisa cantábrica durante los días 2 y 3 de Marzo. Durante el 3 y 4 de Marzo los campos de vientos sobre la superficie del océano se intensifican en la región del Mar Cantábrico lo que añade energía al oleaje que alcanza el Mar Cantábrico y provoca los máximos de altura del oleaje durante todo el invierno. Este temporal coincide con mareas vivas y causa graves daños en la cornisa cantábrica.

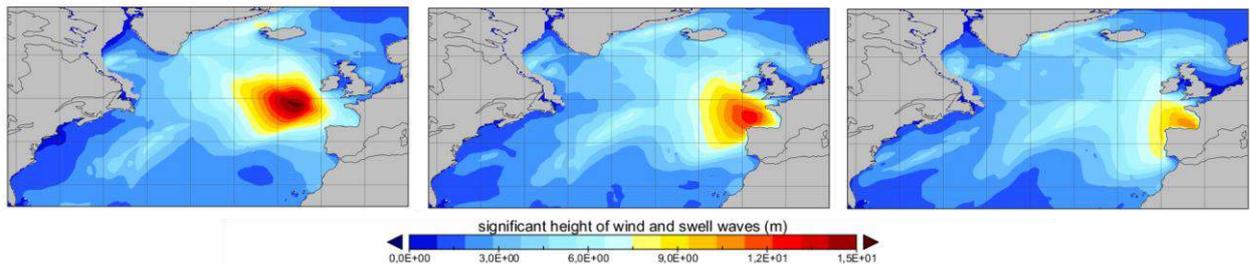


Fig. 4: Campos de altura de ola significativa durante el temporal SN3. Las imágenes corresponden con las fechas 3-Marzo a las 00:00, 12:00 y 21:00, de izquierda a derecha respectivamente.

## 4. ANÁLISIS CLIMÁTICO

El oleaje que alcanza las costas atlánticas europeas es altamente energético durante todo el año. Además, presenta una alta variación estacional con un máximo característico durante el invierno (Menéndez et al., 2008; Izaguirre et al., 2010). No obstante, los daños sufridos así como el consenso general advierten de cierta singularidad durante el invierno 2013-14. El análisis de los distintos parámetros del estado del mar permite evaluar diferentes propiedades del oleaje que afectan a su impacto sobre la costa. De esta manera se ha evaluado la singularidad con respecto al registro completo desde 1979 de la altura del oleaje, periodo y dirección. Los resultados indican que los valores de  $H_s$ , así como los periodos de pico y medio, que se alcanzaron durante el invierno 2013-14 si bien no son los máximos históricos, están entre los cinco valores máximos registrados. Es por ello que se resalta la posible conjunción de máximos de distintas propiedades del oleaje durante ciertos picos de temporal

junto con niveles de marea altos, así como la amplificación del impacto sobre la costa por la sucesión de temporales consecutivos.

La singularidad de los temporales de oleaje ocurridos durante el invierno 2013-14 se muestra en la figura 6, donde se representan las tasas de ocurrencia anuales de temporales de oleaje ocurridos durante el periodo de Diciembre a Marzo y sus picos máximos de  $H_s$  para una localización en aguas abiertas próxima a Santander. La tasa de ocurrencia de temporales durante el invierno 2013-14 solo es superada durante el año 1984, donde llegaron a ocurrir 10 eventos. Por otro lado, la magnitud de los temporales es similar a otros registros máximos ocurridos. No obstante, la combinación de intensidad y frecuencia de temporales durante el invierno de estudio es única durante el periodo de 37 años analizado.

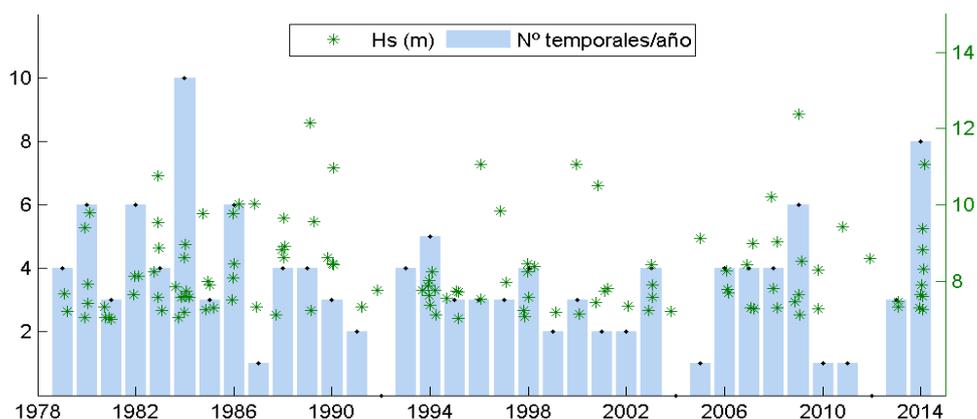


Fig. 6: Número de eventos al año que superan los 7m de  $H_s$  durante el invierno (azul) y máximos de  $H_s$  asociados (asteriscos verdes). Localización: aguas abiertas de Santander [43.75°N, 3.75°O].

Una vez caracterizadas las condiciones atmosféricas que generaron los temporales, se realiza un análisis de los patrones de circulación atmosférica en el atlántico norte durante el invierno, con el fin de investigar los patrones tipo que dan lugar a temporales. Los patrones de circulación o 'tipos de tiempo' (*weather types*) permiten evaluar la variabilidad climática, representando los patrones preferentes que se producen por la interacción entre distintas escalas temporales y espaciales (desde la planetaria a la regional y en una escala de tiempo más larga que el período típico de transiciones baroclínicas). Es por ello, que esta caracterización de patrones permite filtrar la turbulencia en la circulación del Atlántico norte y facilita el análisis climático.

La caracterización de los 'tipos de tiempo' se ha realizado mediante la técnica no-jerárquica K-means (McQueen, 1967). Esta técnica consiste en dividir una muestra de datos en  $N$  grupos a determinar. Posteriormente, se calcula una matriz de similitudes entre los  $N$  grupos  $n$  y los datos, de forma que cada dato estará representado por su grupo más parecido. Los grupos o tipos de tiempo se representan a través de su centroide y están formados por el conjunto de datos para los que el centroide es el más cercano. En vez de inicializar aleatoriamente la técnica K-means, se utiliza el criterio de máxima disimilitud, de forma que la clasificación de grupos final es estable. La variable utilizada para realizar la clasificación son los campos de presión a escala diaria del reanálisis atmosférico sobre el Atlántico Norte y durante los meses de Diciembre a Marzo. La clasificación se ha realizado sobre el espacio de las funciones empíricas ortogonales que contienen el 95% de la varianza de los campos espacio-temporales de presión a nivel del mar.

Acorde con previos estudios (ej. Cassou, 2008, Hurrell y Dessler, 2010), la clasificación obtenida para  $N=4$  grupos está constituida por las dos tipologías de circulación zonal asociadas a la NAO negativa y positiva, y dos grupos que representan intensos sistemas

anticiclónicos, uno sobre el norte de Europa, denominándose 'bloqueo atlántico' y otro sobre la cuenca este del Atlántico Norte, denominándose en este caso 'Atlantic Ridge'. Es importante mencionar que estas 4 tipologías presentan la misma probabilidad de ocurrencia media durante el invierno. Las situaciones de temporal descritas en la sección anterior se agrupan en su mayoría (6/8) como situaciones tipo NAO positiva, mientras que los dos temporales restantes se asocian a los grupos de bloqueo y atlantic-ridge.

Debido a la gran variedad de casuísticas posibles que se engloban dentro de los 4 patrones descritos, se ha realizado una clasificación de 16 tipos de tiempo para caracterizar las situaciones tipo de temporal. En la figura 7 se muestran los 16 tipos de tiempo obtenidos agrupados por afinidad con los 4 modos de variabilidad descritos anteriormente. Los tipos que aparecen enmarcados representan más del 80% de los episodios de temporal ocurridos desde 1979. Los grupos enmarcados con línea discontinua representan las tipologías asociadas a los temporales del invierno 2013-14. Resalta un único tipo asociado al patrón NAO positiva que, junto con otras 2 tipologías asociadas a la situación de bloqueo y dos más asociadas al patrón Ridge constituyen más del 80% de los casos de temporal históricos en los últimos 37 años. Por otro lado, los cuatro tipos asociados al modo ridge o de bloqueo presentan gran variabilidad entre sí.

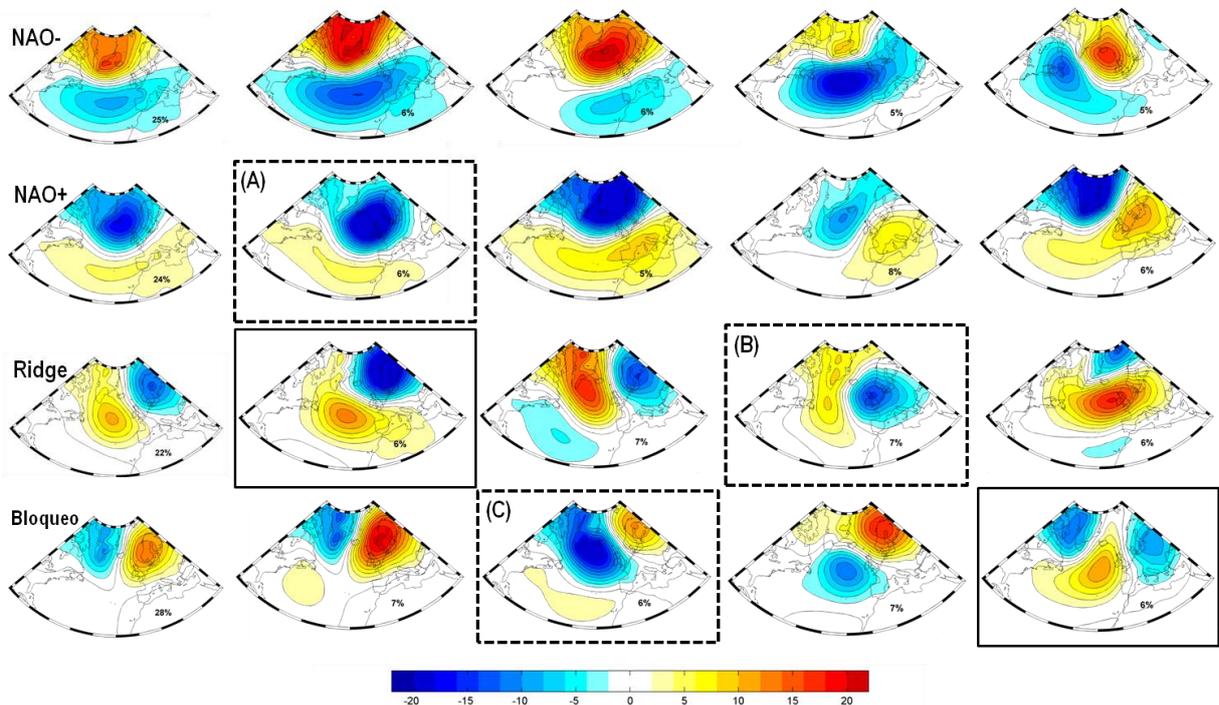


Fig. 7: 16 patrones de circulación de invierno ordenados por similitud a los 4 patrones típicos asociados a las fases positiva y negativa de la NAO, cuña anticiclónica o Atlantic Ridge y sistemas de bloqueo. Las tipologías se han obtenido a partir de los campos de presión a nivel del mar históricos diarios. Se representan las anomalías de presión (mb).

La situación tipo NAO positiva (patrón A, representa el 35% de los temporales históricos) está asociada a los temporales Dirk, Christina, Petra y Ruth. Representa una situación de circulación zonal caracterizada por uno o varios centros de baja presión próximos a Irlanda o Norte de Gran Bretaña mientras que se mantiene el alta subtropical relativamente débil. Propicia fuertes vientos en el este de la cuenca oceánica atlántica, lo que genera intensos swells de componente NO u ONO.

El patrón B (18% de los temporales históricos), asociado al tipo ridge, es una situación caracterizada por una cuña anticiclónica en el centro del atlántico norte y un sistema

depresivo sobre las islas británicas. Los temporales denominados SN1 y SN2 están asociados a este patrón. Esta situación puede generar vientos de componente NO generados relativamente cerca del continente europeo que dan lugar a temporales con mayor componente Norte que los swells generados a mayor distancia, lo que provoca mayor afección a las costas de Cantabria y País Vasco.

El patrón tipo C (9% de los temporales históricos) tiene asociado el temporal Nadja. Representa una situación sinóptica de bloqueo definida por una estructura dipolar compuesta por un sistema anticiclónico sobre el continente europeo y la baja sub-polar. Genera fuertes vientos en latitudes en torno a 55°N de componente ONO que generan oleajes con una clara dirección de propagación ESE hacia la cornisa cantábrica.

## 5. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Este trabajo presenta un estudio climático sobre los temporales marítimos ocurridos durante el invierno 2013-14. Para ello, se analiza la génesis y desarrollo de los ocho temporales que alcanzaron las costas atlánticas españolas y sus características se comparan respecto a las situaciones de temporal marítimo ocurridas en el pasado. El análisis climatológico requiere una caracterización de estos eventos tipo. Esto se lleva a cabo mediante una reconstrucción histórica del oleaje en todo el océano Atlántico Norte durante los últimos 30 años y un análisis de los patrones de circulación atmosférica que provocan oleajes especialmente intensos.

El reanálisis del oleaje se ha validado con medidas instrumentales procedentes de boyas marinas, demostrando su pericia para simular los temporales marítimos ocurridos. Las técnicas no lineales de clasificación de patrones sinópticos empleadas permiten caracterizar 'tipos de tiempo' asociados a los temporales marítimos que presentan interesantes asimetrías con respecto a los clásicos estados asociados a la Oscilación del Atlántico Norte (NAO en sus fases positiva y negativa).

La principal conclusión que se deduce de este estudio es que el elemento excepcional de los temporales marítimos durante el invierno 2013-14 no es tanto la magnitud de los máximos de oleaje alcanzados sino el número de eventos extremos consecutivos y la intensidad energética del oleaje durante este periodo.

Los estados climáticos que caracterizan patrones de circulación mete-oceánicos asociados a temporales de oleaje son varios. Acorde con la mayoría de los resultados que la comunidad científica concluye para otras variables climáticas (temperatura, lluvias, nieve, etc.), el patrón dominante que genera eventos de intensidad en el oleaje sobre las costas de Europa es la fase positiva de la NAO durante el invierno, caracterizada por una intensificación de los gradientes de presión entre el dipolo de la baja sub-polar (borrasca islandesa) y la alta sub-tropical (anticiclón de las Azores). Sin embargo, no todas las situaciones de NAO positiva dan lugar a oleajes intensos en la cornisa cantábrica. Este estudio determina la subclase asociada a la fase positiva de la NAO que provoca temporales en nuestras costas así como otras dos tipologías de circulación atmosférica que dan lugar a oleajes muy energéticos y están asociados a los patrones de Bloqueo y Ridge, muy comunes durante el invierno. La sucesión de ciclogénesis explosivas obedece a una situación tipo NAO positiva incentivada por una intensa corriente en chorro. Sin embargo, este patrón atmosférico ha sido el más común durante los últimos 30 años.

**Agradecimientos:**

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto del plan nacional iMar21 (CTM2010-15009).

**6. REFERENCIAS**

- Cassou C. (2008). Intraseasonal interaction between the Madden–Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature* 455, 523-527.
- Hurrell, J., C. Dessel (2010). North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*. 79, 231-44.
- Izaguirre, C., F. J. Mendez, M. Menendez, A. Luceño, and I. J. Losada (2010). Extreme wave climate variability in southern Europe using satellite data, *J. Geophys. Res.*, 115, C04009.
- Izaguirre, C., F. J. Mendez, M. Menendez, I. J. Losada (2011). Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophysical Research Letters*. vol. 38, L10607.
- McQueen, J.B. (1967). *Some Methods for classification and Analysis of Multivariate Observations*. Statistics and Probability, University of California Press, 281-297.
- Menendez, M., F. J. Mendez, C. Izaguirre, A. Luceño, and I. J. Losada (2009). The influence of seasonality on estimating return values of significant wave height. *Coastal Eng.*, 56(3), 211–219.
- Saha, S. et al. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 91(8), 1015–1057.
- Tolman, H. and the WAVEWATCH III Development Group. (2014). User manual and system documentation of WAVEWATCH III R<sup>o</sup> version 4.18. Technical Note. Marine Modeling and Analysis Branch of the Environmental Modeling Center. NCEP - NOAA. Maryland, USA.

# SPATIAL AND TEMPORAL PATTERNS OF THE STABILITY AND HUMIDITY TERMS IN THE HAINES INDEX TO IMPROVE THE ESTIMATE OF FOREST FIRE RISK IN THE VALENCIA REGION OF SPAIN

Maria Jesús BARBERÀ BISBAL<sup>1</sup>, María José ESTRELA NAVARRO<sup>2</sup>, Raquel NICLÒS CORTS<sup>1</sup>, José Antonio VALIENTE PARDO<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *University of Valencia, Faculty of Physics, Earth Physics and Thermodynamics Department, Spain*

<sup>2</sup> *University of Valencia, Faculty of Geography and History, Spain*

<sup>3</sup> *Instituto Universitario Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo – CEAM-UMH, Spain*

m.jesus.barbera@uv.es, raquel.niclos@uv.es, majoesna@uv.es, josean@ceam.es

## ABSTRACT

The assessment of risk index in the propagation and evolution of a hypothetical forest fire is commonly based on stability and moisture content at different atmospheric levels. The Haines Index combines these terms to determine the environmental potential for wildfire growth. In this study the environmental stability and humidity associated with the lower atmospheric layers in the Western Mediterranean Basin are investigated by analysing Haines Index calculations over a 29 year period. The Haines Index climatology can be applied to the study of plume-dominated forest fires. These fires tend to present very erratic propagation behaviour and create highly dangerous situations for fire brigades. Thus the knowledge of the typical index values and the meteorological situations that generate them could be extremely useful for minimizing the fire risk and planning specific fire-fighting activities. In the present study we carry out a spatial and temporal analysis of the Index and its terms in the Valencia region on the basis of NCEP/NCAR reanalysis data from 1980 to 2008, obtaining a detailed climatological analysis of the HI in the Valencia region for each variant of elevation, which can be used as a reference tool. Moreover, using NCEP reanalysis maps at 500 and 850 hPa, we also perform a daily synoptic analysis for the studied period which is finally associated to the different values that the Index can show in this area. As a result three dominant synoptic weather situations have been defined in this region: continental, maritime and convective. A direct proportionality has been found between increases in the Haines Index and convective situations.

Studies in relation to forest fires are required, given that climate change scenarios forecast that extreme risk situations will increase in intensity, frequency and extension.

**Key words:** Haines Index, climatology, stability, humidity, plume-dominated fires

## RESUMEN

La evaluación del índice de riesgo en la propagación y evolución de un hipotético incendio forestal está basada habitualmente en la estabilidad y el contenido de humedad en los diferentes niveles atmosféricos. El Índice de Haines combina estos términos para determinar el potencial ambiental en el desarrollo de un incendio forestal. En este estudio la estabilidad ambiental y la humedad asociada a las capas atmosféricas más bajas de la cuenca del Mediterráneo occidental se investigan mediante el análisis del cálculo del Índice de Haines durante un período de 29 años. La climatología del Índice de Haines puede aplicarse al estudio de los incendios forestales dominados por columna. Estos incendios tienden a presentar un comportamiento de propagación muy errático y crear situaciones altamente

peligrosas para las brigadas de extinción. Así, el conocimiento de los valores típicos del índice y las situaciones meteorológicas que los generan, pueden ser muy útiles para minimizar el riesgo de incendios y planificar las actividades específicas para combatir los incendios. En el presente estudio se realiza un análisis espacial y temporal del índice y sus términos en la Comunidad Valenciana haciendo uso de la base de datos de reanálisis NCEP / NCAR desde 1980 hasta 2008. Se obtiene un análisis climatológico detallado del HI en la región Valenciana para cada variante de elevación, que se puede utilizar como una herramienta de referencia. Por otra parte, haciendo uso de los mapas de reanálisis NCEP a 500 y 850 hPa, también realizamos un análisis sinóptico diario durante el período de estudio que finalmente se asocia con los diferentes valores que el índice puede tomar en este área. Como resultado se han definido tres situaciones meteorológicas sinópticas predominantes en esta región: continental, marítima y convectiva. Se ha encontrado una relación directa entre el aumento del Índice de Haines y situaciones convectivas.

Se requieren estudios relacionados con los incendios forestales, dado que los escenarios de cambio climático pronostican que las situaciones de riesgo extremo aumentarán en intensidad, frecuencia y extensión.

**Palabras clave:** Índice de Haines, climatología, estabilidad, humedad, incendios forestales dominados por columna.

## 1. INTRODUCTION

Current fire-risk forecasting schemes are mainly based on meteorological variables. The most commonly used fire-risk indexes are calculated from surface weather variables (McArthur, 1967; Deeming *et al.*, 1977; Turner and Lawson, 1978; Velez, 1982); however, these variables are not the only ones that influence fire spread. Atmospheric instability and dryness have been associated with large wildfires for many years (Brotak and Reifsnnyder, 1977; Potter, 1996; Choi *et al.*, 2006; Winkler *et al.*, 2007). Haines (1988) was the first to develop a fire risk index, the Haines Index (HI), based on the stability and moisture content of the lower atmospheric layers. The HI is an indicator of the potential risk of forest fires when the vertical convective plume is more important than horizontal winds, i.e., the so-called plume-dominated fires (Haines, 1988).

Application of the HI in EEUU, Australia, Croatia and Korea (Winkler *et al.*, 2007; Trouet *et al.*, 2009; Choi *et al.*, 2006; Long, 2006; Mokoric and Kalin, 2006; Weber and Dold, 2006; McCaw. *et al.*, 2007) has resulted in good overall correlations between the HI and large forest fire development. Nevertheless, the HI has not been applied in the Western Mediterranean Basin, despite the identified presence of plume-dominated fires in several experimental campaigns within various European research projects that were implemented mainly in the Valencia region (Land use changes interactions with fire in Mediterranean landscapes (LUCIFER), 1996-2000; Forest fire spread prevention and mitigation (SPREAD), 2002-2004; Euro-Mediterranean Wildland Fire Laboratory: A "wall-less" Laboratory for Wildland Fire Sciences and Technologies in the Euro-Mediterranean Region (EUROFIRELAB), 2003-2006).

The study region is located on the East coast of the Iberian Peninsula (Western Mediterranean Basin, Fig. 1), with about 500 km of coastline and an average width of 80 km. This area is characterized by a complex orography (with elevations from sea level up to 1800m) and a wide range of environments and landscapes (Niclos *et al.*, 2014). The main features are its abrupt interior zone, crossed by the Betic and Pre-Betic mountain systems in the South and

the Iberian mountain system in the North (Estrela et al., 2000). The Mediterranean Basin is one of the five Mediterranean-climate regions on the Earth where there are relatively cold and wet winters alternated with long, hot, and dry summers. Spring and autumn seasons are ephemeral and highly variable.

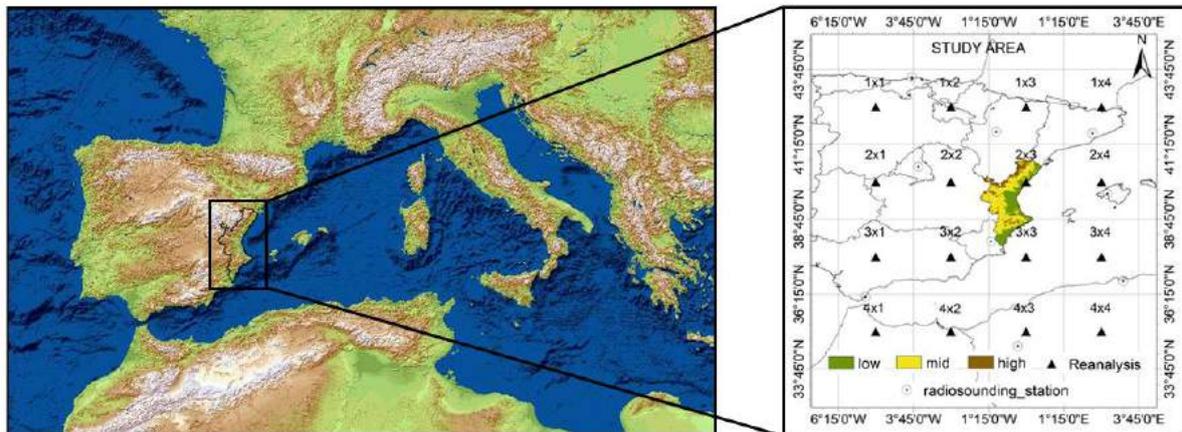


Fig. 1: Location of the study area (Valencia region, Eastern Spain). Valencia region topography reclassified for the three HI variant elevations, the cells in which NCEP/NCAR reanalysis data are available and the radiosounding station distribution.

During the last decade, the Firefighters of the Valencia region (Eastern Spain) have noted an increase in plume dominated fires in this zone. They have asked for reliable information to be able to predict and identify this kind of fires, since extinguishing them is complicated by their erratic behaviour (Quilez, 2007; Barberà *et al.*, 2009, 2010a,b, 2014). The ability to provide adequate spatial and temporal forecasts of the risk of forest fire ignition and spread is crucial in fire-extension planning and fire-risk minimization. Therefore, the aim of this work is to analyse the HI - and especially its two main terms, humidity and stability - in the Valencia region in the Western Mediterranean Basin (Fig. 1). For this region, HI spatial and temporal patterns for the period 1980-2008 were determined, and a synoptic classification of the different HI values found during this period was described.

## 2. DATA AND METHODS

The HI (Haines, 1988) is calculated as the sum of two terms, A and B:

$$HI = A + B$$

where  $A = (TP1 - TP2)$  is related to the lower atmosphere stability, and  $B = (TP3 - TdP3)$  to the humidity.  $TP_i$  and  $TdP_i$  are the air temperature and the dew point temperature at pressure level  $P_i$ , thus both terms A and B are expressed in temperature units.

Depending on the surface elevation above sea level (h) of the region of interest, there are three possible atmospheric layers used for computing the HI, and they provide what are known as the low ( $h < 1000$  feet, lower than 305m), mid ( $1000 < h < 3000$  feet, or 305 and 914m respectively) and high ( $h > 3000$  feet, higher than 914m) elevation HI variants (Table 1; Haines, 1988; Choi *et al.*, 2006; Potter *et al.*, 2008). The low elevation variant was originally developed for the  $P1=950$ hPa pressure level; however, the fact that this atmospheric level is

not included in numerous atmospheric profile databases led Potter *et al.*, (2008) to suggest using P1=925hPa as the standard pressure level. Table 1 shows the values used for this level (Choi *et al.*, 2006).

Surface Elevations	Pressure Level	Stability (TP1 – TP2)	A	Humidity (TP3 – TdP3)	B	HI=A+B
< 305 m (low)	P1=950 hPa (925 hPa)	< 4°C (2,7°C)	1	< 6°C	1	<b>Potential for large fires</b> <b>2-3: very low</b> <b>4: low</b> <b>5: mid</b> <b>6: high</b>
		≥ 4°C (2,7°C)	2	≥ 6°C	2	
	P2=850 hPa P3=850 hPa	< 8°C (6,7°C)	3	<10°C	3	
		≥ 8°C (6,7°C)	3	≥ 10°C	3	
305 – 914 m (mid)	P1=850 hPa P2=700 hPa	<6°C	1	< 6°C	1	
		≥ 6°C	2	≥ 6 °C	2	
	P3=850 hPa	< 11 °C	3	<13°C	3	
		≥ 11°C	3	≥ 13°C	3	
> 914 m (high)	P1=700 hPa P2=500 hPa	< 18°C	1	< 15°C	1	
		≥ 18 °C	2	≥ 15°C	2	
	P3=700 hPa	< 22°C	3	< 21°C	3	
		≥ 22°C	3	≥ 21°C	3	

Table 1: VARIABLES AND SCALES FOR CALCULATING THE HI ACCORDING TO THE TERRAIN ELEVATION (Haines 1988; Choi *et al.*, 2006 and Potter *et al.*, 2008)

Each of the three variants has the two components: the stability term (A) and the humidity term (B). Values from 1 to 3 are assigned to each of these terms depending on the magnitude of the temperature differences. The more unstable the atmosphere aloft is, the higher the A term will be and the higher the probability of convective plume-dominated wildfires. Analogously, drier atmospheric conditions imply larger B values which are favourable for the spread of wildfires. Thus, the HI varies between 2 and 6 for each of the three variants, with values equal to or greater than 5 indicating critical conditions for the formation of plume-dominated wildfires.

The synoptic network of upper-air observing stations, <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, has no radiosounding stations in the Valencia area Fig. 1, so we have worked with reanalysis data provided by NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research, Kalnay *et al.*, 1996).

The NCEP/NCAR reanalysis spatial resolution of 2.5x2.5 degree was used due to the fact that the 1x1 degree database was more limited temporally (beginning on July 30, 1999) and thus was not considered extensive enough to carry out a climatological study. Also, radiosounding station distribution close to the study area is shown in Fig. 1 and it is observed that the nearest stations are spaced greater distances than 2.5 degrees.

Data from 1980 to 2008 were used because the earlier NCEP/NCAR reanalysis data presented inconsistent quality as a result of the implementation of satellite data in 1979 (Kalnay *et al.*, 1996). 00 UTC data were selected, as this was the time slot in which the HI was originally developed by working with the temperature and relative humidity variables to determine the dew-point temperature (Lawrence, 2005) at the 925, 850, 700 and 500 hPa pressure levels.

Fig. 1 shows also the grid distribution of the Digital Elevation Model (DEM) for the Valencia region with a 50 m resolution, as reclassified for the three elevations that give rise to the three HI variants. Thus, there are 16 gridpoints over the Eastern part of the Iberian Peninsula at a 2.5° resolution but 3 of them (2x2, 2x3 and 3x3) covers the Valencia region. The GrADS (Grid Analysis and Display System) software was used to process the data (Doty, 1995). The database for the statistical analysis was generated by calculating the climatological averages, for the HI, A and B during the study period (1980-2008) for each of the three elevations.

The spatial data processing was carried out with ArcGIS software by using a kriging method (Oliver, 1990) for the NCEP/NCAR data interpolations over the 16 gridpoints abovementioned and different spatial analysis tools of the geostatistical and spatial analyst toolboxes.

Climatological values for the whole period, calculated as the average of the complete database, i.e., mean daily values (00:00 UTC) from 1980 to 2008 (see in Fig. 3) and annual means, as the average of values during a specific year, were calculated at 00:00 UTC from 1980 to 2008. With respect to the temporal analysis, we represented the interannual, evolution of the A and B terms and the HI in each of the NCEP/NCAR grids that contain any part of the Valencia region and for each variant of the HI (see in Fig. 4).

A synoptic analysis was developed with the NCEP synoptic daily charts at 500 and 850 hPa for the period 1980 to 2008 (<http://www.wetterzentrale.de/>). The methodology applied was the same as used in Millan *et al.*, 2005 and a daily dataset was obtained where each day was classify depending on its synoptic situation in one of the following three dominant types (Fig. 2):

- a) Continental flows, in this case the air mass source provides no extra moisture; generally speaking, these are Westerly flows
- b) Maritime or Easterly, the air mass source does provide extra moisture due its trajectory over the Mediterranean Sea.
- c) Convective situations are those with predominance of vertical movements instead of horizontal (advection) displacements of air masses.

The three dominant types of synoptic situations were also distinguished both at surface level and aloft taking into account the source of air masses at the surface (lines on a Mean Sea Level pressure map) and aloft (maps at both 500 and 850 hPa).

The daily synoptic classification was merged with the different values that the HI can take in each of the elevations. Statistics were computed for the probability of occurrence for each of the abovementioned synoptic situations depending on the value taken by the HI (Fig. 5).

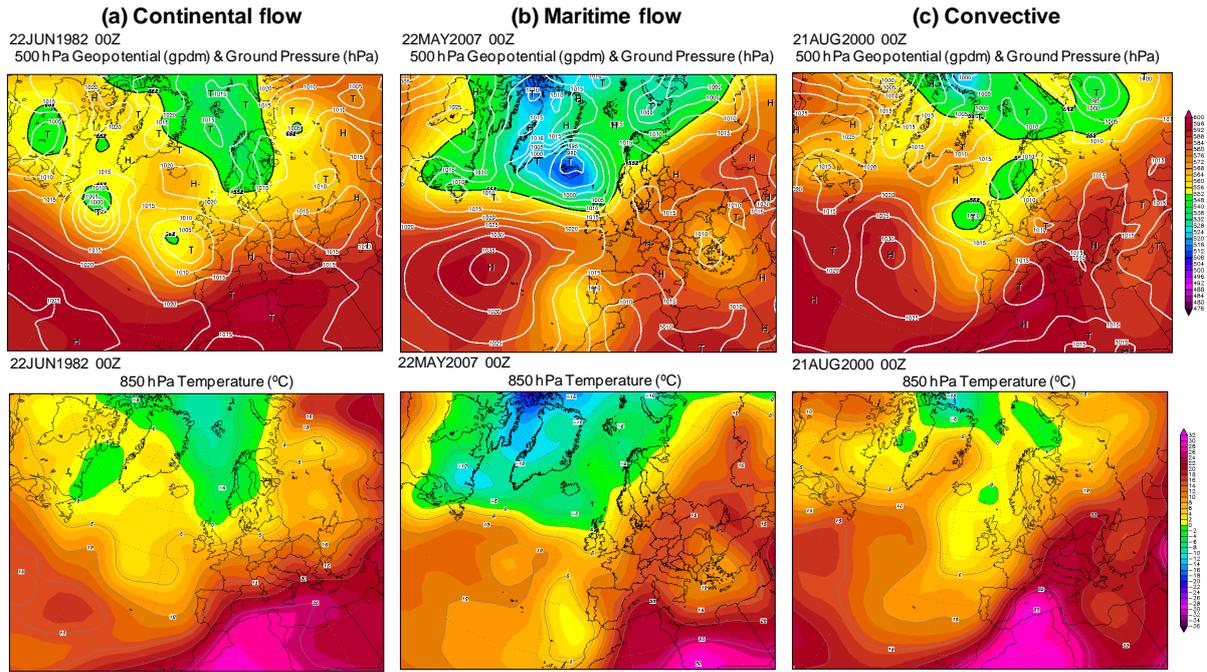


Fig. 2: Examples of the classified synoptic situations: (a) continental flow, (b) maritime flow and (c) convective situation. 500 hPa geopotential and ground pressure (top), and 850 hPa Temperature (bottom) reanalysis data from NCEP (data provided online at [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)). In the top panels T represents a low pressure system.

### 3. RESULTS AND DISCUSSION

#### 3.1. HI spatial patterns

Figure 3 shows climatological averages ranged from 2 to 6 (according with Table 1) for each of the HI variants (low, medium and high elevations).

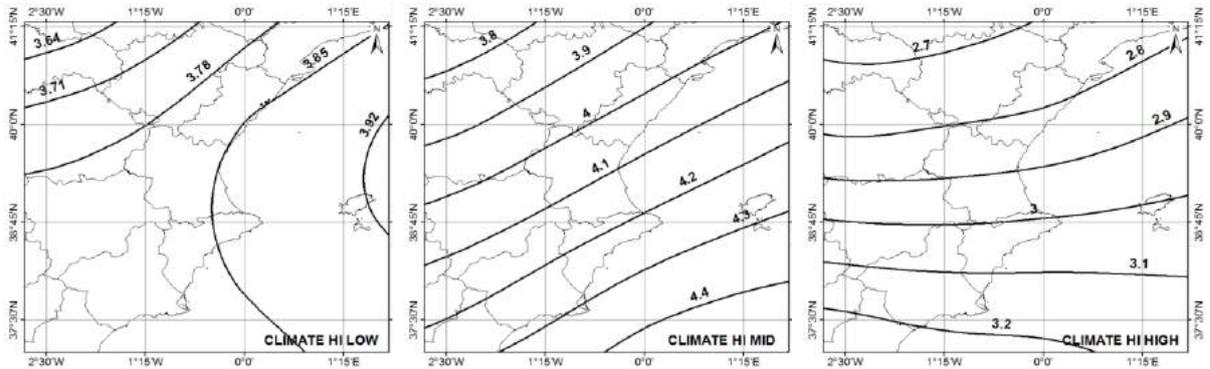


Fig. 3: Spatial distribution of the climatological averages for each variant of the HI calculated for the whole period.

The HI variability for low elevations (left figure) is very low in the Valencian region, with a mean value around 3.8. For mid elevations (center figure) the HIs are higher, with values from 4 in the North of the region to 4.3 in the South. For the high elevation variant (right figure) the lowest climatological HI values were obtained, with HI increasing from North to South (averages around 2.8 in the North and lower than 3.2 in the South). The highest values for the HI climate means are found mainly in the prelittoral and interior zones of the Southern third, and they correspond to the mid elevation variant. Meanwhile, the areas with the lowest HI are found in mountainous zones in the interior North of the region.

### 3.2. HI temporal patterns

The interannual evolution is analysed for the HI and for the A and B components in the NCEP/NCAR reanalysis data cells that contain information about the Valencia region (2x2, 2x3 and 3x3, see Fig. 1).

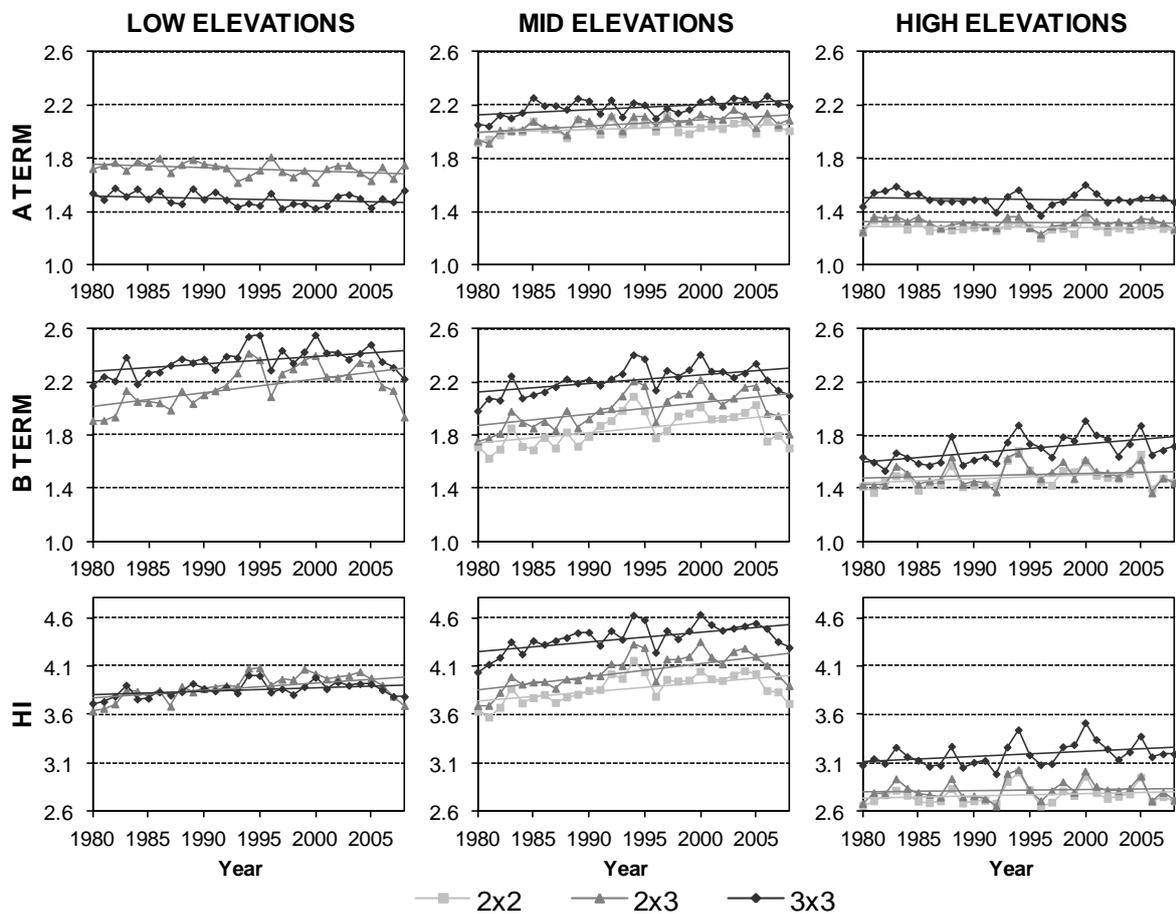


Fig. 4: Interannual evolution of terms A and B and of the HI for the three elevations studied.

Fig. 4 presents the results of the interannual evolution of annual-means and the linear regression of these data at the three elevations studied. As cell 2x2 does not contain topographical altitudes under 305 m, it was eliminated from the low level variant analysis. The figure shows a general trend towards increasing the HI in the whole study period (29 years). Moreover, as in the spatial study, it can be seen that during the whole period analysed, the cell 3x3 which corresponds to the South of the region contains always larger annual-means for the mid and high elevation variants than the other two cells. Values in cell 3x3 are

followed by those in cell 2x3, with the smallest annual-means contained in cell 2x2 which covers a very small portion of the region and corresponds to the West part. The HI annual-means at low elevations are then similar in cells 2x3 and 3x3, with slightly higher values observed in cell 3x3 up to 1990 and in cell 2x3 from 1990 on. Both for low and at high elevations, term A shows a very slight interannual tendency to decrease or remain more or less constant; thus, the interannual increase in the HI is determined by the increase in the B term, indicating a decrease in the humidity during the time period analysed. The mid elevation variant of the HI is the one in which the trend towards higher HI values is seen more clearly since the interannual evolution for these regions tends to show an increase both in the stability and in the humidity term, although slightly less so for the stability term.

### 3.3. Synoptic analysis associated with HI values

Synoptic weather charts are split into two levels: surface and aloft, in order to perform a pattern analysis for their classification into the three dominant types of synoptic situations: maritime, continental and convective. Surface pattern analysis is performed on the surface isobar lines contained in a typical Mean Sea Level Pressure weather chart, while the aloft pattern analysis takes a combination of geopotential heights in a 500 hPa weather chart and the temperature isotherms in a 850 hPa weather chart. The surface and aloft synoptic weather patterns for each value of the HI in all its variants were analysed because of the considerable differences – determined by altitude - in the HI values in our study and in other studies (Choi *et al.*, 2006; Winkler *et al.*, 2007). Therefore if synoptic weather patterns were analysed from HI daily values for the three variants together, the resulting patterns would not be representative due to the differences between the HI variants.

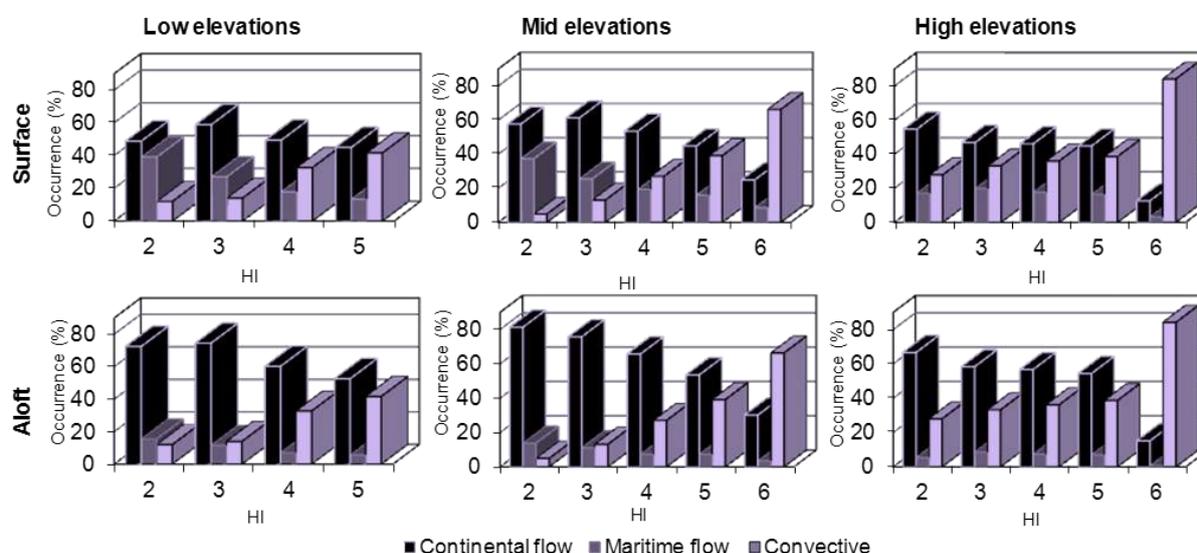


Fig. 5: Synoptic classification at the surface (top) and aloft (bottom) of HI values for the three elevations studied.

The graphs in fig. 5 all show a similar trend, with direct proportionality between increases in the HI value and increases in convective situations. Thus, as the HI value increases, there is a decline of the number of cases for which the synoptic situation is determined by either continental or maritime flows. Moreover, it can be seen that the distribution of the synoptic patterns aloft is quite similar to that found at the surface level, except for the maritime flows which are smaller in number.

In general, synoptic situations involving continental flows show the greatest decrease as the HI value increases. The most pronounced decreases are seen for mid and high elevations between HI values 5 and 6. To better explain these results we have analyzed the stability (A) and the humidity (B) components separately, finding that only 17% of the days with moderate HI present the maximum A term value of 3, which generally reflects that the rest of the days correspond to a maximum dryness, B=3, which is associated with continental airmass circulations in our study region.

#### 4. CONCLUSIONS

A detailed climatological analysis of the HI in the Valencia region (Western Mediterranean Basin) has been carried out using NCEP/NCAR 00 UTC reanalysis data for the last three decades (1980-2008). The resulting information provides an overview of the climatological values at each of the elevations studied for the whole period, and it can be used as a reference tool to interpret and evaluate HI observations and predictions in the study area. This climatological study contributes important details on the operational use of the HI and, most significantly, it identifies the spatial and temporal patterns present at, and between, the different elevations. The fact that these spatial patterns correspond to differences in elevation signifies that a lot of care should be taken when interpreting the different values. A possible user should assess the HI corresponding to the elevation variant of the location of interest and compare it with the climatological values to interpret the potential fire risk.

The main conclusions of the climatological study are listed below:

- At both low and mid elevations, the HI climatological values in the Valencia region are around 4, although HI can be a little higher (4.3) at some points in the Southern third of the region and a little lower ( $\cong 3$ ) at high elevations.
- During the study period, the mean interannual HI values show an increasing trend. The highest HI values are registered for mid elevations.
- The synoptic analysis of the different HI values found in our region reveals a direct proportionality between increases in the HI value and convective situations.

The climatology shown in this study could be a useful tool to improve the forest fire risk prediction system. In this sense, studies in relation to forest fires are required, given that climate change scenarios forecast that extreme risk situations will increase in intensity, frequency and extension (IPCC, 2007). The knowledge of the current climate and the difference with the situation in the recent past can help to plan for the future (Obasi, 2001).

#### 5. ACKNOWLEDGMENTS

We thank NCEP/NCAR for supplying the data necessary for this study. This study was supported by the Spanish Ministry of Innovation and Science (projects CGL2010-16364, CGL2011-30433-C02 and GRACCIE Consolider–Ingenio 2010; and Dr. Niçlòs “Ramón y Cajal” Research Contract) and Generalitat Valenciana (Prometeo/2009/006 FEEDBACKS project). The Instituto Universitario CEAM-UMH is partly supported by the Generalitat Valenciana.

## 6. REFERENCES

- Barberà, M.J., Niclòs, R., Estrela, M.J. y Valiente, J.A. (2009). Análisis del Índice de Haines durante los incendios de Xàtiva y Simat (Valencia) y monitorización de la regeneración natural mediante el uso de imágenes MODIS. *XIII Congreso de la Asociación Española de Teledetección*. Teledetección. Agua y desarrollo sostenible, 293-296. ISBN: 978-84-613-4257-0. Calatayud, 22-25 Septiembre.
- Barberà, M.J., Estrela, M.J., Niclòs, R. y Valiente, J.A. (2010a). Correlació entre els incendis forestals i l'Índex de Haines a la Comunitat Valenciana. Anàlisi dels incendis de Xàtiva i Simat de 2005. *II Jornades de Meteorologia i Climatologia de la Mediterrània Occidental*, Valencia 11-12 Març.
- Barberà, M.J., Niclòs, R., Estrela, M.J. y Valiente, J.A. (2010b). Analysing wildfires in Valencia with the Haines Index and monitoring the natural regeneration with MODIS data. *The 3rd International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing: RAQRS'III*.
- Barberà, M.J., Niclòs, R., Estrela, M.J. y Valiente, J.A. (2014). Climatology of the stability and humidity terms in the Haines Index to improve the estimate of forest fire risk in the Western Mediterranean Basin (Valencia region, Spain). *Int. J. Climatol.* DOI: 10.1002/joc.4048.
- Brotak, E. y Reifsnyder, W.E. (1977). An investigation of the synoptic situations associated with major wildland fires. *J. Appl. Meteorol.*, 16, pp. 867–870.
- Choi, G., Kim, J. y Won, M.S. (2006). Spatial Patterns and Temporal Variability of the Haines Index related to the Wildland Fire Growth Potential over the Korean Peninsula. *Journal of the Korean Geographical Society.*, 41(2), pp. 168-187.
- Deeming, J.E., Burgan, R.E. y Cohen, J.D. (1977). *The national Fire Danger Rating System-1978*. USDA Forest Service. General Technical Report INT-39. Intermountain Forest and Range Experiment Station.
- Doty, B. (1995). *The Grid Analysis and Display System*. <http://www.iges.org/grads/gadoc/index.html>
- Estrela, M.J., Peñarrocha, D. y Millán, M. (2000). Multi-annual drought episodes in the Mediterranean (Valencia region) from 1950–1996. A spatio-temporal analysis. *Int. J. Climatol.*, 20, pp. 1599–1618.
- Haines, D.A. (1988). A lower atmosphere severity index for wildlife fires. *National Weather Digest.*, 13(2), pp. 23-27.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. In: Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (Eds.): Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976 p.

- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne Roy y Joseph Dennis. (1996). "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project". *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, pp. 437-471.
- Lawrence, M.G. (2005). The relationship between relative humidity and the dewpoint temperature in moist air. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 86, pp. 225-233.
- Long, M. (2006). "A climatology of extreme fire weather days in Victoria". *Aust. Met. Mag.*, 55, pp. 3-18.
- McArthur, A.G. (1967). Fire Behaviour in Eucalypt Forest. *Comm. Aust. Timb. Bur. Leaflet.*, 107, 25.
- McCaw, L., Marchetti, P., Elliot, G. y Reader, G. (2007). "Bushfire weather climatology of the Haines Index in south-western Australia". *Aust. Met. Mag.*, 56, pp. 75-80.
- Millán, M., Estrela, M.J. y Miró, J. (2005). Rainfall components: variability and spatial distribution in a mediterranean area (Valencia region). *Journal of Climate*, 18, pp. 2682-2705.
- Mokoric, M. y Kalin, L. (2006). Evaluation of meteorological index forest fire protection in Croatia. *Forest Ecology and management*, 234, S70.
- Niclòs, R., Valiente, J.A., Barberà, M.J. y Caselles, V. (2014). Land Surface Air Temperature Retrieval from EOS-MODIS Images. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(8), pp. 1380-1384.
- Obasi, G.O.P. (2001). *WMO-No 920, WMO Statement on the status of the global climate in 2001*. Geneva, Switzerland.
- Oliver, M.A. y Webster, R. (1990). Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *Int J Geogr Inf Syst.*, 4, pp. 313-32.
- Potter, B.E. (1996). Atmospheric properties associated with large wildfires. *Internacional Journal of Wildland Fire*, 6(2), pp. 71 -76.
- Potter, B.E., Winkler, J.A., Wilhelm, D.F., Shadbolt, R.P. y Bian, X. (2008). Computing the low-elevation variant of the Haines Index for fire weather forecasts. *Weather and Forecasting*, 23(1), pp. 159-167.
- Quílez, R. (2007). Influencia del Índice de Haines en la evolución del incendio forestal ocurrido en Xàtiva (Valencia) España, el 22 de junio de 2005. *4ª conferencia internacional sobre incendios forestales, Wildfire 2007*, Sevilla España.
- Trouet, V., Taylor, A.H., Carleton, A.M. y Skinner, C.N. (2009). Interannual variations in fire weather, fire extent, and synoptic-scale circulation patterns in northern California and Oregon. *Theor. Appl. Climatol.*, 95, pp. 349-360.

Turner, J.A. y Lawson, B.D. (1978). Weather in the Canadian Forest Fire Danger Rating System. A user guide to national standards and practices. Environment Canada, Pacific Forest Research Centre, Victoria, BC. *Information report BC-X-177* 40p.

Vélez, R. (1982). *Manual de predicción del peligro de incendios forestales*. ICONA. Madrid.

Weber, R.O. y Dold, J.W. (2006). Linking landscape fires and local meteorology - a short review. *JSME Int J. Ser. B.*, 49(3), pp. 590-593.

Winkler, J.A., Potter, B.E., Wilhelm, D.F., Shadbolt, R.P., Piromsopa, K. y Bian, X. (2007). "Climatological and statistical characteristics of the Haines Index for North America". *International Journal of Wildland Fire*, 16(2), pp.139-152.

# POTENCIAL DENDROCLIMÁTICO DE *PINUS HALEPENSIS*, *P. PINASTER*, *P. SYLVESTRIS*, *P. NIGRA* Y *P. UNCINATA* EN EL SISTEMA IBÉRICO TUROLENSE

Ernesto TEJEDOR<sup>(1)</sup>, Martín DE LUIS<sup>(1)</sup>, José María CUADRAT<sup>(1)</sup>, Klemen  
NOVAK<sup>(1)</sup>, Edurne MARTINEZ<sup>(1)</sup>, Roberto SERRANO<sup>(1)</sup>, Luis Alberto  
LONGARES<sup>(1)</sup>, Mar GÉNOVA<sup>(2)</sup>, Miguel Ángel SAZ<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> *Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Instituto Universitario de  
Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Universidad de Zaragoza*

<sup>(2)</sup> *Departamento de Botánica y Producción Vegetal. Universidad Politécnica de  
Madrid*

etejedor@unizar.es

## RESUMEN

La tendencia reciente de los estudios dendroclimáticos es la utilización de un mayor número de muestras de crecimiento para mejorar la fase de estandarización y la conservación con ello de la señal de media y baja frecuencia. En este trabajo se presentan los primeros resultados para la reconstrucción del clima del Sistema Ibérico turolense a partir de una amplia base de datos multiespecie, compuesta por un total de 561 muestras procedentes del ITRDB (25.84%), de proyectos desarrollados en los años 80-90 desde el IPE-CSIC (17.29%) y de las extraídas por los firmantes de la comunicación en los años 2012 y 2013 (56.86%). Estas muestras se han agrupado en distintas cronologías y se han calibrado con información termopluviométrica procedente de la base de datos Spain02vs2. Los resultados muestran el potencial de esta colección multiespecie de datos dendrocronológicos para la reconstrucción de la precipitación de verano, pero también las limitaciones inherentes a la estandarización, una agrupación subjetiva de las muestras para construir las cronologías y la inexistencia de información climática instrumental en zonas elevadas.

**Palabras clave:** Dendroclimatología, *Pinus sp.*, estandarización, relación clima-crecimiento.

## ABSTRACT

The recent trend of dendroclimatic studies is the use of a greater number of samples of tree growth in order to improve the standardization phase and thereby the conservation of the medium and low frequency signal. This paper presents the first results for the reconstruction of the climate of the Teruel Iberian Range from a great multi-species database, composed of a total of 561 samples from the ITRDB (25.84%) of projects developed in the years 80-90 from the IPE-CSIC (17.29%) and the extracted by the signatories of the communication in 2012 and 2013 (56.86%). These samples have been grouped in different chronologies and have been calibrated with information coming from the Spain02vs2 climate database. The results show the potential of this multi-species dendrochronological collection for the reconstruction of the summer precipitation, but also the limitations inherent to the standardization, a subjective grouping of samples to build the chronologies and the absence of instrumental climate information in height,

**Key words:** Dendroclimatology, *Pinus sp.*, standardization, climate-growth relationship

## 1. INTRODUCCIÓN

En el actual contexto de cambio climático en el que los escenarios futuros muestran incrementos en la temperatura y en el número de fenómenos extremos, es particularmente importante conocer cómo ha sido la evolución del clima pasado con el objetivo de determinar con mayor precisión los eventos extremos como las sequías o las inundaciones. Conocer no solo la magnitud sino también la recurrencia de estos fenómenos en el pasado nos permitirá estudiar su evolución, permitiendo identificar posibles ciclos o patrones, para poder afrontar las posibles consecuencias medio ambientales y sociales en el futuro.

La existencia de información climática instrumental de calidad en España se encuentra limitada por la ausencia de estaciones meteorológicas hasta mediados del siglo XX. Es a partir de entonces cuando se crea una red de estaciones generalizada para todo el territorio español, aunque con un gran déficit de estaciones por encima de los 1.000 m.s.n.m. (González-Hidalgo et al., 2011). Es por tanto, esta falta de datos climáticos homogéneos y continuos la que nos hace recurrir a otras fuentes denominadas *proxy data*, como los árboles centenarios, que nos permitan obtener información continua y prolongada en el tiempo. La reconstrucción climática mediante la dendroclimatología desempeñan un papel destacado en el conocimiento de patrones espaciales de cambio climático (Cook et al. 2003). El estudio de la evolución climática mediante la dendroclimatología nos permite identificar la influencia natural y antropogénica en los cambios de temperatura. En Europa, se ha avanzado de manera destacada en reconstrucciones climáticas de los últimas centurias (Jacobeit et al. 2003) mediante información *multiproxy*, incluyendo el análisis de datos instrumentales, de documentos históricos (Brazdil 1996), y el estudio de los anillos de los árboles (Briffa et al. 2002). Sin embargo, no se ha realizado una reconstrucción climática para el Sistema Ibérico que conserve los ciclos de media y alta frecuencia para poder comparar el reciente calentamiento global en un contexto más largo que incluya el periodo Óptimo Medieval, o la Pequeña Edad de Hielo. La falta de reconstrucciones climáticas en el Sistema Ibérico se debe a la relativa falta de árboles longevos, debido a la continua explotación maderera a lo largo de los siglos y a la dificultad de encontrar madera subfósil que se pueda combinar con árboles vivos.

En este trabajo se han recopilado un conjunto de cronologías existentes de la cordillera Ibérica y se ha realizado un muestreo seleccionando los bosques longevos donde poder encontrar los ejemplares vivos de mayor edad. En esta primera aproximación al potencial de la información disponible en la Cordillera Ibérica Turolense para la reconstrucción climática se ha pretendido calibrar la información dendrocronológica con la información instrumental climática. De esta forma logramos determinar las variables climáticas que están influyendo en el crecimiento de los árboles, lo que nos permite reconstruir esas variables tantos años como tengan los árboles estudiados.

La originalidad de este trabajo se apoya también en la realización de una base de datos multiespecie que pretenda identificar los patrones comunes que afectan a estas especies. De tal forma que posteriormente podamos ser más precisos a la hora de realizar la reconstrucción climática

## 2. ÁREA DE ESTUDIO

Las muestras utilizadas para este trabajo se localizan en el Sistema Ibérico, en la provincia de Teruel, a excepción de una localización en la provincia de Castellón (fig. 1). El Sistema Ibérico es un sistema montañoso complejo, que se extiende en dirección noroeste-sureste entre la depresión del Ebro y la meseta. Está constituido por un conjunto de sierras y depresiones de litología variada, a menudo aisladas, enlazándose unas con otras por medio de altiplanicies. El clima varía desde el Mediterráneo continental, del punto situado más al oeste, al Mesomediterráneo, localizado en el punto más oriental.

La mayor parte de los 22 sitios utilizados en este estudio los encontramos en las sierras de mayor altitud, debido a que son las zonas que han sufrido una menor explotación forestal y por tanto, donde se localizan los ejemplares de árboles vivos más longevos. La altitud de las cronologías varía desde los 1.100 hasta los 2.000 m.s.n.m., siendo 1.600 m.s.n.m. la altitud media. Debido a la gran altitud en la que se encuentran la mayor parte de los árboles estudiados, podemos hablar de que pertenecen al piso bioclimático Oromediterráneo, caracterizado por tratarse de un clima de montaña donde las oscilaciones térmicas son muy acusadas con frecuentes heladas en invierno y altas temperaturas en verano y donde también destacan los frecuentes periodos secos.

Al tratarse de una reconstrucción multiespecie donde se pretende recoger la variabilidad climática de la cordillera, las cronologías recogen la mayor parte de las especies de pináceas de la cordillera. La composición de las especies de pináceas en la cordillera viene determinada por la plasticidad y la adaptación de las mismas a los diferentes pisos bioclimáticos. Así pues, en las zonas de menor altitud encontramos los *Pinus halepensis*, asociados a climas mediterráneos y conforme aumentamos en altitud encontramos poblaciones mejor adaptadas a climas de montaña como los *Pinus nigra* y *Pinus sylvestris*. Finalmente, próximos siempre a las cumbres encontramos los *Pinus uncinata*, especie autóctona en la cordillera y donde tiene su límite meridional europeo.

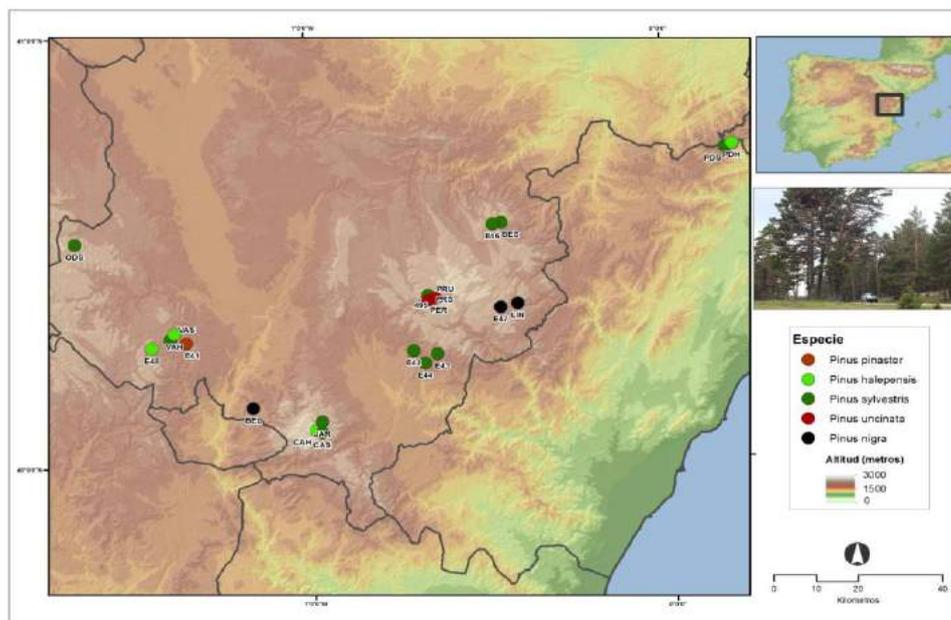


Figura 1. Mapa de situación de las localizaciones muestreadas.

### 3. MATERIALES Y MÉTODOS

En conjunto se han utilizado en este trabajo muestras procedentes de 22 formaciones forestales de 5 especies diferentes: *Pinus sylvestris*, *P. uncinata*, *P. nigra*, *P. halepensis* y *Pinus Pinaster*. Esta información dendrocronológica, que suma en total 561 muestras y 71.580 anillos de crecimiento, procede de tres fuentes distintas (mapa 1) y constituye la mayor base de datos dendrocronológica existente para la Cordillera Ibérica en la provincia de Teruel. Por un lado se obtuvieron 8 sitios con 126 series de crecimiento desde el *International Tree Ring Data Bank* (ITRDB, <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data/datasets/tree-ring>), extraídas a lo largo de los años 80 por K. Richter y colaboradores. Por otro, 4 sitios con 84 series de crecimiento generadas en el marco del proyecto CLI96-1862 (Creus et al, 1992; Génova et al, 1993; Manrique y Fdez. Cancio, 2000; Saz, 2003). El resto, 10 sitios muestreados y 294 series de crecimiento extraídas, se obtuvieron en las campañas de campo de los años 2012 y 2013 desarrolladas en el marco del proyecto de investigación CGL2011-28255.

#### 3.1 Procesamiento y análisis de los anillos de crecimiento. Construcción de las cronologías

En el muestreo desarrollado durante las campañas de 2012 y 2013 se seleccionaron en cada sitio los árboles dominantes y co-dominantes que por su forma exterior y diámetro del tronco pudieran ser los de mayor edad. Se eligieron además árboles a priori sanos, sin señales de intervención humana sobre ellos (p.e. recolección de resina) o de procesos geomorfológicos que pudieran condicionar su crecimiento radial. De cada uno de ellos se extrajeron dos muestras a una altura de 1.3 metros y generalmente perpendiculares a la pendiente para evitar la madera de compresión. En terrenos extremos, en los que la pendiente era especialmente pronunciada, las muestras fueron extraídas a una altura mayor de lo habitual (1.5-2 m.). En total, en esas dos campañas se muestrearon 147 árboles de los que se extrajeron 294 testigos de crecimiento. Una vez en el laboratorio se secaron a temperatura ambiente y pegaron en soportes de madera. Posteriormente fueron procesadas con lijas progresivamente más finas para conseguir una superficie pulida que permita identificar los anillos de crecimiento (Stokes and Smiley 1996). Tras ello fueron escaneadas y sincronizadas mediante el software CoRecorder para identificar la posición y datación exacta de cada anillo de crecimiento. Finalmente el proceso de medición se desarrolló con una mesa LINTAB asociada al software TsapWin Scientific, con una precisión de la anchura de cada anillo de 0.01 mm. El control de calidad de la sincronización se realizó mediante el programa COFECHA (Holmes 1983). Las mediciones se han repetido cuando ha sido necesario o incluso han sido retiradas para el estudio. Algunos árboles se retiraron del conjunto de muestras utilizadas por presentar anomalías de crecimiento debidas a múltiples factores relacionados con antiguos aprovechamientos, heridas en la parte interna del tronco, o a perturbaciones. Así, sólo 57 de las 561 muestras fueron desechadas (aprox 10%). Las muestras de los árboles varían en el rango de edades, fundamental para la calibración dendroclimática cubrir los diferentes estratos de edades de los bosques muestreados, desde los 20 hasta los 490 años, teniendo un promedio de 143 años de edad.

Posteriormente, las series de crecimiento procedentes de las tres fuentes citadas, fueron estandarizadas con objeto de eliminar la tendencia biológica en el crecimiento radial del árbol (Esper et al, 2002) y obtener una primera cronología multiespecie (*cr\_teruel*) a partir de todas las muestras. Para ello se empleó el paquete

estadístico dplR (Zang 2009), ejecutado en R, utilizándose ‘splines’ de respuesta de 0,50 y ventana de actuación de 0,67 (Levanic et al, 2013), capaz de preservar la variabilidad de media y baja frecuencia, fundamentales para conservar la información sobre anomalías climáticas de una duración de varias décadas, características de la PEH.

Tras la estandarización, todas las series de crecimiento se agruparon para formar once cronologías distintas según criterios como: la altitud de las formaciones muestreadas (*cr\_1200*, con muestras situadas entre 1.200 y 1.400 m.s.n.m; *cr\_1400*, entre 1.400 y 1.600; *cr\_1600* por encima de 1.600), la especie (*cr\_t\_halep* para *Pinus halepensis*; *cr\_t\_nigra* para *P. nigra*; *cr\_t\_pinas* para *P. pinaster*; *cr\_t\_sylv* para *P. sylvestris* y *cr\_t\_unc* para *P. uncinata*) y la localización (*cr\_t\_occid* para la elaborada con las muestras obtenidas en la mitad occidental de la provincia y *cr\_t\_oriental* para las de la mitad oriental). En la tabla 1 se señala la longitud de las distintas cronologías, el número de muestras con las que se ha calculado cada una y sus principales estadísticos.

Cronología	Extensión	Longitud media	Nº cores	Sensibilidad media	Ratio señal ruido	Corr. entre árboles	Componente principal
<i>cr_teruel</i>	525	142	504	0.13	18.55	0.63	28.61%
<i>cr_1200</i>	430	144	94	0.18	13.56	0.81	41.77%
<i>cr_1400</i>	355	114	118	0.17	9.95	0.77	39.71%
<i>cr_1600</i>	525	152	292	0.13	13.25	0.65	26.99%
<i>cr_t_occid</i>	525	145	240	0.14	25.06	0.73	28.42%
<i>cr_t_oriental</i>	400	138	264	0.13	25.83	0.72	33.17%
<i>cr_t_halep</i>	183	79	63	0.25	5.66	0.77	38.79%
<i>cr_t_nigra</i>	410	216	58	0.17	24.92	0.77	43.59%
<i>cr_t_pinas</i>	165	119	22	0.28	25.35	0.86	72.27%
<i>cr_t_sylv</i>	525	139	270	0.14	18.2	0.74	27.16%
<i>cr_t_unc</i>	398	183	58	0.13	6.25	0.49	36.91%

Tabla 1. Estadísticos de las 11 cronologías obtenidas a partir de la agrupación de las series de mediciones disponibles en la C. Ibérica Turolense

### 3.2. Datos climáticos y calibración

Para la calibración de las cronologías con información instrumental se ha utilizado el conjunto de datos *Spain02v2* (Herrera et al, 2012), disponible en la dirección <http://www.meteo.unican.es/datasets/spain02>. Los datos están dispuestos sobre una malla de 0.2° (aprox. 22 km) y se calcularon mediante kriging a partir de una red de 2.500 estaciones de precipitación y 250 de temperatura de toda la España peninsular y las Islas Baleares. Con esa información se ha generado una serie termoplumiométrica regional a partir de los datos del grid más cercanos a las formaciones forestales muestreadas, que recoge la variabilidad del clima a escala regional en el entorno de los árboles analizados. Además, se obtuvieron dos series: representativas de la mitad occidental y oriental de la provincia. En todos los casos las correlaciones entre las once cronologías y las series termoplumiométricas regionales se calcularon para el periodo 1951-2000 con el paquete dplR (Zang, 2009), analizándose la

relación existente entre las series de temperatura y precipitación estacionales y las cronologías.

#### 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

De los resultados obtenidos a partir de la correlación entre las distintas cronologías y las series estacionales de temperatura y precipitación puede destacarse en primer lugar la buena respuesta general existente entre el crecimiento de los árboles de la C. Ibérica turolense y la precipitación de verano. Tanto la cronología general que agrupa todas las muestras (cr\_teruel) (Tabla2) como las obtenidas con las series dendrocronológicas de los sitios muestreados en la mitad occidental y oriental de la provincia, ofrecen valores de correlación significativos ( $\alpha=0.01$ ) (0.42, 0.35 y 0.47 respectivamente) que señalarían la dependencia que existe entre el crecimiento secundario de estas masas forestales y la precipitación de verano, en un ambiente climático en el que a pesar de que la precipitación estival no constituye el máximo anual, sí que la tendencia a la continentalidad de algunos espacios hace que las lluvias en este periodo agrupen un porcentaje importante en un momento clave para el desarrollo del crecimiento radial del árbol.

La elevada correlación obtenida entre la precipitación de verano y las masas forestales situadas en mayor altitud, agrupadas en la cronología cr\_1600 (0.45,  $\alpha=0.01$ ) y las de *P. uncinata* (cr\_t\_unc), localizadas cerca del límite altitudinal de distribución de los bosques en la provincia, indicarían también la elevada relación existente entre el crecimiento forestal y esa variable en las zonas de mayor altura y por tanto su potencial para la realización de reconstrucciones climáticas centenarias. Asimismo, la correlación de la precipitación de verano con la cronología construida con *P. sylvestris*, que aunque presentes en todo el rango altitudinal muestreados se localizan mayoritariamente por encima de los 1.600 msnm, irían también en esa misma línea. Pero también observamos este hecho en altitudes inferiores, con una correlación de la cronología cr\_1200 (0.38,  $\alpha=0.01$ ), calculada con las muestras de árboles localizados entre 1200 y 1400 msnm.

En el caso de la precipitación de invierno no encontramos en comparación con lo visto para el verano un grado de correlación tan importante entre las cronologías y los datos climáticos utilizados. Aun así podemos señalar algunos hechos significativos, como el elevado valor obtenido para la correlación con las cr\_1400 (0.43,  $\alpha=0.01$ ), con la cr\_t\_pinas (0.46,  $\alpha=0.05$ ), y la cr\_t\_halep (0.42,  $\alpha=0.05$ ). Por otro lado, variables pluviométricas estacionales de las que a priori se podría esperar unos buenos valores de correlación con la respuesta del crecimiento radial no han ofrecido resultados significativos. Así por ejemplo no encontramos respuesta significativa de las cronologías frente a la precipitación de primavera, excepto el valor de 0,57 ( $\alpha=0.01$ ), de la cr\_t\_pinas y los 0.32 ( $\alpha=0.05$ ) de la cr\_t\_occid, que si bien hay que decir que está compuesta fundamentalmente por *P. pinaster* incluidos en la crono antes señalada. Tampoco para la precipitación de otoño encontramos valores de significación de la correlación significativos.

Interesante es también destacar algunos aspectos en relación a los valores de correlación obtenidos para las temperaturas, ya que sólo en muy pocos casos encontramos valores significativos, con un valor de correlación mayor para la cr\_t\_pinas de -0.43( $\alpha=0.05$ ) y de -0.37 ( $\alpha=0.05$ ) para la cr\_t\_occid.

	Precipitación					Temperatura				
	inv	pri	ver	oto	anual	inv	pri	ver	oto	anual
<i>cr_teruel</i>	0.30*	0.15	0.42**	-0.22	0.23	0.17	0.06	-0.29*	-0.14	-0.09
<i>cr_1200</i>	0.37*	0.14	0.38**	0.07	0.32*	0.23	0.04	-0.31*	-0.16	-0.12
<i>cr_1400</i>	0.43**	0.22	0.32*	-0.09	0.32*	0.16	-0.05	-0.25	-0.12	-0.10
<i>cr_1600</i>	0.14	0.10	0.45**	-0.36*	0.10	0.11	0.12	-0.23	-0.09	-0.02
<i>cr_t_occid</i>	0.32	0.32*	0.35**	-0.15	0.34*	0.22	-0.04	-0.37*	-0.22	-0.15
<i>cr_t_oriental</i>	0.15	0.06	0.42**	-0.18	0.12	0.08	0.17	-0.21	-0.07	-0.03
<i>cr_t_halep</i>	0.42*	0.09	0.44**	-0.17	0.19	0.19	0.06	-0.26*	-0.06	-0.07
<i>cr_t_nigra</i>	0.35*	0.07	0.26	-0.11	0.14	0.20	-0.01	-0.23	-0.10	-0.10
<i>cr_t_pinas</i>	0.46*	0.57**	0.07	0.22	0.57*	0.18	-0.27	-0.25	-0.43*	-0.33
<i>cr_t_sylv</i>	0.20	0.14	0.38*	-0.24	0.17	0.15	0.08	-0.30*	-0.13	-0.09
<i>cr_t_unc</i>	-0.04	0.04	0.45**	-0.35*	0.08	0.00	0.19	-0.10	-0.09	0.03

**Tabla2. Coeficientes de correlación. \*p<0.05.\*\*p<0.01**

En entornos de montaña suele ser habitual encontrar una buena relación entre la temperatura y el crecimiento radial, pues aquella, sobre todo en la estación cálida, suele ser un factor favorable al crecimiento. Además, en nuestro caso, las correlaciones negativas indicarían por el contrario un efecto limitante. Estos resultados podrían estar relacionados con la calidad de la información climática asociada a las series de temperatura empleadas. Los datos utilizados provienen de un ráster generado para toda la España peninsular y Baleares con datos de tan solo 250 estaciones. Y si bien la señal regional de la temperatura suele mostrar patrones espaciales de variación más uniformes que en el caso de las precipitaciones, al tratarse de observatorios localizados en espacios habitados, por lo general fondos de valle, zonas litorales, grandes depresiones interiores, la señal allí existente puede variar en relación a la de zonas altitudinalmente más elevadas, donde la disponibilidad de información es escasa.

Para realizar la reconstrucción climática del Sistema Ibérico turolense hay que tomar en consideración otros criterios estadísticos además de los coeficientes de correlación. Por ejemplo, la cronología *cr\_t\_pinas* (Figura2, a y b) está indicando buenas correlaciones con la temperatura de otoño y la precipitación de primavera y además, el primer componente principal está explicando un 72,27% de la varianza. Sin embargo, al tratarse de una cronología con muestras procedentes de una única localización, la reconstrucción óptima sería sólo para ese mismo espacio. La correlación entre la precipitación de verano y la *cr\_teruel* está marcada por la alta correlación de todas las cronologías y la precipitación de verano. Se podría pensar entonces en una reconstrucción común de la precipitación de verano para todo el Sistema Ibérico.

Sin embargo, la varianza explicada por el primer componente principal (28.61%) está indicando la presencia de varios factores explicativos que tienen mucho que ver con las diferencias climáticas existentes en el gradiente longitudinal. Realizando el análisis por especies, mejoran no sólo las correlaciones sino también la varianza explicada por el primer componente principal, es el caso de *cr\_t\_unc* es de 36.91% (Figura2, d). Aunque también hay que tener en cuenta que las muestras de *Pinus uncinata* se encuentran en localizaciones muy próximas entre sí.

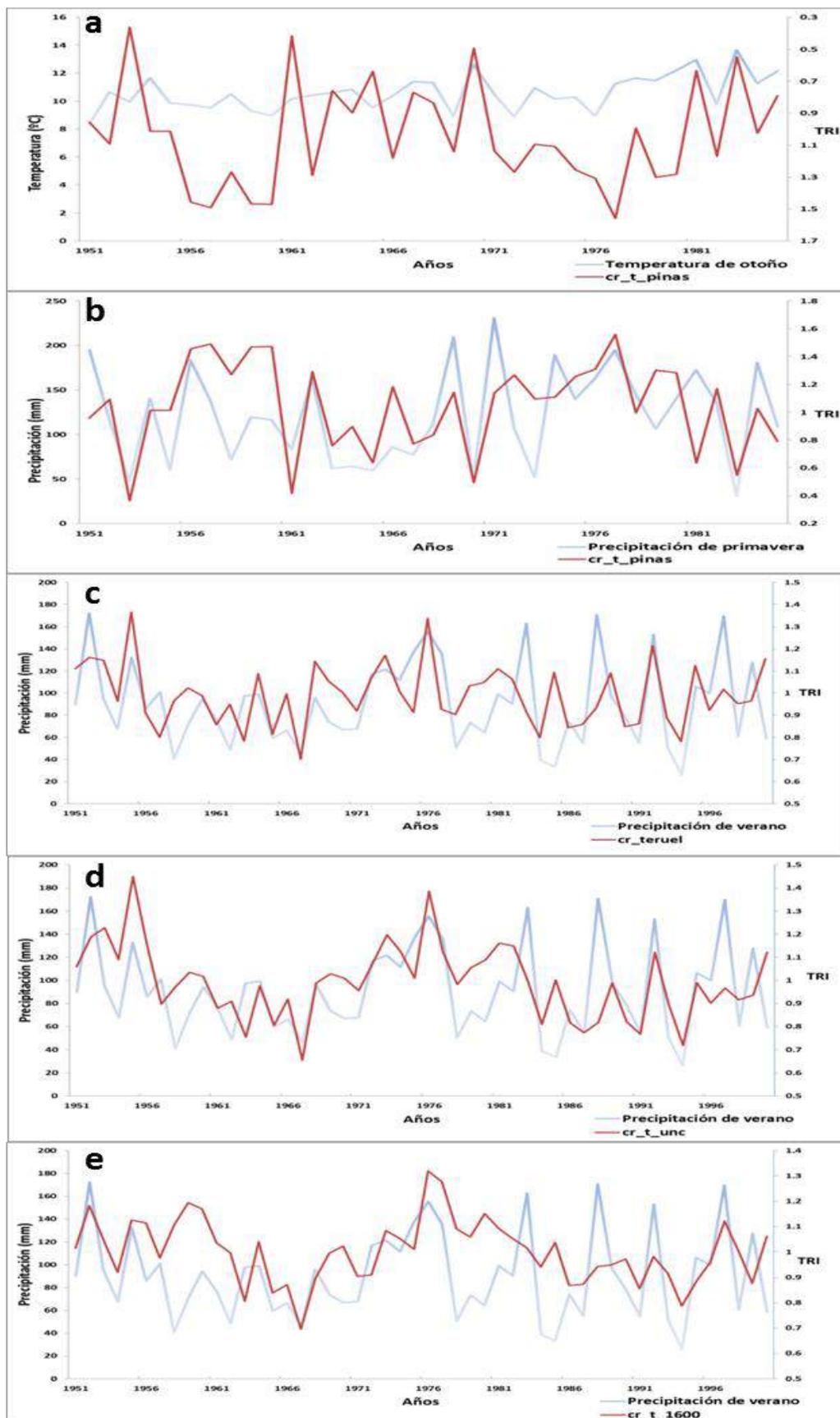


Figura 2. Correlación entre las cronologías y la serie climática en el periodo de calibración 1951-2000

En función de los resultados obtenidos, destaca la potencialidad de la base dendroclimática para reconstruir la precipitación de verano. Sin embargo, las posibilidades de reconstruir otras variables como la precipitación de invierno o la temperatura de verano pueden mejorar considerablemente si utilizamos datos termoplumiométricos de mayor resolución espacial que recojan la variabilidad local y su comportamiento a lo largo tanto del gradiente altitudinal como del latitudinal y longitudinal. Este hecho, creemos que puede ayudar a resolver el principal problema en la calibración dendroclimática, la falta de datos climáticos en altitud. La red de estaciones meteorológicas españolas compuesta por estaciones de AEMET y de las distintas confederaciones hidrográficas es muy amplia pero cuenta con un gran déficit y es la falta de estaciones meteorológicas por encima de los 1.000 m.s.n.m. Teniendo en cuenta que la mayor parte de los bosques longevos de la península están situados en altitudes elevadas, por encima de los 1.500 m.s.n.m. parece lógico pensar que los datos termoplumiométricos utilizados para cualquier estudio dendroclimático no están recogiendo toda la realidad climática de las cronologías. Al mismo tiempo, con los una mayor resolución de los datos climáticos en altitud se podrían generar índices de sequía como el SPI y el SPEI, que permitirán identificar los periodos de sequías de tal forma que se puedan reconstruir las sequías en el Sistema Ibérico en los últimos 300-500 años.

Por otro lado, en este estudio se ha llevado a cabo un proceso de estandarización mediante ‘*Splines*’ para eliminar las tendencias de alta frecuencia y obtener así la señal climática. Sin embargo, existen otros métodos alternativos que también han sido utilizados en reconstrucciones climáticas como el *Regional Curve Standardization* (Buntgen, 2011) o el ‘*Negative exponential*’ que todavía han de ser probados en esta nueva base de datos dendrocronológica.

## 5. CONCLUSIONES

El potencial dendroclimático de la nueva base de datos dendrocronológicos para el Sistema Ibérico turolense es elevado. No obstante, queda patente la necesidad de mejorar los datos climáticos instrumentales utilizados para la calibración. Los grandes repositorios de información en grid existentes para la Península Ibérica como SPAIN02 o CRU TS 3.1. no recogen el gradiente altitudinal climático, están realizados a partir de los datos instrumentales de muy pocas estaciones y tienen una resolución de 22 km (SPAIN02) y 55km (CRUTS 3.1) lo que no permite precisión en el momento de conocer las variables climáticas que afectan a cada una de las localizaciones de los árboles estudiados. Debido a que la mayor parte de los bosques longevos en el Sistema Ibérico se encuentran por encima de 1.200 m.s.n.m. es imprescindible contar con datos climáticos instrumentales precisos en altitud, como los que se están generando a través de nuevas aproximaciones metodológicas (ver ejemplo en el trabajo Serrano-Notivoli et al., 2014 en este mismo volumen).

Con objeto de realizar una reconstrucción climática lo más precisa posible, es necesario trabajar con todos los modelos de estandarización existentes que nos permitan eliminar la señal biológica e identificar la señal climática con la que están respondiendo los árboles.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los siguientes proyectos: ‘Caracterización del clima del Nordeste de España desde el siglo XVI. Análisis integrado mediante información multi-proxy e instrumental’ (CGL2011-28255); ‘Eventos climáticos extremos: Caracterización, variabilidad espacio-temporal e impacto en los sistemas naturales’ (ELENA: CGL2012-31668) del Plan Nacional de I+D+I del Ministerio de Economía y Competitividad; y la ayuda del Gobierno de Aragón y el Fondo Social Europeo al grupo de investigación consolidado “Clima, Agua y Cambio Global” de la Universidad de Zaragoza. El trabajo se ha realizado también gracias a la beca predoctoral FPI concedida por el Gobierno de Aragón, convocatoria de 2012. Agradecer al Departamento de Medio Ambiente del Gobierno de Aragón su predisposición y ayuda en la realización de los muestreos en la Cordillera Ibérica. Por último, se quiere agradecer a José Creus y a Mar Génova por poner a disposición para este trabajo las series de crecimiento generadas en el proyecto CICYT CLI96-1862.

## 6. REFERENCIAS

Briffa, K.R., et al. (1996). *Tree-ring variables as proxy-climate indicators: Problems with low-frequency signals*. In: Jones, P.D., Bradley, R.S., Jouzel, J. (Eds.), *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 years*, NATO ASI Series, vol. I (41). Springer, Berlin, pp. 9–41.

Büntgen, U., et al. (2007). *Growth responses to climate in a multi-species tree-ring network in the Western Carpathian Tatra Mountains, Poland and Slovakia*. *Tree Physiol* 27(5):689–702. doi:10.1093/treephys/27.5.689

Büntgen, U., Frank, D.C., Grudd, H., Esper, J., (2008a). *Long-term summer temperature* Cook ER, Briffa KR (1990). *A comparison of some tree-ring standardization methods*. In: Cook ER, Kairiukstis LA (eds) *Methods of dendrochronology: Applications in the environmental sciences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp 153–162

Büntgen, U. et al. (2011). *2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility*. *Science* 331, 578; DOI: 10.1126/science.1197175

Cook, E.R., Holmes R.L. (1999). *Program ARSTAN—chronology development with statistical analysis (user’s manual for program ARSTAN)*. Report, Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona, Tucson

Cook E.R., Krusic P.J., Jones P.D. (2003). *Dendroclimatic signals in long tree-ring chronologies from the Himalayas of Nepal*. *International Journal of Climatology* 23(7): 707-732.

Creus, J., Génova, M., Fernández, A. y Pérez, A. (1992): *New dendrochronologies for Spanish Mediterranean zone*. *Lunqua*, 34, 76-78.

Esper, J., Cook, E.R., Krusic, P.J., Peters, K., Schweingruber, F.H., (2003). *Tests of the RCS method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies*. *Tree-Ring Research* 59(2): 81-98.

- Esper, J., Cook, E.R., Schweingruber, F.H., (2002). *Low-frequency signals in long tree ring chronologies for reconstructing past temperature variability*. *Science* 295:2250–2253.
- Frank D.C., Esper, J. (2005a). *Characterization and climate response patterns of a high elevation, multi species tree-ring network for the European Alps*. *Dendrochronologia* 22:107–121
- Fritts, H.C., (1976). *Tree rings and climate*. Academic Press, London
- Génova, M., Fernandez, A. y Creus, J., (1993): *Diez series de anillos de crecimiento en los sistemas Carpetano e Ibérico*. *Investigación Agraria. Sistemas y Recursos Forestales*. 2 (2). 151-172.
- Gonzalez, J. C., Brunetti M. & de Luis M., (2011). *A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (Monthly precipitation trends December 1945- November 2005)*. *International Journal of Climatology* 31, 715-31.
- Herrera, S. et al., (2012). *Development and Analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02)*. *International Journal of Climatology*, vol. 32, 74-85, DOI: 10.1002/joc.2256
- Holmes, R.L., (1983). *Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement*. *Tree-Ring Bull* 43:69–78
- Jacobeit, J., et al.,(2003). *Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid seventeenth century*, *Climate Dynamics*., 20:341–352.
- Levanic, T et al (2013). *A 323-year long reconstruction of drought for SW Romania based on black pine (Pinus Nigra) tree-ring widths*. *Int. J. Biometeorology* 57(5): 703-714.
- Manrique, E. y Fernandez-Cancio, A. (2000): *Extreme climatic events in dendroclimatic reconstructions from Spain*. *Climatic Change*, 44 (1-2).123-138.
- Martín-Benito, D., Del Río, M., Cañellas, I. (2010) *Black pine (Pinus nigra Arn.) growth divergence along a latitudinal gradient in Western Mediterranean mountains*. *Annals of Forest Science* 67(4):401
- Mitchell, T. D. et al., (2004). *A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100)*. *Tyndall Center Working Paper* 55: 1-30.
- Mitchell, T.D., Jones, P.D., (2005). *An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high resolution grids*. *Int. J. Climatol* 25(6):693–712. doi:10.1002/joc.1181

Poljanšek S, Ballian D, Nagel TA, Levanič T (2012). *A 435-year-long European black pine (Pinus nigra) chronology for the centralwestern Balkan region*. *Tree-Ring Res* 68(1):31–44

Saz, M.A., (2003): *Temperaturas y precipitaciones en la mitad norte de España desde el siglo XV. Estudio dendroclimático*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Zaragoza. Pp 293.

Schweingruber, F.H., Bräker, O.U., Schär, E., (1979). *Dendroclimatic studies on conifers*. *Tree-Ring Research* 59: 81–98.

Solomon, S., et al. (2007). *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, p. 996. IPCC

Wilson, R.J.S., Esper, J., Luckman, B.H., (2004). *Utilizing historical tree-ring data for dendroclimatology: a case study from the Bavarian Forest, Germany*. *Dendrochronologia* 21, 53–68.

Zang, C., (2009) *BootRes: The bootRes package for bootstrapped response and correlation functions*. *R package*, 1st edn. [www.Rproject.org](http://www.Rproject.org). Accessed 02 February 2014

# CONTENIDOS DE CARÁCTER CLIMÁTICO EN LAS CIENCIAS SOCIALES A PARTIR DE LOS CURRÍCULOS DE LA ENSEÑANZA SECUNDARIA OBLIGATORIA APLICACIÓN AL CASO BALEAR

M. Consolació GENOVART RAPADO <sup>(1)</sup>, Miquel GRIMALT GELABERT <sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> *Departamento de Ciencias de la Tierra. Universitat de les Illes Balears*  
maria.genovart@uib.es, miquel.grimalt@uib.cat

## RESUMEN

Se realiza un análisis de los contenidos de carácter climático en la educación secundaria obligatoria centrado en el ámbito territorial de las Islas Baleares. Se describen los contenidos que establece el marco legal vigente, así como su concreción reflejada en los principales libros de texto al uso. Se efectúa una revisión de los mismos a nivel de enfoque temático, recursos didácticos, elementos gráficos de apoyo y actividades propuestas.

Los resultados muestran un tratamiento poco diferenciado del clima en los manuales escolares, tanto a nivel formal como de contenidos. Las diferencias se relacionan por el mayor o menor grado de actualización de los contenidos y datos estadísticos/cartográficos, el grado de innovación pedagógica aplicado, así como la diferente conexión del apartado atmosférico con el resto de contenidos sobre el medio físico y las actividades humanas.

**Palabras clave:** Climatología, Didáctica, Normativa Educativa, Bibliográfica, Islas Baleares

## ABSTRACT

An analysis of the climatical contents in secondary education focused in the Balearic Islands is carried out. The contents established in the current legislation are described as well as its reflection on the real textbooks. Moreover, textbooks are revised regarding their thematic approach, educational resources, supporting graphics and proposed activities.

Results show a poor differentiation of climate in textbooks, both at formal and content aspects. Differences are related to the higher or lower level of content updating and statistical / cartographical data, the degree of teaching innovation, and the way in which it is linked to the other contents regarding environment and human activities.

**Key words:** Climatology, Didactics, Educational legislation, bibliography, Balearic Islands

## 1. INTRODUCCIÓN

La presencia de la geografía en la educación secundaria en España ha sido objeto de diversos estudios recientes, algunos de ellos relacionados con la ciencia geográfica en general y centrados en aspectos legislativos o de descripción curricular (De Miguel, 2012; Souto, 2012, Velilla *et al.*, 2012; Buzo, 2012; Genovart, 2013). El análisis de la Climatología como rama específica en los centros de secundaria ha sido tratado en un número reducido de publicaciones sobre dificultades conceptuales en el aprendizaje y utilización de recursos gráficos (Tonda y Sebastià, 2003) o propuestas metodológicas (Romero, 2010).

El actual currículo de educación secundaria, al igual que sus precedentes normativos inmediatos, establece para la enseñanza secundaria obligatoria de Ciencias Sociales determinados contenidos de carácter climático (atmósfera, elementos del clima, zonas climáticas, etc.). Para el caso de Baleares estas enseñanzas relacionadas con el clima se ven ampliadas debido a la incorporación de los contenidos que establece normativa autonómica.

## **2. OBJETIVOS**

Para la presente comunicación se han establecido los siguientes objetivos:

1. Delimitar los contenidos de carácter climático en los currículos educativos de enseñanza secundaria obligatoria vigentes en la materia de Ciencias Sociales. Dicha delimitación se debe realizar tanto a nivel de la normativa estatal como de la autonómica para el caso de las Islas Baleares, teniendo en cuenta los precedentes legislativos desde la LOGSE (1990).
2. Describir la estructura general de los apartados dedicados al clima en libros de texto de primer y tercer curso de ESO de las editoriales más utilizadas en los centros educativos de las Islas Baleares. Dicho análisis se ha centrado en diversos apartados:
  - a. Contenidos expresados tanto de forma textual, como estadísticas/diagramas, cartografía e imágenes.
  - b. Materiales didácticos de apoyo: dosieres de información y glosario.
  - c. Actividades: de síntesis, de investigación/experimentación o de reflexión.
  - d. Recursos on-line enlazados o sugeridos.
  - e. Peso relativo de información relacionada con la Climatología en relación al medio físico y al conjunto de la materia.
3. Comparar el tratamiento de los contenidos climáticos en los libros de texto en relación a la normativa vigente y comparativamente entre las diferentes editoriales.

## **3. METODOLOGÍA**

Se ha procedido a la recopilación de los textos normativos extrayendo de los mismos los elementos de contenido climático. Dicha información se ha tabulado de manera comparativa diacrónica y temática a nivel estatal y autonómico.

Seguidamente se han seleccionado los libros de texto más utilizados para la comunidad autónoma de las Islas Baleares y en sus ediciones actualizadas. En los manuales se ha discriminado la información objeto de este estudio, tanto contenidos textuales, gráficos, actividades didácticas e información complementaria.

Posteriormente se ha establecido el nivel de adaptación de los libros a la normativa legal, el enfoque dinámico o separativo en la exposición de los elementos y factores del clima, la inserción o no de técnicas de representación gráfica o mapa específicamente climáticos, la clasificación de los tipos de clima existentes a lo largo de los espacios geográficos estudiados y, desde la óptica didáctica, las actividades propuestas. Ello se ha realizado para cada uno de los niveles educativos indicados.

De manera específica se han tratado los diversos enfoques sobre cuestiones claves planteadas en los currículos como: definición de tiempo y clima, clasificación climática mundial,

explicación de los procesos de cambio climático, concepto y características de los riesgos climáticos, división de los paisajes en base a la división climática.

#### 4. LOS CONTENIDOS CLIMÁTICOS EN EL MARCO LEGISLATIVO

La enseñanza secundaria, para el curso actual (2013-2014), se rige en España por la LOE promulgada en 2006 que establece sus contenidos generales, los cuales se ven complementados por la legislación autonómica competente, que para el caso de las Islas Baleares se materializa en el currículum aprobado para secundaria obligatoria por el decreto 73/2008 de 27 de junio.

Tanto la normativa estatal como la autonómica se apoyan sobre el precedente inmediato de la LOCE (2002), que a su vez derivaba directamente de la LOGSE (1990). De hecho, los ítems relacionados con el clima en la enseñanza secundaria en España se han mantenido casi inalterados a lo largo de la última década del siglo XX y los años iniciales del nuevo milenio.

En las Ciencias Sociales, los contenidos geográficos se concentran básicamente en 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> curso de la Enseñanza Secundaria Obligatoria (ESO) en los que hay referencias directas al clima en un reducido número de temas.

La climatología, como contenido específico, se imparte sobretodo en el 1<sup>er</sup> curso de ESO. Este extremo se concreta en la actual legislación estatal (LOE): *“Caracterización de los principales medios naturales. Identificando los componentes básicos del relieve, los climas, las aguas y la vegetación. Comprensión de las interacciones que mantienen”*.

El currículum propio de las Islas Baleares detalla los ítems climáticos reproduciendo de manera casi literal los puntos que incluía la legislación estatal anterior (LOGSE y LOCE). Hace referencia explícita a una Climatología separativa: *“El clima: elementos, factores, características y distribución”*. Y marca una división regional de los medios naturales con base climática: *“Los grandes medios naturales del mundo, regiones polares y subpolares, cordilleras alpinas, espacios tropicales, zona templada, con especial referencia a los medios templados de Europa y de la Península Ibérica (...) los climas y paisajes vegetales. El medio físico de las Islas Baleares y de la Península Ibérica en el contexto natural de Europa”*.

Para 1<sup>er</sup> curso se incluyen también en el currículum estatal algunos parámetros derivados de fenómenos atmosféricos, en relación a los problemas medioambientales y de interacción hombre-medio,: *“Los grupos humanos y la utilización del medio: análisis de sus interacciones”* y *“Riesgos naturales. Estudio de algún problema medioambiental como, por ejemplo, la acción humana sobre la vegetación, el problema del agua o el cambio climático”*.

La normativa autonómica añade una ampliación de las expresiones anteriores basada en precedentes de la LOCE: *“Riesgos naturales, degradación y políticas correctoras. Toma de conciencias de las posibilidades que el medio ofrece y disposición favorable para contribuir al mantenimiento de la biodiversidad y a un desarrollo sostenible”*.

En 3<sup>er</sup> curso, según la LOE, la Climatología tiene un carácter más transversal implícita en temáticas generales de síntesis, como el paisaje y su percepción cuya caracterización y definición se apoya en la división climática. Igualmente subyace bajo conceptos como riesgos naturales, contaminación y problemas medioambientales en general: *“Obtención y*

*procesamiento de información explícita e implícita, a partir de la percepción de los paisajes geográficos (...). “Riesgos y problemas medioambientales. Medidas correctoras y políticas de sostenibilidad. Disposición favorable para contribuir individual y colectivamente, a la racionalización en el consumo y al desarrollo humano de forma equitativa y sostenible”.*

El currículo insular añade algunos elementos de especificidad en los temas de preocupación ambiental: *“Las actividades agrarias y las transformaciones en el mundo real (...). El cambio climático: factores y consecuencias”*. También incluye la descripción del medio físico del Estado español, en el cual individualiza las características climáticas regionales: *“La diversidad geográfica del Estado español (...)”*.

## **5. ANÁLISIS DE LOS MANUALES DE TEXTO**

Los manuales de texto de Ciencias Sociales más utilizados en los centros educativos de secundaria en las Islas Baleares (curso 2013-2014) corresponden a tres editoriales: Vicens Vives, Santillana y Anaya[1]. Algunos centros no utilizan libros, sino material de elaboración propia, y puntualmente, siguen obras de otras editoriales como Cruïlla, Edebé, Mad y Oxford.

La evaluación de los libros de texto se ha organizado en dos bloques, en primer lugar, de tipo más formal, se ha establecido el nivel de adecuación a la normativa vigente, el peso específico de los contenidos climático a partir del espacio tipográfico destinado a los mismos, se han comparado los modelos de distribución del texto, glosario, actividades y materiales de ampliación. También se ha constatado el grado utilización de las nuevas tecnologías de la información y la comunicación.

El segundo bloque del análisis se centra en comparar el tratamiento de la información climática en concreto, durante esta revisión se identifican consensos, diferencias y pequeñas discrepancias entre los diversos manuales. A continuación se describe cada una de las variables anteriores indicando la subelementos que se incorporan en cada una de ellas.

En el análisis de los resultados obtenidos se evita hacer mención explícita de la editorial que se comenta en cada momento, señalándolas con un identificador tipográfico (A,B,C) que corresponde a una ordenación aleatoria, dado que la finalidad de la investigación no es la comparación de editoriales en sí, sino ofrecer una visión de conjunto

### **5.1. Análisis formal de los manuales**

En líneas generales los manuales seleccionados adaptan sus contenidos a la normativa estatal y autonómica. Una consecuencia de esta adecuación es que el peso específico de los contenidos climáticos se mantiene a niveles similares entre los diferentes manuales.

En los libros destinados a 1<sup>er</sup> curso de ESO las tres editoriales destinan un porcentaje similar de sus textos al análisis del medio físico (del 44,5% al 50,2% del espacio tipográfico), la información específicamente climática mantiene rangos porcentuales similares (del 6,5% al 7,6%). Para los contenidos climáticos insertos en temas transversales se aprecian tratamientos algo más contrastados (que varían entre el 8,2% y 13,7%).

La estructura expositiva de las unidades didácticas varía entre editoriales, sólo dos de ellas (A, C) introducen el tema con una doble página con ejercicios previos. Los recursos on-line son

reducidos, apareciendo sólo en los mismos manuales y remitiendo al propio web editorial. El glosario se incluye en los temas, excepto en un manual (C) donde aparece al final de la obra.

En 3<sup>er</sup> curso los libros de texto de nuevo se ajustan a los imperativos legales, aun cuando dos de las obras (B,C) incluyen un amplio recordatorio de los conceptos explicados en cursos anteriores, sin que ello responda a los requerimientos de la normativa. No obstante, el número de páginas dedicadas al medio físico se mantiene en un orden de magnitud similar (del 11% al 19%), el espacio sobre Climatología se reduce drásticamente (1% a 2,7%) aún cuando mantiene una mayor entidad como contenido transversal (6,5% a 9,4%).

Los temas se agrupan por bloques en dos editoriales (A,B) una de las cuales (A) los introduce mediante un esquema previo. Individualmente, en dos de los manuales (A,B), cada tema viene precedido por una doble página acompañada de ejercicios previos. El glosario se incluye en los temas de dos de los libros (A,B), uno de los cuales (B) también incorpora un glosario general al final de la obra, que sigue siendo el único elemento de este tipo para la tercera editorial (C). Contrastando con 1<sup>er</sup> curso, los recursos on-line proliferan en dos de las editoriales, relacionados con webs de las mismas (A,C) en tanto que en la tercera son escasos.

Con independencia del curso a los que va dirigido, las editoriales mantienen estilos propios de compaginación, en una (C) se alternan contenidos y elementos complementarios de manera fija en página par/impar, en tanto que las restantes los reparten equitativamente. El material de ampliación suele acompañar el texto expositivo en forma de cuadros (A,B), excepcionalmente (C) adquieren una entidad propia como dossier anexo al tiempo que amplía la información al pie de figuras. Las actividades siguen una línea común y en 1<sup>er</sup> curso son mayoritariamente de repetición o síntesis, para 3<sup>er</sup> curso dos editoriales (A,B) introducen algunas actividades de investigación que incorporan enlaces web hacia fuentes oficiales de datos.

## 5.2. La información climática

### 5.2. a. 1<sup>er</sup> curso de ESO

En el 1<sup>er</sup> curso de la Enseñanza Secundaria Obligatoria la normativa incluye los contenidos climáticos centrados en tres aspectos: la definición y aspectos generales del clima, la división climática regional de la tierra y las relaciones entre la especie humana y el medioambiente.

#### *Tiempo y clima*

Todos los libros parten de una distinción entre los conceptos de tiempo y clima. El tiempo se define homogéneamente (*Estado de la atmósfera sobre un lugar y en un momento determinado*). En cambio no sucede igual con el clima, una definición académicamente completa del mismo sería según el modelo: “*Estado medio de la atmósfera sobre una área, en su sucesión habitual, sometido a posibles cambios a escala temporal larga*” reuniendo los conceptos atmosférico, estadística, repetición, localización geográfica y cambio. Ninguno de los libros analizados incluye los 5 parámetros citados, sistemáticamente eluden las referencias a procesos de cambio climático, una de las editoriales (C) incluye los restantes parámetros, no obstante los manuales que identificamos como A y B evitan utilizar una referencia explícita al carácter estadístico substituyéndolo por el calificativo *característico* y cambiando el concepto de sucesión habitual por el de *repetición* (B) o el de *observación durante un período prolongado de años* (A).

La Climatología se explica en todos los manuales de manera separativa (como de hecho sugiere la normativa), distinguiendo entre elementos, (temperaturas, precipitaciones, presión y

viento) y factores (latitud, altitud y distancia al mar), no obstante una de las obras (A) no explicita los factores de la precipitación. Sólo dos obras (A, C) indican el instrumental científico indicado para la medida de cada elemento. Las coincidencias se hacen extensivas a los elementos cartográficos que acompañan las explicaciones, así en todos los casos aparecen planisferios de isotermas e isoyetas medias anuales e igualmente se acompañan de un mapamundi con indicación de los vientos generales.

La dinámica atmosférica general se explica difusa y parcialmente. Los centros de acción depresionarios o anticiclónicos con origen no térmico no se incluyen en el texto y el mapa isobárico se sitúa como información complementaria para realización de actividades (A y B) o como material de ampliación (C). Únicamente un manual (A) añade un planisferio con la presión media a nivel del mar, concretamente corresponde al verano del hemisferio norte, aunque esta última indicación no aparece expresa.

Hay algunos elementos gráficos comunes a todos los manuales como esquemas explicativos sobre el diferente grado de incidencia de la radiación solar en función de la latitud teniendo en cuenta la inclinación del eje de la tierra, los mecanismos de formación de los centros de acción térmicos y brisas.

#### *Climas del mundo*

El currículum autonómico establece para el 1<sup>er</sup> curso de ESO los contenidos sobre la zonificación climática del mundo. Existe un consenso general entre los manuales por lo que se refiere a que zonas climáticas se deben considerar, que se ajustan el clásico esquema de tres áreas cálidas (ecuatorial, tropical y desértica), tres climas templados (oceánico, mediterráneo y continental) y dos climas fríos (polar y de alta montaña). No obstante la editorial C incluye un cuarto clima de latitudes medias (desértico templado).

Esta división climática del mundo deja fuera de contexto a amplias zonas templadas de las fachadas orientales de los continentes a veces denominadas como *clima chino* u otros calificativos. Un manual (B) lo indica implícitamente al aparecer identificado como tal en el planisferio climático que acompaña al tema, no obstante este extremo no se refleja en la información textual. Evidentemente obviar este tipo de clima constituye un elemento desinformativo, omisión que también sucede con los climas subpolares, no diferenciados de los estrictamente polares en ninguna de las obras, a pesar que la normativa legal hace referencia explícita a los mismos.

El climograma ombrotérmico es el recurso utilizado en todas las editoriales para la caracterización descriptiva de los diversos climas del mundo representando las características de precipitación y temperatura. En todos los casos se utilizan algunas de las convenciones del diagrama de Gausson/Walter: datos medios mensuales, escala pluviométrica expresada en mm y termométrica en °C y una correspondencia entre ambas escalas de manera que la variación de las temperaturas sea reducida a la mitad que la de las precipitaciones. Las lluvias se grafican en todos los manuales como barras (de anchura variable según editorial) en tanto que la temperatura se indica con una línea.

Respecto a la ortodoxia de dichos gráficos se deben reseñar diversas omisiones: la línea de temperatura abarca visualmente todo el año, con una discontinuidad entre enero y diciembre (únicamente no incurre en este equívoco un manual A). La representación de la pluviometría, según la convención (Walter, 1976) debe sufrir un cambio de escala a partir de los 100 mm, pasando a ser de módulo 10 veces inferior, aunque ninguno de los libros lo hace.

Desde el punto de vista didáctico el primer error (discontinuidad en la línea de temperaturas) es significativo, ya que induce al alumno a perder el concepto básico de sucesión habitual implícito a cualquier parámetro climático. La no aplicación de la convención del cambio de escala en la precipitación más allá de los 100 mm se puede interpretar como un intento de hacer más comprensible al alumno la comparación entre los totales pluviométricos de diversos ambientes, especialmente en mapas de conjunto.

#### *Impactos medioambientales*

Las relaciones entre especie humana y medio físico se articulan en base a la descripción de los conflictos provocados por las acciones antrópicas así como por los riesgos medioambientales. Existe un notable nivel de consenso en indicar como acciones lesivas al medio atmosférico a la contaminación y al efecto invernadero (término este último equívoco al clasificar como de origen básicamente artificial la presencia de gases naturales necesarios para la vida en la Tierra). Una editorial (A) incluye ambos impactos en un solo bloque, indicando el incremento de CO<sub>2</sub> como un modo de contaminación.

No existe una total coincidencia en lo que se refiere a los riesgos naturales con un origen climático, así uno de los manuales (C) los engloba bajo el calificativo de *catástrofes climáticas* y señala como tales a los ciclones y tornados, en tanto que A y B indican a los huracanes. Las sequías tampoco aparecen en todos los libros (ausentes en A), aún cuando su antítesis, las inundaciones, sí que son por todos consideradas.

#### *5.2. b. 3<sup>er</sup> curso de ESO*

En el 3<sup>er</sup> curso de la Enseñanza Secundaria Obligatoria la normativa incluye los contenidos climáticos enlazados con tres perspectivas transversales: los paisajes geográficos, las relaciones entre la naturaleza y sociedad (específicamente el cambio climático, los riesgos naturales y problemas medioambientales) y la diversidad geográfica regional de España.

#### *Clima y paisajes*

Los diversos manuales coinciden en materializar estos contenidos de manera similar a como describieron los climas del mundo en 1<sup>er</sup> curso. La división paisajística se ajusta a la climática coincidiendo las dualidades: clima ecuatorial-selva, clima tropical-sabana, clima desértico-desierto, clima oceánico-bosque caducifolio, clima mediterráneo-bosque perennifolio, clima continental-taiga, clima frío-tundra.

No obstante hay diversidad de contenidos al referirse a especificidades del ámbito climático tropical, algunos manuales diferencian en el mismo la sabana predominante del paisaje de bosque tropical o bosque galería (A, C), igualmente hay referencia a las estepas cálidas (B). Un proceso similar se aprecia en los paisajes continentales en los que a la taiga se unen los grandes prados y estepas frías (B y C). Al igual que en 1<sup>er</sup> curso no hay una referencia explícita a las formaciones boscosas de climas templados de fachada oriental, únicamente cartografiados en un manual (B) bajo el calificativo de *paisajes mediterráneos y similares*.

La diversidad paisajística a escala europea y española se ajusta al mismo patrón en todos los manuales. El climograma termopluviométrico sigue constituyendo el elemento base de la explicación, complementado por una cartografía de paisajes vegetales a nivel mundial y en base a un ajuste casi total a los mapas de distribución climática. Como elemento de contraste dos editoriales (B, C) incluyen un apartado específico recordando las líneas generales de la explicación de factores y elementos del clima que se habían explicado en cursos anteriores.

### *Cambio climático y problemas ambientales*

A pesar que la normativa incluye para 3<sup>er</sup> curso de ESO el tema de los riesgos, éstos no aparecen seguidos del epíteto *naturales*, sino que se califican con la ambigua denominación de riesgos ambientales, como consecuencia los manuales no explican de nuevo los riesgos climáticos, sino que se centran en desarrollar problemas inducidos por la acción humana.

Hay un consenso relativo sobre las afectaciones atmosféricas de las actividades antrópicas: todas las obras indican la contaminación atmosférica, la lluvia ácida, la reducción de la capa de ozono y el efecto invernadero. Únicamente una de ellas (B) hace mención a la niebla fotoquímica como forma específica de contaminación.

Las referencias al cambio climático se articulan en base a las grandes reuniones internacionales centradas en disminuir los impactos medioambientales, desde las cumbres de Estocolmo a las más actuales, haciendo especial referencia al protocolo de Kyoto, citado repetidamente y del que sólo un manual (B) incluye un dossier explicativo complementario.

### *Diversidad regional de España*

La clasificación de los medios naturales de España se hace en base a las diferencias climáticas como consecuencia de las cuales se generan paisajes contrastados.

Todos los manuales coinciden en identificar tres climas bien delimitados, conceptual y espacialmente, a saber: clima atlántico, clima subtropical y clima de montaña. Únicamente se establecen pequeñas diferencias semánticas y cartográficas, de modo que se prefiere oceánico a atlántico (C) o clima de Canarias a subtropical (A).

En cambio hay contrastes notables a la hora de definir el clima mediterráneo, especialmente en lo que se refiere a las zonas interiores. Hay un consenso en identificar un clima mediterráneo (A) restringido a las zonas litorales y denominado costero (C) o típico (B). Las áreas no marítimas de la península Ibérica se identifican con el calificativo de paisaje interior (A), con criterios climáticos más ortodoxos los otros manuales lo definen como clima mediterráneo continental (C) o clima continentalizado, diferenciando una variedad muy seca (B), este último también identifica un clima mediterráneo seco restringido a la zona del litoral sudeste peninsular.

## **6. CONCLUSIONES**

Los contenidos de carácter climático en la Enseñanza Secundaria Obligatoria en España se articulan en base a un marco legislativo estatal (LOE) en el que su peso específico dentro de las Ciencias Sociales es reducido. Su presencia únicamente es explícita en los contenidos de 1<sup>er</sup> curso de ESO, aun cuando implícitamente se incluyen en 3<sup>er</sup> curso. El currículum autonómico de las Islas Baleares, aumenta el nivel de concreción de contenidos relacionados con la climatología, al incorporar ítems de leyes estatales anteriores (LOCE y LOGSE).

Los manuales de uso más generalizado en los centros educativos de las Islas Baleares se adaptan fielmente al marco legislativo, con porcentajes de espacio textual dedicados al clima en la misma línea de lo indicado por la normativa.

Se trata de libros de texto bastante parecidos a nivel de estructura, con una utilización limitada de los recursos on-line y un desarrollo parejo de recursos didácticos en forma de actividades, material de ampliación y glosarios. Además muestran un corpus de ilustraciones, cartografía y esquemas explicativos significativamente similar.

Por lo que hace referencia a los contenidos climáticos parten de un tratamiento separativo de la climatología, una división clásica de los climas y paisajes del mundo, incluyen brevemente referencias a problemas medioambientales candentes como el cambio climático o los riesgos haciendo uso de técnicas de representación gráfica y cartográfica parecidas. La multitud de contenidos a explicar, así como el nivel educativo en que se imparten obliga a condensar la información hasta el punto de incurrir en algunas generalizaciones.

## 7. NOTAS

[1] A partir de la encuesta realizada para el curso 2013-2014 y sobre una muestra de 202 docentes de Ciencias Sociales en la enseñanza secundaria en Baleares (Genovart, 2014, inédito) se ha podido constatar que las tres editoriales constituyen el libro de texto de referencia para más del 90% de profesores en dicha comunidad autónoma.

## 8. REFERENCIAS

Albet, A. *et al* (2011). *Ciències Socials, Geografia. Nou Cives. 3 Educació Secundària*. Vicens Vives, S.A. Palma de Mallorca.

Albet, A. *et al*. (2010). *Cives. Ciències Socials. Geografia i Història. 1 Educació Secundària*. Vicens Vives, S.A. Palma de Mallorca.

Burgos, M. y Muñoz, M.C. (2011). *Ciències Socials. Geografia i Història. 1 Educació Secundària. Illes Balears*. Volumen 1. Grupo Anaya, S.A. Madrid.

Burgos, M. y Muñoz, M.C. (2011). *Geografia. Ciències Socials. 3 Educació Secundària Illes Balears*. Volumen 1 y 3. Grupo Anaya, S.A. Madrid.

Buzo, I. (2012). Posición de los contenidos geográficos en la reforma educativa. En: Miguel, R.; Lázaro, M.L.; Marrón, M.J. (Coords.). *La educación geográfica digital*, Zaragoza, ediciones del Grupo de Didáctica de la AGE-Universidad de Zaragoza, pp. 37-46.

De Miguel, R. (2012). Análisis comparativo del currículum de Geografía en educación secundaria: revisión y propuestas didácticas. En: Miguel, R.; Lázaro, M.L.; Marrón, M.J. (Coords.). *La educación geográfica digital*, Zaragoza, ediciones del Grupo de Didáctica de la AGE-Universidad de Zaragoza, pp. 13-36.

Genovart, M.C. (2013). La legislación española desde 1970 hasta la actualidad en materia de Geografía y el tratamiento curricular de Baleares y Canarias. En: Grimalt, M. (Coord.). *Espacios insulares y de frontera, una visión geográfica*. Asociación de Geógrafos Españoles, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universitat de les Illes Balears, pp. 125-134.

Juan, E. y Vives, M. (Dir.). (2011). *Geografía. 3 ESO. Projecte Els Camins del Saber. Illes Balears*. Volumen 1 y 3. Santillana Educación, S.L. Palma.

Juan, E. y Vives, M. (Dir.). (2008). *Geografía i Història. 1 ESO. Projecte La Casa del Saber. Illes Balears*. Santillana Educación, S.L. Palma.

Romero, A.J. (2010). La enseñanza de la Climatología en Secundaria y Bachillerato: propuesta metodológica. En: Marrón, M.J. (Coord.). *Geografía, educación y formación del profesorado en el marco del espacio europeo de educación superior*. Volumen 2. Asociación de Geógrafos Españoles, Grupo de Didáctica de la Geografía (AGE), pp. 747-764.

Souto, X.M. (2012). Didáctica de la Geografía y currículo escolar. En: Miguel, R.; Lázaro, M.L.; Marrón, M.J. (Coords.). *La educación geográfica digital*, Zaragoza, ediciones del Grupo de Didáctica de la AGE-Universidad de Zaragoza, pp. 73-92.

Tonda, M.E. y Sebastià, R. (2003). Las dificultades en el aprendizaje de los conceptos de tiempo atmosférico y clima. La elaboración e interpretación de climogramas. *Revista de Educación de la Universidad de Granada*, nº16, pp. 47-69.

Velilla, J., Adiego, P. y Climent, E. (2012). ¿Es necesario actualizar el currículo de Geografía en la educación secundaria? Discusión y propuestas. En: Miguel, R.; Lázaro, M.L.; Marrón, M.J. (Coords.). *La educación geográfica digital*, Zaragoza, ediciones del Grupo de Didáctica de la AGE-Universidad de Zaragoza, pp. 107-120.

Walter, H. (1976). *Vegetació i climes del món*. Opera Botanica Basica. Departamento de Botànica. Facultad de Biología. Universitat de Barcelona.

### **8.1. Legislación**

Decreto 73/2008, de 27 de junio, por el cual se establece el currículum de la educación secundaria obligatoria en las Islas Baleares. [On-Line]. Disponible en: <http://boib.caib.es/pdf/2008092/mp251.pdf> (Consulta: 7/05/2014).

Real Decreto 1007/1991, de 14 de junio, por el que se establecen las enseñanzas mínimas correspondientes a la Educación Secundaria Obligatoria. [On-Line]. Disponible en: <http://www.boe.es/buscar/doc.php?id=BOE-A-1991-16422>. (Consulta: 5/05/2014).

Real Decreto 3473/2000, de 29 de diciembre, por el que se modifica el Real Decreto 1007/1991, de 14 de junio, por el que se establecen las enseñanzas mínimas correspondientes a la educación secundaria obligatoria. [On-Line]. Disponible en: <http://www.boe.es/buscar/doc.php?id=BOE-A-2001-1152>. (Consulta: 5/05/2014).

Real Decreto 831/2003, de 27 de junio, por el que se establece la ordenación general y las enseñanzas comunes de la Educación Secundaria Obligatoria. [On-Line]. Disponible en: [https://www.boe.es/diario\\_boe/txt.php?id=BOE-A-2003-13284](https://www.boe.es/diario_boe/txt.php?id=BOE-A-2003-13284). (Consulta: 5/05/2014).

Real Decreto 1631/2006, de 29 de diciembre, por el que se establecen las enseñanzas mínimas correspondientes a la Educación Secundaria Obligatoria. [On-Line]. Disponible en: <http://www.boe.es/buscar/doc.php?id=BOE-A-2007-238>. (Consulta: 7/05/2014).

# **ESCENARIOS Y MODELOS CLIMÁTICOS**



# EL BALANCE DE RADIACIÓN Y MODELOS DE RADIACIÓN NETA PARA DIFERENTES SUPERFICIES DE SUELO: ESTUDIO EXPERIMENTAL EN MEXICALI, MÉXICO

O. Rafael GARCÍA CUETO<sup>1</sup>, Néstor SANTILLÁN SOTO<sup>1</sup>, Zalia HARO RINCÓN<sup>1</sup>,  
Gonzalo BOJÓRQUEZ MORALES<sup>2</sup>, Margarito QUINTERO NUÑEZ<sup>1</sup>,  
Sara OJEDA BENITEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ingeniería, UABC, Mexicali México

<sup>2</sup>Facultad de Arquitectura y Diseño, UABC, Mexicali México

rafaelcueto@uabc.edu.mx, nsantillan@uabc.edu.mx, haroz@uabc.edu.mx,  
gonzalobojorquez@uabc.edu.mx, maquinu@uabc.edu.mx, sara.ojeda.benitez@uabc.edu.mx

## RESUMEN

La urbanización, al cambiar las propiedades de la superficie modifica de manera sensible el balance de radiación, y con ello el clima ciudadano. En este artículo se cuantificó ese balance en diferentes superficies para varios días del mes de agosto de 2011 en una ciudad árida del noroeste de México. Se estimó el albedo de cada superficie y propiedades de la atmósfera local como el índice de claridad atmosférica ( $K_0$ ) y la emisividad atmosférica ( $\epsilon_{atm}$ ). Las superficies en las que se realizaron las mediciones fueron asfalto, concreto, poliestireno con pintura elastomérica blanca (PPEB), arcilla y césped. Se encontró que para un ciclo de 24 horas de medición, el mayor valor promedio de radiación neta fue para el asfalto ( $146.1 \text{ W/m}^2$ ), y el menor valor promedio para el PPEB ( $33.6 \text{ W/m}^2$ ). Los valores estimados de albedo varían dependiendo de la superficie, mientras que los de  $K_0$  y  $\epsilon_{atm}$  dependen de las condiciones atmosféricas prevalentes. Se propusieron modelos estadísticos de la radiación neta en función de la radiación solar entrante y la radiación neta de onda corta, encontrándose coeficientes de determinación superiores a 0.97. Se discuten las probables implicaciones de los resultados encontrados hacia el medio urbanizado.

**Palabras clave:** albedo, claridad atmosférica, emisividad atmosférica, modelos de radiación neta.

## ABSTRACT

The process of urbanization, changing the surface properties significantly alters the radiation balance, so this paper proposed to quantify this balance in different surfaces in an arid city of northwest Mexico. The albedo of each surface and other properties of the local atmosphere as the atmospheric clearness index ( $K_0$ ) and atmospheric emissivity ( $\epsilon_{atm}$ ) were estimated. The surfaces, on which the measurements were made, for several days of August 2011, are asphalt, concrete, polystyrene painted with white elastomeric paint (pwep), clay and lawn. It was found that for a 24-hour cycle of measurement, the highest average value

of net radiation was for asphalt ( $146.1 \text{ W/m}^2$ ), and the lowest average value for pwep ( $33.6 \text{ W/m}^2$ ). Estimates of albedo values vary depending on the surface, while the  $K_0$  and  $\epsilon_{\text{atm}}$  are dependent of the prevailing atmospheric conditions. Statistical models of net radiation as a function of incoming solar radiation and net shortwave radiation were proposed, being in all cases the coefficients of determination higher than 0.97. The likely implications of the results to the built environment are discussed.

**Key words:** albedo, atmospheric clearness, atmospheric emissivity, net radiation models.

## 1. INTRODUCCIÓN

La radiación neta es un parámetro fundamental que gobierna el clima de las capas bajas de la atmósfera; depende críticamente de la estructura y la composición de la atmósfera y la presencia de nubes, además de características superficiales como albedo, emisividad, temperatura, humedad y propiedades térmicas del suelo subyacente. Es además la fuerza impulsora de varios procesos físicos, dinámicos y biológicos, tales como el calentamiento del suelo y el aire, la fotosíntesis y la evapotranspiración, siendo esta última utilizada para optimizar la calidad y rendimiento de los cultivos y la planificación de los recursos hídricos (Geraldo-Ferreira *et al.*, 2011; Bennie *et al.*, 2008; Ji *et al.*, 2009). Es también importante para estudios de balance de energía superficial, donde su magnitud está principalmente relacionada a los flujos de calor sensible y latente (Kalthoff *et al.*, 2006). Respecto a su uso en estudios de clima urbano es un parámetro clave en la relación entre el tipo de superficie urbana subyacente y el balance de energía de radiación (Arnfield, 2003).

La característica básica del paisaje urbano es la heterogeneidad espacial de sus superficies, horizontales y verticales, y esas diferencias conducen a la no uniformidad de transmisión y distribución de radiación y energía. Siendo la superficie urbana una interfase física compleja, las propiedades termodinámicas y cinéticas de las superficies subyacentes pueden cambiar sustancialmente al cambiar las características físicas de esa superficie (Wang y Gong, 2010; Cui *et al.*, 2012). Todos estos factores propician que las características climáticas sean específicas de la ciudad analizada. Muchos estudios previos han analizado las diferencias de radiación urbano-rurales usando modelos climáticos, modelos de ecosistemas terrestres, o modelos computacionales de dinámica de fluidos. Sin embargo, la combinación de diferencias de radiación por la heterogeneidad del paisaje urbano complica explicar los procesos de transformación de energía de diferentes superficies, y las características micro-climáticas al interior de la ciudad no se pueden simular con precisión (Christen y Vogt, 2004). A pesar de su importancia, la radiación neta no se mide rutinariamente porque los radiómetros netos son instrumentos caros y requieren un cuidado constante en el campo. Por lo anterior, para tener una mejor comprensión y claridad de los efectos que diferentes superficies horizontales tienen en el balance de radiación y el probable impacto que ese balance tiene hacia el medio ambiente circundante se realizó una campaña experimental en cinco diferentes materiales en la ciudad de Mexicali, México. La propuesta fue medir las componentes de tal balance en cada superficie, y estimar las características físicas de albedo, índice de claridad atmosférica y emisividad atmosférica. A partir de las mediciones se postulan modelos estadísticos de la radiación neta en función de la radiación solar entrante y la radiación neta de onda corta.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Campaña experimental

Los datos del balance de radiación y los meteorológicos fueron colectados por el Grupo de climatología aplicada del Instituto de Ingeniería de la UABC. Alrededor de la zona hay usos mixtos de suelo, pero el diseño experimental permitió medir lo pertinente de cada superficie. En una plataforma a metro y medio del techo del edificio se colocó un cajón de 2m x 2m x 0.55m, el cual fue rellenado previamente con tierra nativa, y sobre ella se colocaron las superficies a medir, a saber: asfalto, concreto, poliestireno pintado con pintura elastomérica blanca (PPEB), césped y arcilla. A una altura de 20 cm. de cada superficie se instaló el radiómetro NR01 cuyas características se explican en la siguiente sección. Cada superficie se midió en un ciclo completo de 24 horas entre el 6 y 25 de agosto de 2011, que es uno de los meses más cálidos en esta región del país, y hasta el momento no se han realizado réplicas de estas mediciones en otros meses del año. Se midió la temperatura de cada superficie con un sensor Pt100 que es un dispositivo termo resistivo; su rango de medición es de  $-75^{\circ}\text{C}$  a  $250^{\circ}\text{C}$ , y su precisión es de  $\pm 0.15^{\circ}\text{C}$ .

### 2.2. Balance de radiación

Se midieron las componentes del balance y se utilizó parcialmente el esquema NARP (Net All-Wave Radiation Parameterization, por sus siglas en inglés) en las superficies estudiadas. La energía disponible sobre las superficies se llama radiación neta ( $Q^*$ ), está dada en  $\text{W}/\text{m}^2$ , y se estimó con la ecuación 1.  $Q^*$  es la diferencia entre la radiación de onda corta, entrante ( $K_{\downarrow}$ ) y reflejada ( $K_{\uparrow}$ ), y la radiación de onda larga, entrante ( $L_{\downarrow}$ ) y saliente ( $L_{\uparrow}$ ). El flujo neto de onda corta depende de la radiación solar incidente  $K_{\downarrow}$  y el albedo de superficie  $\alpha_s$ . El flujo neto de onda larga depende de la radiación de onda larga entrante  $L_{\downarrow}$ , la emisividad ( $\epsilon_s$ ) y la temperatura radiante de la superficie ( $T_s$ ):

$$\begin{aligned} Q^* &= K_{\downarrow} - K_{\uparrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} = (1 - \alpha_s) K_{\downarrow} + L_{\downarrow} - \{(1 - \epsilon_s) L_{\downarrow} + \epsilon_s \sigma_s T_s^4\} \\ &= (1 - \alpha_s) K_{\downarrow} + \epsilon_s (L_{\downarrow} - \sigma_s T_s^4) \end{aligned} \quad (1)$$

En la ecuación 1  $\sigma_s$  es la constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma_s = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ). Las componentes radiativas se midieron con el radiómetro NR01 que se usa para estudios de balance de energía que requieran calidad científica; tal sensor realiza medidas separadas de la radiación solar (onda corta) y de lejano infrarrojo (longitud de onda larga). La respuesta espectral del radiómetro de onda corta (piranómetro) es de 300-2800 nm en un campo de vista de  $180^{\circ}$ . Su sensibilidad es de  $10\text{-}40 \mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ . Es un piranómetro de segunda clase de acuerdo al sistema de clasificación de la Organización Meteorológica Mundial e ISO 9060. El radiómetro de onda larga (pirgeómetro) tiene una respuesta espectral de 4500-50000 nm, también en un campo de vista de  $180^{\circ}$ . Su sensibilidad es de  $5\text{-}15 \mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ .

### 2.3. Estimación de propiedades físicas

#### 2.3.a. Albedo ( $\alpha_s$ )

Se obtuvo como un cociente de la radiación reflejada y la radiación entrante:

$$\alpha_s = K\uparrow / K\downarrow \quad (2)$$

#### 2.3.b. Emisividad atmosférica ( $\epsilon_{atm}$ )

Se obtuvo a partir de las mediciones de  $L\downarrow$  y la temperatura del aire (T) en grados Kelvin, empleando la ley de Stefan-Boltzman:

$$\epsilon_{atm} = L\downarrow / [(5.67 \cdot 10^{-8}) \cdot T^4] \quad (3)$$

#### 2.3.c. Índice de claridad atmosférica ( $K_0$ )

Se obtuvo mediante la radiación entrante de onda corta y la radiación solar extraterrestre:

$$K_0 = K\downarrow / Q_0 \quad (4)$$

$Q_0$  es la radiación solar extraterrestre diaria, que se obtuvo mediante:

$$Q_0 = (24/\Pi) I_{sc} \xi_0 [(\Pi/180) \omega_s (\text{sen} \delta \text{sen} \varphi) + (\text{cos} \delta \text{cos} \varphi \text{sen} \omega_s)] \quad (5)$$

Donde  $I_{sc}$  es la constante solar = 1367 W/m<sup>2</sup>,  $\xi_0$  es el factor correctivo de excentricidad para la distancia media tierra-sol,  $\delta$  es la declinación del sol en grados,  $\varphi$  es la latitud geográfica en grados de la ciudad de Mexicali, B.C. = 32.55°, y  $\omega_s$  es el ángulo horario del orto. Las expresiones para calcular  $\delta$ ,  $\xi_0$  y  $\omega_s$  son las siguientes:

$$\delta = (23.45 \cdot \Pi / 180) \cdot (\text{sen}(2\Pi \cdot (dj + 284) / 365)); \text{ dj es el día juliano} \quad (6)$$

$$\xi_0 = 1 + 0.033 \cdot \text{cos}(2\Pi \cdot dj / 365) \quad (7)$$

$$\omega_s = -\text{cos}^{-1}(-\text{tan} \delta \cdot \text{tan} \varphi) \quad (8)$$

## 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

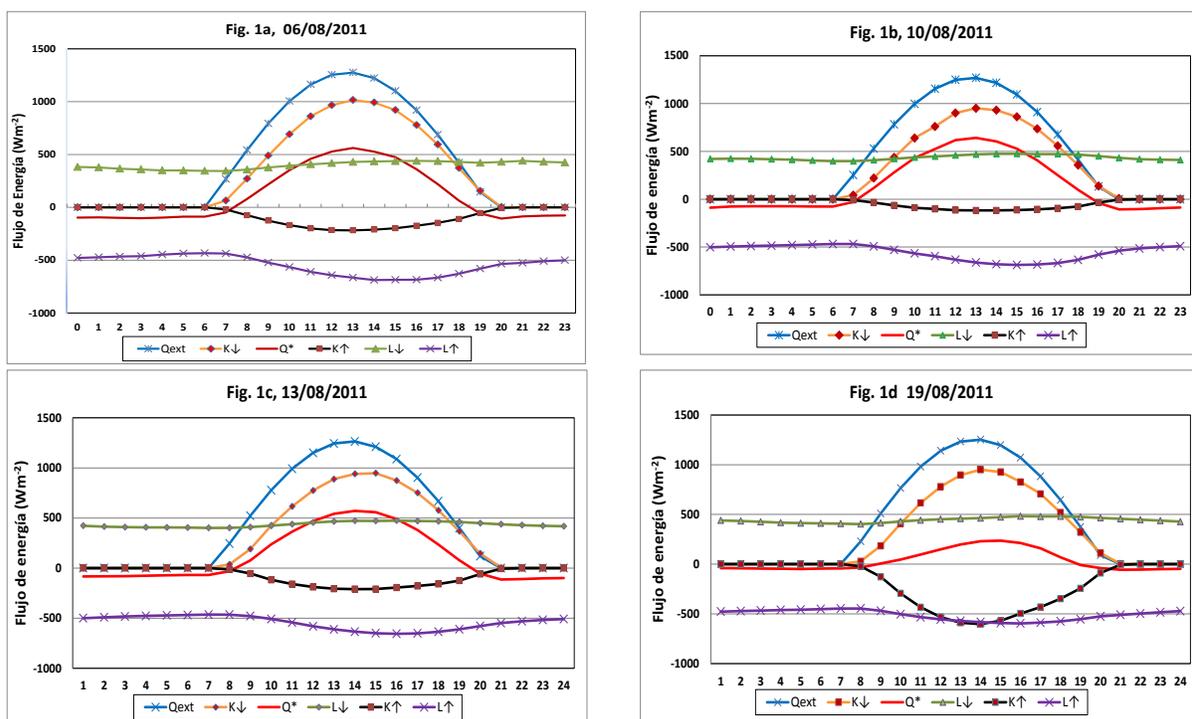
### 3.1. Balance de radiación

Los valores promedio de las componentes del balance de radiación para las coberturas se muestran en la tabla 1; la precisión esperada es de  $\pm 10\%$  de acuerdo a las especificaciones del fabricante (Hukseflux Thermal Sensors). Dado que las mediciones se realizaron en diferentes días, los valores de  $Q_0$ ,  $K\downarrow$  y  $L\downarrow$  tienen de inicio valores dispares. Al realizar una prueba t de diferencia de medias, con un nivel de significancia de 0.05 entre los valores de  $Q_0$  y  $K\downarrow$  indican que no hay diferencia. Respecto a  $L\downarrow$  no hubo diferencia significativa en los días que se tuvieron mediciones de asfalto, concreto y PPEB, pero sí la hubo cuando se midió en césped y arcilla. Dado que los días estuvieron despejados, parece que factores como el contenido de vapor de agua y aerosoles atmosféricos tuvieron que ver con esa diferencia mostrada. El balance de radiación de cuatro de las superficies se presenta en las gráficas 1 a 4. El patrón diario de  $Q_0$ ,  $K\downarrow$ , y  $Q^*$  tiene un comportamiento parecido con los mayores valores al mediodía solar local en la mayoría de las superficies, sin embargo, el

PPEB destaca, respecto a los otros materiales en cuanto a la  $Q^*$ , por la magnitud reducida y el retraso temporal en su valor máximo. La radiación de onda corta saliente,  $K\uparrow$ , al ser función del albedo, muestra un comportamiento diurno dependiente de la superficie subyacente y del ángulo de inclinación de los rayos solares. Respecto a la radiación de onda larga entrante y saliente,  $L\downarrow$  y  $L\uparrow$ , respectivamente, no muestran esa característica ondulatoria de los otros flujos, y con una variación ligeramente mayor en la  $L\uparrow$ .

Fecha	06/08/2011	10/08/2011	13/08/2011	19/08/2011	25/08/2011
	Arcilla	Asfalto	Concreto	PPEB	Césped
$Q_0$	449.9	445.0	441.0	432.2	422.3
$K\downarrow$	340.6	314.1	314.0	303.2	289.5
$K\uparrow$	-79.9	-44.9	-78.3	-199.4	-65.5
$L\downarrow$	399.3	434.7	434.3	443.1	459.3
$L\uparrow$	-546.5	-554.8	-544.1	-512.0	-522.6
$Q^*$	113.6	146.1	123.4	33.6	159.0

Tabla 1: VALORES PROMEDIO DE COMPONENTES DEL BALANCE DE RADIACIÓN EN DIFERENTES SUPERFICIES. SE PRESENTA TAMBIÉN EL VALOR DE  $Q_0$ . TODOS LOS VALORES ESTÁN EN  $W/M^2$



Figs. 1a-1d: Balance de radiación en Mexicali, México en varios días de agosto de 2011. 1a: Arcilla, 1b: Asfalto, 1c: Concreto, 1d: PPEB

### 3.2. Propiedades físicas

La figura 2 muestra la variabilidad del albedo ( $\alpha_s$ ) de las superficies, cuyo rango osciló de 0.12 a 0.82; el asfalto con el valor promedio de 0.19 es el más bajo, mientras que el valor promedio más alto lo tiene el PPEB con 0.69. Así, el asfalto es uno de los principales factores responsable de un ambiente térmico más caliente, porque almacena más radiación solar entrante y refleja menos, mientras que el PPEB ayuda a que el ambiente tenga un calentamiento menor, porque refleja más radiación de onda corta. En los casos de la arcilla, el concreto y el césped, fueron materiales con albedos parecidos, 0.25, 0.27 y 0.26, respectivamente. Respecto a la emisividad atmosférica ( $\epsilon_{atm}$ ) se observa en la figura 3 que el valor promedio más bajo estimado fue de 0.78, en el día que la arcilla era la superficie experimental, mientras que en las demás superficies, la emisividad estuvo muy estable, entre 0.85 y 0.86. Al ser la emisividad dependiente de la radiación de onda larga entrante de la atmósfera y de la temperatura del aire, que a su vez son dependientes del vapor de agua y aerosoles presentes, se observa días muy parecidos en esas propiedades atmosféricas.

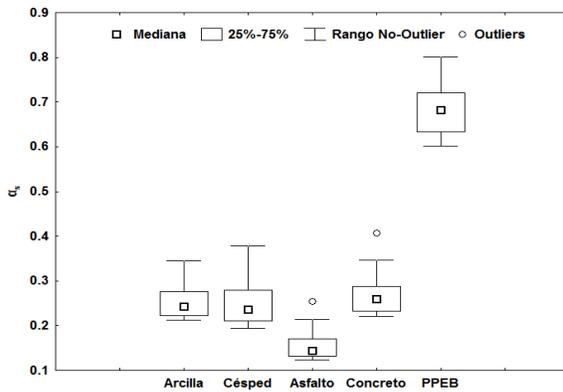


Fig. 2: Variabilidad del Albedo en las superficies estudiadas

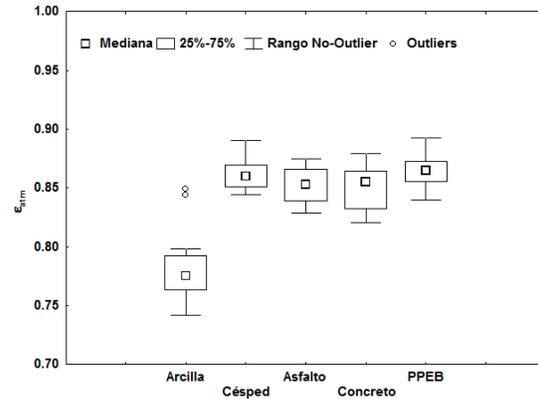


Fig. 3: Variabilidad de la  $\epsilon_{atm}$  en las superficies estudiadas

En cuanto al índice de claridad atmosférica ( $K_0$ ), su promedio estuvo entre 0.69 y 0.73, con el valor más bajo para asfalto, y el más alto para arcilla (Fig. 4). Los valores encontrados no dependen de la superficie, sino más bien indican que en promedio un 30% de la energía que llega al tope de la atmósfera es disipada antes de llegar a la superficie medida.

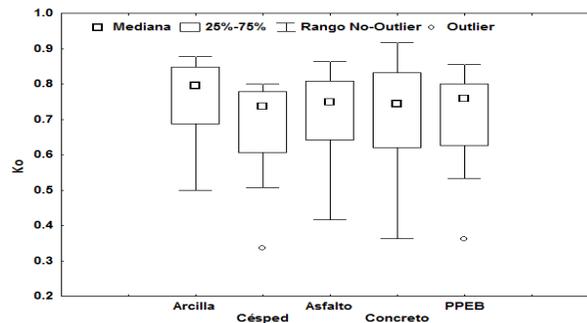


Fig. 4: Variabilidad de  $K_0$  en las superficies estudiadas

### 3.3. Modelos para la radiación neta

Se propusieron dos tipos de modelos, los primeros en función de la radiación solar entrante para cada tipo de superficie; este tipo de modelación consiste en una regresión lineal en la que  $b_0$  y  $b_1$  son los estimadores de las constantes de regresión:

$$Q^* = b_0 + b_1 \cdot K_{\downarrow} \quad (9)$$

Este modelo ha demostrado excelente linealidad en todos los estudios que se han realizado y solidez estadística, particularmente para cielo despejado. Fue necesario aplicar la prueba de Durbin-Watson para asegurar que los residuos no se encuentran correlacionados; se encontró que ningún modelo pasó la prueba, por lo que se utilizó la transformación Cochran-Orcutt para las variables respuesta y predicción de cada una de las superficies estudiadas, encontrándose nuevamente que no fue posible rechazar la hipótesis nula de autocorrelación cero, por lo que será necesario buscar un modelo tipo autoregresivo de media móvil en un posterior estudio. Esto no invalida los modelos propuestos, sin embargo el error cuadrado medio puede subestimar la varianza de los residuales, y la desviación estándar del coeficiente de regresión estimado puede ser inferior a la desviación estándar verdadera. Debido a que los intervalos de confianza y pruebas que usan la distribución  $t$  y  $F$ , ya no son estrictamente aplicables, se utilizaron el coeficiente de determinación ( $R^2$ ), los errores estándar de los parámetros de regresión y la raíz del error cuadrado medio ( $\sqrt{ECM}$ ) como indicadores de la calidad de los modelos (Tabla 2).

Superficie medida	$b_0$	$b_1$	$\sqrt{ECM}$	$R^2$
Arcilla	-101.3 (6.8)	0.63 (0.01)	25.4	0.99
Asfalto	-88.8 (9.9)	0.75 (0.02)	37.0	0.99
Concreto	-90.8 (9.5)	0.68 (0.02)	35.6	0.99
PPEB	-52.3 (4.8)	0.28 (0.01)	18.2	0.97
Césped	-60.0 (3.7)	0.76 (0.01)	14.1	0.99

Tabla 2: PARÁMETROS Y ERRORES ESTÁNDAR (EN PARÉNTESIS) DE LOS MODELOS DE REGRESIÓN DE LA EC. 9;  $\sqrt{ECM}$  ES LA RAÍZ DEL ERROR CUADRADO MEDIO Y  $R^2$  ES EL COEFICIENTE DE DETERMINACIÓN.

Hay una confusión en la naturaleza estadística del modelo reportado por la ecuación 9, y una falla aparente para reconocer claramente la relación entre ese modelo y el proceso real de intercambio de radiación (Gay, 1971), por lo que una relación alternativa es modelar la radiación neta en función del coeficiente de intercambio de onda larga ( $\lambda$ ), basado en la dependencia del flujo neto de onda larga ( $L^*$ ) sobre  $K_{\downarrow}$ . En este nuevo modelo (mejorado) se identifica a  $L^*$  como la variable dependiente, que consiste de dos componentes,  $L_{\downarrow}$  y  $L_{\uparrow}$ :

$$Q^* = (1 + \lambda) K^* + L^*_{0} \quad (10)$$

En la que  $K^* = K_{\downarrow} - K_{\uparrow}$ , y  $L^*_{0}$  es el estimador estadístico de  $L^*$  en  $K_{\downarrow} = 0$ . El caso de  $\lambda$  queda definido por la siguiente ecuación:

$$\lambda = (L^* - b_1)/K^* \quad (11)$$

Los modelos propuestos, que tienen un significado físico importante de acuerdo a la superficie de medición, y a las condiciones atmosféricas prevalentes se presentan en la tabla 3. Los  $R^2$  encontrados no son significativamente diferentes de la primera propuesta, a excepción del PPEB en el que la radiación neta es explicada un 99.4%, en lugar del 97%. En esta propuesta se asume equilibrio radiativo entre la superficie y la atmósfera, es decir, que no se presenta advección en el período de las observaciones. Hay que tener en cuenta que las propiedades y los antecedentes atmosféricos previos tienen algún efecto en la  $L_{\downarrow}$  y en consecuencia en  $L^*$ . Ya que  $L_{\downarrow}$  es generalmente más estable que  $L_{\uparrow}$ , se enfatizan los efectos de la superficie, y por tanto de las diferentes superficies analizadas en este estudio.

Superficie	Modelo	$\sqrt{\text{ECM}}$	$R^2$	$\lambda$	$\alpha$	$T_{\text{SUP}}$	$T_{\text{MXSUP}}$
Arcilla	$Q^* = 0.81K^* - 102.0$	22.3	0.99	-0.19	0.25	39.9	65.2
Asfalto	$Q^* = 0.86K^* - 85.2$	25.1	0.99	-0.14	0.19	42.2	63.5
Concreto	$Q^* = 0.89K^* - 85.4$	25.1	0.99	-0.11	0.27	39.7	58.8
PPEB	$Q^* = 0.79K^* - 48.0$	6.3	0.99	-0.21	0.69	33.3	46.3
Césped	$Q^* = 0.96K^* - 54.9$	6.0	0.99	-0.05	0.26	34.7	44.5

Tabla 3: MODELOS LINEALES PARA ESTIMAR  $Q^*$  EN FUNCIÓN DE LA RADIACIÓN NETA DE ONDA CORTA ( $K^*$ ).  $\lambda$  ES EL COEFICIENTE DE INTERCAMBIO DE ONDA LARGA,  $\alpha$  EL ALBEDO DE SUPERFICIE,  $T_{\text{SUP}}$  ES LA TEMPERATURA MEDIA DE LA SUPERFICIE Y  $T_{\text{MXSUP}}$  ES LA TEMPERATURA MÁXIMA DE LA SUPERFICIE.  $\sqrt{\text{ECM}}$  Y  $R^2$  IGUAL QUE EN LA TABLA 2.

Todos los valores de  $\lambda$  son negativos, lo que implica que las superficies convierten la energía solar absorbida mayormente en calor sensible (Gay, 1971). El valor de  $\lambda$  para césped está próximo al valor cero, lo que implica que parte de la energía se utiliza también para evapotranspiración. De los datos experimentales, se observó una relación inversamente proporcional entre la temperatura de superficie ( $T_{\text{SUP}}$ ) y el albedo (tabla 3). Las temperaturas promedio más altas se observaron en la superficie con el albedo más bajo, y viceversa. En el caso del césped, aún cuando el albedo es parecido al de la arcilla y el concreto, por el calor gastado en la evapotranspiración, hace que la temperatura sea más baja que en aquellos. Hay una diferencia importante en la propuesta de los dos modelos, principalmente en la pendiente empírica de las superficies. Se comentan dos superficies contrastantes, asfalto y césped, las cuales prácticamente tienen el mismo valor de pendiente, 0.75 y 0.76, respectivamente (tabla 2). La diferencia en el balance de radiación se debe a diferencias en el albedo, 0.19 y 0.26, respectivamente, y en la manera en que se gasta el flujo de energía. La diferencia de esa pendiente en los dos modelos es notable, por ejemplo, en el PPEB el modelo empírico (ecuación 9) indica que si la superficie absorbe  $1.0 \text{ W/m}^2$  de radiación solar ( $K_{\downarrow}$ ), la radiación neta se incrementaría  $0.28 \text{ W/m}^2$ , sin embargo en el modelo mejorado (ecuación 10) se incrementaría  $0.79 \text{ W/m}^2$ . Por tanto, este modelo muestra que la respuesta es afectada tanto por la superficie como por el albedo.

### 3.4. Implicaciones urbanas

Las superficies más abundantes en la ciudad son asfaltos y concretos, siendo el primero el del albedo menor y el que más contribuye al calentamiento urbano, es decir, es el principal precursor del desarrollo de la isla urbana de calor; el concreto aunque con un albedo menor, pero al ser un material impermeable y carente de evaporación, calienta la superficie, y por ende como calor sensible calienta directamente el aire de los alrededores cercanos. Un material altamente reflectivo es el PPEB, y por tanto el que menos almacenamiento de calor representa para el medio urbanizado; este material se encuentra en los techos de las construcciones. La radiación de onda larga ascendente ( $L\uparrow$ ) en estos tres materiales, en orden de importancia numérica (ver tabla 1) son el asfalto, concreto y PPEB, siendo los dos primeros los que incrementan la carga térmica en los peatones y causan gran incomodidad térmica. Respecto al césped, con un albedo semejante al concreto, debido al fenómeno evapotranspirativo, se encontró que las temperaturas de superficie medidas fueron en promedio 5°C más bajas. El material nativo de la región que es la arcilla, tiene un albedo muy parecido al concreto y al césped; debido a sus propiedades físicas alcanza temperaturas sumamente altas, muy parecidas a las del asfalto, pero durante la noche es el que más enfriamiento tiene (figura 5). Ya que en los alrededores de la ciudad se cuenta parcialmente con esta cobertura (Casillas *et al.*, 2014), en la ciudad de Mexicali se desarrolla la isla urbana de calor, un fenómeno típicamente nocturno.

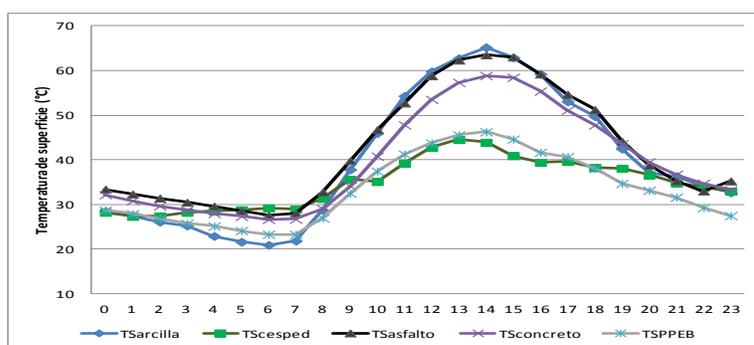


Fig. 5: Comparación de temperaturas sobre distintas superficies en Mexicali, México durante Agosto de 2011

Las propiedades de la atmósfera, como la emisividad y el índice de claridad, permiten visualizar que Mexicali posee condiciones óptimas de transparencia atmosférica por lo que la ganancia neta de radiación solar es alta, así que el manejo de superficies de alto albedo y evapotranspirativas, serían las superficies ideales para disminuir la carga térmica de la población expuesta. Respecto a los modelos para la estimación de la radiación neta es obvio que cualquiera de las dos propuestas da muy buenos resultados, sin embargo es la segunda de ellas, tanto por la física involucrada como por la mejora en la explicación en función del coeficiente de determinación que se recomienda su utilización.

#### 4. CONCLUSIONES

Se encontró que la radiación neta es diferente dependiendo de la superficie de medición. Para un ciclo de 24 horas en agosto de 2011, el mayor y menor valor promedio de radiación neta fue para el asfalto con  $146.1 \text{ W/m}^2$ , y PPEB con  $33.6 \text{ W/m}^2$ , respectivamente. Esta diferencia se debe al albedo de cada superficie, pues la emisividad atmosférica y el índice de claridad atmosférica tuvieron básicamente los mismos valores en los diferentes días del experimento. El mayor albedo lo tuvo el PPEB, con 0.69, y el menor valor el asfalto con 0.19. Así, el asfalto es uno de los principales factores responsable de un ambiente térmico más caliente, porque almacena más radiación solar entrante y refleja menos, mientras que el PPEB ayuda a que el ambiente tenga un calentamiento menor, porque refleja más radiación de onda corta. En cuanto al césped, por la partición de su energía a un flujo evapotranspirativo, es el que tuvo la temperatura máxima más baja de los cinco materiales estudiados. En cuanto a los modelos para estimar la radiación neta en función de la radiación solar entrante y la radiación neta de onda corta, se encontró en todos los casos coeficientes de determinación superiores a 0.97, pero se recomienda su estimación con el modelo mejorado por la física involucrada en la propuesta. Se debe continuar con las mediciones para lograr inferencias válidas y propuestas de modelos que tomen en cuenta los errores autocorrelacionados.

#### 5. BIBLIOGRAFÍA

- Arnfield A.J. (2003). Two decades of urban climate research, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. J. Climatol.* 23: 1-26.
- Bennie B.H.J., Wiltshire A., *et al.* (2008). Slope, aspect and climate: Spatially explicit and implicit models of topographic microclimate in grassland. *Ecol. Model.* 216(1): 47–59.
- Casillas H.A., García-Cueto O.R., *et al.* (2014). Detección de la Isla Urbana de Calor mediante Modelación Dinámica: Caso Mexicali, México. *Inf. Tecn.* (Aceptado).
- Cui Y P, Liu J Y, *et al.* (2012). Modeling the radiation balance of different urban underlying surfaces. *Chin. Sci. Bull.* 57: 1046-1054
- Christen A. and Voogt R. (2004). Energy and radiation balance of a central European city. *Int. J. Climatol.* 24: 1395-1421.
- Geraldo-Ferreira A., Soria-Olivas E., *et al.* (2011). Modelling net radiation at surface using “in situ” net pyradiometer measurements with artificial neural networks. *Expert Systems with Applications* 38: 14190–14195.
- Gay W.L., (1971). The regression of net radiation upon solar radiation. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B* 19: 1-14.
- Ji, X., Kang, E., *et al.* (2009). Simulation of heat and water transfer in a surface irrigated, cropped sandy soil. *Agric. Water Manag.* 96(6), 1010–1020.
- Kalthoff N., Fiebig-Wittmaack M., *et al.* (2006). The energy balance, evapo-transpiration and nocturnal dew deposition of an arid valley in the Andes. *J. Arid Environ.* 65: 420-443.
- Wang X.Q. and Gong Y.B. (2010). The impact of an urban dry island on the summer heat wave and sultry weather in Beijing City. *Chin. Sci. Bull.* 55: 1657-1661.

# MODELACIÓN DE TEMPERATURAS DEL AIRE A 850 MB EN EL CASO DE LA ONDA CÁLIDA DE JULIO DEL 2006 EN EL NOROESTE DE MÉXICO

Elvia CONTRERAS-NAVARRO<sup>1</sup>, O. Rafael GARCIA CUETO<sup>2</sup>, Félix F. GONZALEZ-NAVARRO<sup>3</sup>, Juan Ramón CASTRO-RODRÍGUEZ<sup>4</sup>  
<sup>1,2,3</sup> *Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California, México*  
<sup>4</sup> *Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California, México*  
elvia.contreras@uabc.edu.mx, rafaeltueto@uabc.edu.mx, fernando.gonzalez@uabc.edu.mx, jrcastror@uabc.edu.mx.

## Resumen

El estudio de las ondas de calor se enfrenta al reto de conocer los elementos clave que intervienen en su formación y desarrollo y la manera en que afectan a la salud de la población, lo que en un futuro permitiría su modelación predictiva. Se analiza el caso de una onda cálida que afectó a la ciudad de Mexicali, Baja California, México, en los días del 16 al 26 de julio de 2006 que causó graves estragos en la población. Se identifican las principales variables que causan el desarrollo de una onda cálida, y se propone la modelación de la temperatura del aire a 850 mb ( $T_{aire_{850}}$ ) mediante un modelo de regresión múltiple (MRM) y regresión con redes neuronales (RRN). Se encuentra que el MRM explica a la  $T_{aire_{850}}$  un 67%, siendo la altura geopotencial a 500mb y la presión atmosférica al nivel del mar las variables que más contribuyen a esta explicación. En cuanto a la RRN muestra un desempeño más aceptable i.e. coeficientes de regresión de 0.89; el p-value obtenido fue de 0.0019, por lo que se puede afirmar que un modelo no lineal como la Red Neuronal tiene un mejor desempeño en la predicción de valores independientes que un modelo lineal.

**Palabras clave:** Onda cálida, temperatura del aire, regresión múltiple, redes neuronales.

## Abstract

The study of heat waves is challenged to know the key elements involved in their formation and development, and how they affect the health of the population, which in the future would allow its predictive modeling. The case of a heat wave that affected the city of Mexicali, Baja California, Mexico, on days 16 to July 26, 2006 causing serious damage on the population is analyzed. Major variables that cause the development of a heat wave are identified, and the modeling of air temperature at 850 mb ( $T_{aire_{850}}$ ) is proposed by a multiple regression model (MRM) and regression neural network (RNN). It was found that the MRM explained to  $T_{aire_{850}}$  a 67%, with a 500mb geopotential height and atmospheric pressure at sea level the atmospheric variables that more contribute to this explanation. Inasmuch as RNN show a performance more, i.e. regression coefficients of 0.89; the p-value obtained was 0.0019, so we can say that a nonlinear model such as neural network has a better performance in predicting independent values that a linear model.

Key words: Heat wave, air temperature, multiple regression, neural network

## 1. INTRODUCCION

Las altas temperaturas del aire pueden afectar la salud humana y exacerbar condiciones de morbilidad en las poblaciones afectadas. Los grupos de población que tienen un elevado riesgo ante eventos cálidos extremos son los más ancianos, los niños, o quienes tienen problemas físicos o mentales. Los cambios de magnitud y frecuencia de las ondas de calor han ocasionado grandes impactos sobre la salud de las poblaciones. Estudios recientes (Tobías et al, 2009; Haines et al ,2005; Kysel, 2004) han analizado los efectos en la salud derivados de la exposición durante largo tiempo a altas temperaturas. Tal es el caso de los denominados golpes de calor, que se trata de la alteración más grave de la regulación térmica corporal (ocurre cuando la temperatura corporal rebasa los 40°C) y cuya relación son los incrementos de morbilidad y mortalidad.

En particular el noroeste de México es especialmente vulnerable a los inminentes cambios del clima mundial y regional. De acuerdo a los escenarios que presenta el IPCC, la región noroeste de México tendrá una disminución del 10 al 20% en su precipitación total anual, mientras que la temperatura media anual aumentará entre 1.5 y 2.5°C en los próximos 50 años. En el estado de Baja California ya hay estudios que evidencian alteraciones a eventos extremos; se ha observado un aumento en las ondas cálidas (García *et al.*, 2010) con un impacto fuerte en el sector salud; de hecho en los últimos cuatro años (2004-2007) han ocurrido 43 defunciones por el llamado golpe de calor en el municipio de Mexicali. Por lo tanto, es de suma importancia analizar con detalle los factores que producen las ondas de calor para modelar su comportamiento y en un futuro proponer un sistema de alerta temprana para este evento atmosférico extremo. En función de lo anterior es que en este artículo se propone avanzar en ese conocimiento con la propuesta de la modelación de la temperatura del aire a 850 milibares en la onda cálida ocurrida en el mes de julio del año 2006. Nuestra hipótesis es que si logramos encontrar una buena explicación del comportamiento de la temperatura a ese nivel, también lo tendremos con las temperaturas que se presentan a nivel de superficie, y con ello la selección de variables adecuadas para explicar el comportamiento de las ondas cálidas.

En este sentido, son dos los enfoques presentados en este trabajo, por un lado se utiliza un modelo de regresión múltiple desde un punto de vista de la estadística clásica; y por el otro, se utiliza el enfoque de aprendizaje de máquina en el que dos algoritmos de aprendizaje, como son las redes neuronales y mínimos cuadrados parciales, son entrenados a fin de generar modelos de predicción.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1 PREDICCIÓN CON REDES NEURONALES

#### 2.1.1 REGRESIÓN CON REDES NEURONALES

Las redes neuronales pueden ser entendidas como modelos de regresión. Por lo tanto se emplean en muchas ocasiones como herramienta para predecir valores futuros de una o múltiples variables objetivo, que en estadística son variables de respuesta. Muchos métodos estadísticos clásicos y otros más recientes han sido reescritos, no siempre de forma consciente, como redes neuronales. Esto nos da idea de lo generales que pueden llegar a ser las estructuras representadas a través de un esquema de redes neuronales, y de su clara relación con la estadística (Castellano, 2009).

### **2.1.2 ALGORITMO DE MÍNIMOS CUADRADOS PARCIALES**

El método de mínimos cuadrados parciales (PLS) es una extensión del modelo de regresión lineal múltiple y se encuentra relacionado con el análisis de componentes principales (PCA). En su forma más simple un modelo lineal especifica la relación (lineal) entre la variable dependiente  $Y$ , y un grupo de variables predictivas  $X$  (Gonzalez y Alciaturi, 2012).

En este paso se utilizó el programa del algoritmo de mínimos cuadrados parciales. Este programa permite obtener el vector de regresión óptimo con los datos de referencia para luego validarlo con los datos de validación. Este programa permite encontrar el número de variables latentes que están más correlacionadas con la variable respuesta. El número óptimo de variables latentes corresponde al que arroje el menor valor en la suma de los cuadrados del error general.

### **2.2 VALIDACION CRUZADA.**

Validación cruzada es un método de evaluación del modelo que sea mejor que los residuales. El problema con las evaluaciones residuales es que no dan una indicación de lo bien que va a hacer nuevas predicciones para los datos que ya no se ha visto. Una forma de superar este problema es no utilizar todo el conjunto de datos al entrenar a un aprendiz. Algunos de los datos son eliminados antes de que comience el entrenamiento. Luego, cuando se realiza la formación, los datos que se elimina se puede utilizar para probar el rendimiento del modelo aprendido en "nuevos" datos. Esta es la idea básica para toda una clase de métodos de evaluación modelo llamado validación cruzada.

El método de retención es el tipo más simple de validación cruzada. El conjunto de datos se divide en dos grupos, llamado el conjunto de entrenamiento y el conjunto de pruebas. El aproximador funcional se ajusta a una función utilizando el conjunto de entrenamiento solamente. Entonces el aproximador funcional se preguntó para predecir los valores de salida de los datos en el conjunto de pruebas (que nunca ha visto a estos valores de salida antes). Los errores que hace se acumulan como antes para dar el error medio de prueba absoluta, que se utiliza para evaluar el modelo. La ventaja de este método es que por lo general es preferible el método residual y ya no se necesita para calcular. Sin embargo, su evaluación puede tener una alta varianza. La evaluación puede depender en gran medida de que los puntos de datos terminan en el conjunto de entrenamiento y que terminan en la prueba, y por lo tanto la evaluación pueden ser muy diferentes en función de cómo se hace la división.

$K$  veces la validación cruzada es una forma de mejorar el método de exclusión. El conjunto de datos se divide en  $k$  subconjuntos, y el método de retención se repite  $k$  veces. Cada vez, uno de los subconjuntos de  $k$  se utiliza como equipo de prueba y los otros  $k-1$  subconjuntos se juntan para formar un conjunto de entrenamiento. Luego se calcula el error promedio en todos los ensayos  $k$ . La ventaja de este método es que importa menos cómo los datos se dividen. Cada punto de datos llega a ser en un montaje de prueba exactamente una vez, y llega a ser en un conjunto de entrenamiento  $k-1$  veces. La varianza de la estimación resultante se reduce a medida que aumenta  $k$ . La desventaja de este método es que el algoritmo de entrenamiento tiene que volver a ejecutar desde tiempos scratch  $k$ , lo que significa que se necesita  $k$  veces tanto la computación para hacer una evaluación. Una variante de este método consiste en dividir aleatoriamente los datos en una prueba y la formación conjunto  $K$  diferentes momentos.

La ventaja de hacer esto es que usted puede elegir de forma independiente la extensión de cada conjunto de pruebas y cuántas pruebas que lo habitual sobre.

### 2.3 DESCRIPCIÓN DE DATOS

Las variables meteorológicas más importantes que parecen intervenir en el desarrollo de una onda cálida en el norte de Baja California, y que serán incorporadas en este análisis exploratorio son: 1) las temperaturas del aire a 850 milibares, 2) Altura geopotencial (m) a 500 milibares (*Alt Geop<sub>500</sub>*), 3) Componente u del viento a 500 milibares (*Vto U<sub>500</sub>*), 4) Componente v del viento a 500 milibares (*Vto V<sub>500</sub>*), y 5) Presión atmosférica en milibares al nivel del mar (*Patm*). En este caso la modelación de la temperatura del aire a 850 milibares se puso en función de las otras cuatro variables restantes. El caso de estudio es la onda cálida de julio de 2006, y lo primero que se hizo fue la recolección de datos climatológicos, lo cual se realizó de la siguiente manera:

- Se identificaron las variables que intervienen en el fenómeno de la onda de calor, las cuales ya fueron enunciadas en el párrafo anterior.
- Los datos diarios para cada variable fueron descargados directamente en la página de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/>) del día 15 al 31 de Julio del 2006.
- Se utilizó una malla de 30° a 45° latitud norte y longitud 125° a 100° oeste. Las herramientas utilizadas para procesar los datos fueron Python con las librerías: Numpy y NetCDF.

De esta manera, se dispone de un conjunto de datos de 1309 observaciones con cuatro predictores y una variable de respuesta. Posteriormente se extrajo de forma aleatoria el 30% de las observaciones, a fin de generar un conjunto de datos de prueba independiente y poder verificar el rendimiento de los modelos de predicción.

### 2.4 MODELOS DE PREDICCIÓN Y VALIDACIÓN

Con el 70% de los datos se indujeron dos modelos de predicción ampliamente usados, Mínimos Cuadrados Parciales y una Red Neuronal para regresión. Ambos modelos fueron entrenados mediante validación cruzada en su modalidad de 10 repeticiones por 10 divisiones. La medida de evaluación de la validación cruzada fue el NRMSE *Normalized Root Mean Square Error*, la cual se define de la siguiente manera:

$$NRMSE = \sqrt{\frac{1/n \sum_{i=1}^n (\text{observed} - \text{predicted})^2}{1/n \sum_{i=1}^n (\text{observed} - \overline{\text{observed}})^2}}$$

El modelo de Red Neuronal es del tipo *Feedforward-Backpropagation*, teniendo una topología de dos capas internas con cinco neuronas cada una de ellas. La estrategia de aprendizaje de la red es el algoritmo *de Levenberg-Marquardt* el cual emplea una aproximación a la matriz Hessiana mediante el cuadrado de la matriz Jacobiana. Este modelo tiene la ventaja de no tener parámetros de ajuste, ya que el gradiente de actualización de pesos es derivado del Jacobiano<sup>1</sup> de la función de error y el vector de

<sup>1</sup> Sea  $F(w)$  la función de error con respecto a los pesos. El Jacobiano se define como

$$\nabla F(w) = \left[ \frac{\partial F(w)}{\partial w_1} \quad \dots \quad \frac{\partial F(w)}{\partial w_n} \right]$$

errores de predicción. Una vez entrenados los modelos, se utilizaron para hacer pruebas de predicción en el conjunto independiente.

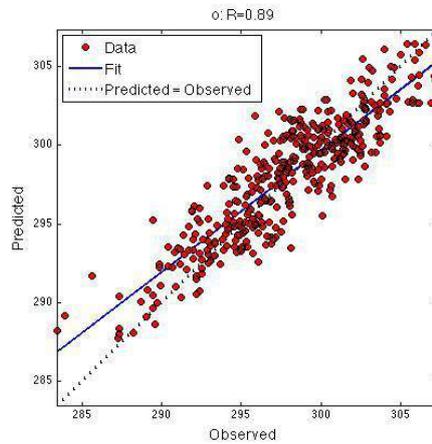


Figura 1: ANÁLISIS DE REGRESIÓN SIMPLE DE LA PREDICCIÓN GENERADA POR LA RED NEURONAL VS. LOS DATOS OBSERVADOS EN LA MUESTRA INDEPENDIENTE DE PRUEBA.

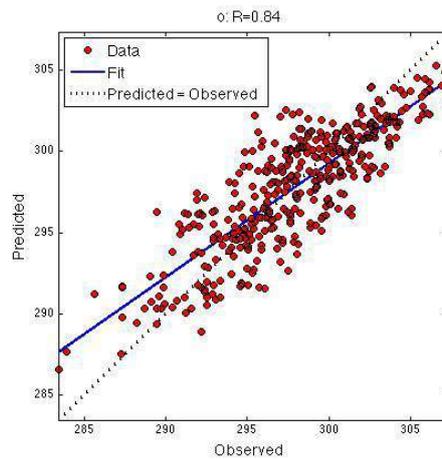


Figura 2: ANÁLISIS DE REGRESIÓN SIMPLE DE LA PREDICCIÓN GENERADA EL MODELO DE MÍNIMOS CUADRADOS PARCIALES VS. LOS DATOS OBSERVADOS EN LA MUESTRA INDEPENDIENTE DE PRUEBA.

Medidas estadística	Mínimos Cuadrados Parciales	Red Neuronal
NRMSE	0.58	0.54
Error estándar	0.01	0.01
Límite inferior	0.57	0.53
Límite superior	0.59	0.56

Tabla 1: RESULTADOS DEL PROCESO DE ENTRENAMIENTO DE MODELOS POR VALIDACIÓN CRUZADA. NRMSE=NORMALIZED ROOT MEAN SQUARE ERROR.

## 2.5 MODELO ESTADISTICO

En este análisis exploratorio se propone un modelo de regresión múltiple para ver la relación que guarda la primera de esas variables, temperatura del aire a 850 milibares, que de aquí en adelante se abreviará como  $Taire_{850}$ , con las cuatro variables restantes.

En la propuesta del modelo de regresión múltiple se utilizó el software Statistica, y se realizó una regresión por pasos (stepwise) para ver la evolución del coeficiente de determinación y su nivel de significancia asociado. Se realizaron las correlaciones teniendo como variable dependiente a  $Taire_{850}$ , y como variables independientes a  $Alt\ Geop_{500}$ ,  $Patm$ ,  $Vto\ U_{500}$  y  $Vto\ V_{500}$ .

## 3. RESULTADOS

### 3.1 MODELO DE REGRESION MULTIPLE

La matriz de correlaciones de las cinco variables mencionadas en la metodología se visualiza en la fig. X; se puede ver que las variables  $Alt\ Geop_{500}$  y  $Patm$  parecen estar mejor correlacionadas con la  $Taire_{850}$ .

Variabes independientes	Paso +dentro/-fuera	R Múltiple	R <sup>2</sup> Multiple	Cambio en R <sup>2</sup>	F	Nivel p	Variabes incluidas
<i>Alt Geop<sub>500</sub></i>	1	0.680364	0.462895	0.462895	1126.417	0.000000	1
<i>Patm</i>	2	0.807829	0.652588	0.189693	713.097	0.000000	2
<i>Vto</i>	3	0.819247	0.671165	0.018577	73.725	0.000000	3
<i>Vto</i>	4	0.822284	0.676151	0.004986	20.077	0.000008	4

Tabla 2 RESUMEN DE REGRESIÓN POR PASOS (STEPWISE). LA VARIABLE DEPENDIENTE ES  $Taire_{850}$ .

En la tabla 2 se muestra el resumen de la regresión múltiple para la variable dependiente  $Taire_{850}$ . Se presentan los coeficientes de regresión estandarizados (Beta) y sus errores estándar, los estimadores crudos de regresión (B) y sus errores estándar asociados, así como la prueba t, con 1304 grados de libertad, y el nivel estadístico de significancia  $p$ . En particular, los errores estándar de los coeficientes estandarizados (Beta) y crudos (B) de las variables independientes son pequeños, comparados con los valores de los mismos coeficientes, lo que nos permite asegurar que son casi ciertamente diferentes de cero. La correlación (R) tiene un valor de 0.822, y el coeficiente de determinación de 0.676. El valor del estadístico F es muy alto (680.64), lo que fortalece la relación lineal propuesta, aunado al nivel de significancia estadística asociado ( $p < 0.0000$ ). El error estándar del estimador ( $s_e = 2.52$ ) nos permite hablar de la precisión de estimar las  $Taire_{850}$ , en base a las cuatro variables predictoras seleccionadas, ya que uno espera que alrededor del 95% de los valores de la  $Taire_{850}$  estén dentro de  $\pm 2s_e = 5.0^\circ\text{C}$  de las temperaturas estimadas por el modelo de regresión.

El modelo de regresión múltiple, elegido en el paso 4 del método por pasos (stepwise) de acuerdo a los parámetros de regresión (B) estimados con el conjunto de datos utilizado es:

$$Taire_{850} = 320.75 + 0.0601*Alt\ Geop_{500} - 0.372* Patm - 0.100*Vto + 0.0701*Vto$$

Regresión Múltiple para la Variable Dependiente <i>Taire<sub>850</sub></i> R= .822; R <sup>2</sup> = .676; R <sup>2</sup> ajustado= .675; F(4,1304)=680.64, p<0.0000, Error estándar del estimador: 2.52						
	Beta	Error Estándar de Beta	B	Error Estándar de B	t (1304)	Nivel de significancia p
<b>Intercepto</b>			320.75	17.13	18.71	0.000000
<b>Alt Geop<sub>500</sub></b>	0.614	0.0181	0.0601	0.0017	33.77	0.000000
<b>Patm</b>	-0.407	0.0161	-0.372	0.0148	-25.14	0.000000
<b>Vto U<sub>500</sub></b>	-0.166	0.0185	-0.100	0.0111	-8.98	0.000000
<b>Vto V<sub>500</sub></b>	0.0718	0.0160	0.0701	0.0156	4.48	0.000008

Tabla 3 RESUMEN DE REGRESIÓN MÚLTIPLE PARA LA VARIABLE DEPENDIENTE *Taire<sub>850</sub>*

En base a lo analizado se resume que las variables independientes más importantes para explicar a la *Taire<sub>850</sub>* son la *Alt Geop<sub>500</sub>* y la *Patm*; las medidas de bondad de ajuste, como el R<sup>2</sup>, la prueba F y el error estándar de los estimadores, confirman lo anterior. Las componentes del viento a 500 milibares no parecen ser variables que deban ser introducidas en el modelo final de esta investigación preliminar. Se debe comentar que la propuesta de este modelo no es más que un paso inicial que permitirá avanzar en la elección de las variables más importantes que tienen que ver con la génesis y desarrollo de las ondas cálidas en el noroeste de México.

### 3.2 MODELO DE REDES NEURONALES

Los errores en la validación arrojan valores bajos y una variabilidad en las lecturas consistentemente bajos i.e. un error estándar de 0.01 para los dos modelos. Por otra parte el análisis de regresión simple entre las observaciones y las predicciones de ambos modelos, muestra un desempeño aceptable i.e. coeficientes de regresión 0.89 en la Red Neuronal. El modelo lineal generado por el método de Mínimos Cuadrados Parciales, tiene un desempeño un tanto similar que la Red pero un poco menor. Ante esto, el test de suma de ranqueo de Wilcoxon de dos lados fue aplicado para fijar esta diferencia de desempeño. El p-value obtenido fue de 0.0019, por lo que se puede afirmar que para el problema en particular, un modelo no lineal como la Red Neuronal tiene un mejor desempeño en la predicción de valores independientes que un modelo lineal, como el Mínimos Cuadrados Parciales.

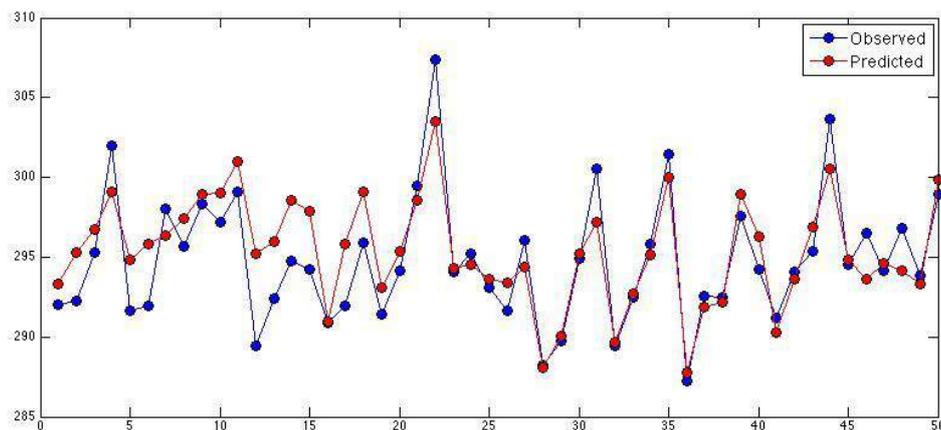


Figura 3: VENTANA DE 50 PREDICCIONES DE LA RED NEURONAL VS DATOS OBSERVADOS EN LA MUESTRA INDEPENDIENTE DE PRUEBA.

En la Figura 3, se extrajo una ventana de 50 puntos de temperatura para observar gráficamente el desempeño del mejor modelo. En ésta se puede observar que la Red Neuronal *sigue* la distribución de temperaturas en ese rango de puntos en particular, de una manera aceptable.

#### 4. CONCLUSIONES

En este estudio se identificaron las principales variables que causan el desarrollo de una onda cálida, y se propone la modelación de la temperatura del aire a 850 mb ( $Taire_{850}$ ) mediante un modelo de regresión múltiple (MRM) y regresión con redes neuronales (RRN). Se encontró que el MRM explica a la  $Taire_{850}$  un 67%, siendo la altura geopotencial a 500mb y la presión atmosférica al nivel del mar las variables que más contribuyeron a esta explicación. Las Redes Neuronales mostraron un desempeño más aceptable, ya que se obtuvieron coeficientes de regresión de 0.89; la significancia estadística obtenida fue de 0.0019, por lo que se puede afirmar que un modelo no lineal como la Red Neuronal tiene un mejor desempeño en la predicción de valores independientes que un modelo lineal. El siguiente paso en este esquema de modelación será estudiar más casos de ondas cálidas y el de analizar las temperaturas de superficie locales asociadas con estos eventos extremos.

## 5. BIBLIOGRAFIA

- Castellano, M. M. (2009). Modelización estadística con redes neuronales. Aplicaciones a la hidrología, aerobiología y modelización de procesos. Tesis doctoral, Universidad de Da Coruña.
- Consultada (2014). School of computer science <http://www.cs.cmu.edu/~schneide/tut5/node42.html>.
- García, C.O.R., Tejeda, M.A., Jáuregui, E., (2010). Heatwaves and heatdays in an arid city in the northwest of Mexico: current trends and in climate change scenarios. International J. Biometeorol., 36-46 pp.
- González, P.,\_Alciaturi, C., (2012). Desarrollo De Un Programa Para Estudiar El Comportamiento De Una Columna De Fraccionamiento Etano/Etileno De Una Planta De Olefinas. (Development Of A Program For Studying The Behavior Of An Ethane - Ethylene Splitter Of An Olefins Plant)
- Haines A., Kovats R.S., Campbell Lendrumb D, Corvalan C., (2006). Climate change and human health: Impacts, vulnerability and public health. Public Health vol 120, 585–596pp.
- Kysel J., (2004). Mortality And Displaced Mortality During Heat Waves In The Czech Republic. Int J Biometeorol 49:91–97 pp.
- Tobías A., García de Olalla P , Linares C., Bleda M. Caylà J., Díaz J. (2009). Short-term effects of extreme hot summer temperatures on total daily mortality in Barcelona, Spain. Int J Biometeorol



## CAMBIO CLIMÁTICO EN CENTROAMÉRICA: UN ESTUDIO PARA EL GOLFO DE FONSECA

Jaime RIBALAYGUA<sup>1</sup>, Emma GAITÁN<sup>1</sup>, Javier PÓRTOLES<sup>1</sup>, Robert MONJO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Fundación para la Investigación del Clima  
fic@ficlima.org

### RESUMEN

Una de las regiones del mundo que puede sufrir especialmente las consecuencias del cambio climático a lo largo del siglo XXI es Centroamérica; lamentablemente, los estudios sobre esta zona son escasos y las conclusiones son relativas a áreas grandes y no lo suficientemente locales. Con el fin de evaluar el comportamiento de la temperatura y la precipitación en las décadas futuras se ha adaptado una técnica de *downscaling* estadístico (la metodología FICLIMA) a las latitudes centroamericanas basándonos en sus características climáticas. Tal adaptación considera la evaluación de diferentes variables a diferentes alturas hasta encontrar aquel modelo que mejor refleja la climatología de la zona, mediante el empleo del reanálisis NCEP y el uso de observatorios meteorológicos locales. Esto permite realizar un estudio local en el área del Golfo de Fonseca a partir de varios modelos climáticos de la iniciativa CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) y bajo diferentes RCPs (los escenarios climáticos asociados al 5º informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático o IPCC5) y evaluar los posibles cambios para las variables de temperatura máxima diaria, temperatura mínima diaria, y precipitación diaria a lo largo del siglo XXI.

**Palabras clave:** Cambio Climático, Downscaling estadístico, Golfo de Fonseca, RCPs

### ABSTRACT

One of the areas of the world that may especially suffer the consequences of climate change over the twenty-first century is Central America; unfortunately, studies on this area are scarce and the conclusions are related to large areas and not enough local. In order to evaluate the behavior of the temperature and precipitation in the coming decades, a statistical downscaling technique (FICLIMA methodology) has been adapted to the Central American latitudes based on its climatic characteristics. Such adaptation considers the evaluation of different variables at different heights until finding that model that best reflects the climate of the area, by using the NCEP reanalysis and the use of local meteorological observatories. This allows performing a local study in the area of the Gulf of Fonseca from several climate models belonging to the CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) initiative and under several RCPs (climate scenarios associated to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC5) and evaluate the potential changes associated to the daily maximum temperature, daily minimum temperature and daily precipitation along the 21<sup>st</sup> century.

**Key words:** Climate Change, Statistical Downscaling. Gulf of Fonseca, RCPs

## 1. INTRODUCCIÓN

La evidencia de un cambio climático a lo largo del siglo XXI, como consecuencia de la confluencia entre la variabilidad climática propia del clima y la acción antropogénica del hombre, es un tema de gran interés dentro de la comunidad científica por las repercusiones socioeconómicas que supone. La necesidad de poder conocer con la mayor precisión posible la evolución del clima durante el presente siglo para, así, poder determinar estrategias de mitigación y adaptación es uno de los puntos en los que está trabajando actualmente la comunidad científica.

La principal herramienta que se tiene actualmente para simular el clima a largo plazo son los Generalized Climate Models (GCMs). Estos modelos son bastante buenos simulando la circulación general de la atmósfera (Stendel et al., 2000) pero debido a su gruesa resolución ( $\approx 200$  km) no son capaces de simular los efectos provocados por fenómenos meteorológicos de menor escala (convección) y por los efectos derivados de la topografía (Von Storch, 1994). Sin embargo, mediante las técnicas de regionalización o *downscaling* es posible adaptar la información proporcionada por los GCMs a escala local. De entre los dos tipos existentes de *downscaling*, dinámico y estadístico (Murphy, 1999), y atendiendo a las ventajas proporcionadas por los modelos estadísticos (son más económicos, computacionalmente hablando, lo que permite trabajar con distintos modelos y escenarios, y además permiten la posibilidad de corregir el sesgo asociado a los mismos y aprovechar los conocimientos estadísticos de los investigadores) frente a los dinámicos se ha optado por usar una técnica de *downscaling* estadístico (véase, por ejemplo, Wilby et al. 2004, Giorgi and Francisco 2001, para más información sobre las ventajas e inconvenientes de las técnicas de regionalización o *downscaling*). En líneas generales, el *downscaling* estadístico consiste en establecer relaciones empíricas entre los campos atmosféricos proporcionados por los modelos (denominados Predictores) y los campos de alta resolución en superficie, como temperatura y precipitación (denominados Predictandos) (Wilby et al., 1997).

La metodología empleada ha sido desarrollada por la Fundación para la Investigación del Clima (FIC) y permite trabajar de forma rápida con las salidas de varios modelos y escenarios, de manera que se puede obtener un abanico de posibles evoluciones futuras con las que trabajar. La adaptación de esta metodología a Centroamérica supone no sólo verificar la metodología y comprobar que funciona correctamente, sino que requiere una revisión completa en la selección de predictores, de manera que se garantice el uso de los predictores más adecuados a las características climáticas y meteorológicas de la zona.

## 2. DATOS Y ZONA DE ESTUDIO

### 2.1 Área de Estudio

El área de estudio es el Golfo de Fonseca (región trinacional del Océano Pacífico compartida por Nicaragua, Honduras, y El Salvador). Este estuario tropical de  $3200 \text{ km}^2$  y  $409 \text{ km}$  de costa se ubica entre las latitudes  $12\text{-}14^\circ\text{N}$  y las longitudes  $86\text{-}89^\circ\text{W}$ , por lo que sus principales características climáticas se corresponden con el clima tropical (todos los meses tienen una temperatura media superior a los  $18^\circ\text{C}$  y las precipitaciones anuales son superiores a la evaporación). Debido a sus características pluviométricas se puede hablar de dos estaciones bien diferenciadas, un periodo relativamente seco (noviembre a abril) y un periodo húmedo (mayo a octubre). Dentro la estación húmeda se aprecian dos picos máximos de precipitación y un periodo de descenso de las precipitaciones entre ambos (figura 2). Al primer tramo se le conoce como *Primera* y la cantidad de precipitaciones máximas observadas se sitúan entre los

250-270 mm en junio; en el tercer tramo, conocido como *Postrera*, las precipitaciones máximas superan los 350 mm en el mes de septiembre; y entre ambos periodos tiene lugar el fenómeno de la *Canícula* (fenómeno atmosférico durante el cual se asume que las lluvias que tienen lugar durante la estación húmeda sufren un pequeño receso como consecuencia de la influencia del Anticiclón de las Bermudas). Las temperaturas mínimas son suaves durante todo el año con valores superiores a los 19°C mientras que las temperaturas máximas son algo más elevadas, valores superiores a 31°C durante todo el año (figura 3).

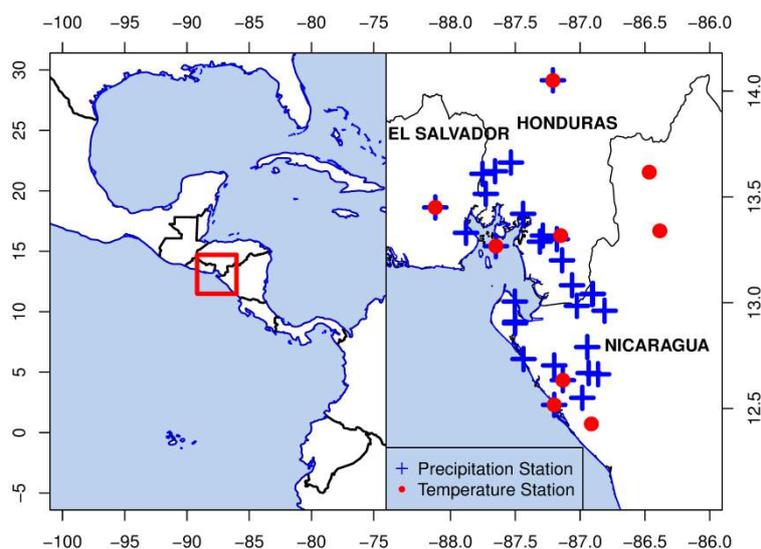


Figura 1. Localización de la zona de estudio y ubicación de los observatorios de temperatura y precipitación utilizados en este estudio.

## 2.2 Datos de Superficie

Se ha utilizado un conjunto de observatorios meteorológicos fueron suministrados por la NOAA estadounidense, la Dirección General de Recursos Hídricos de Honduras, y el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales, con datos diarios de temperatura y/o precipitación dentro del periodo 1951-2011. La distribución espacial de los 29 observatorios de precipitación y de los 9 de temperatura se muestra en la figura 1.

## 2.3 Datos Atmosféricos

- Banco de datos del Reanálisis: se han utilizado los datos proporcionados por el National Centers for Environmental Prediction (NCEP) estadounidense cuya resolución (2.5° x 2.5°) se ha relajado a la del GCM utilizado en cada momento (se interpolan los campos originales del NCEP a la rejilla del GCM, menos detallada, y se calcula un campo diario acorde con el proporcionado por el modelo).
- Banco de datos de los modelos: se ha trabajado con 9 GCMs, todos ellos asociados al IPCC5 y con 3 RCPs (véase tabla 1 al final del documento para más detalles).

### 3. METODOLOGIA

#### 3.1 Descripción de la metodología

Como método de regionalización para la generación de escenarios de clima futuro se ha utilizado la metodología de Downscaling estadístico FICLIMA desarrollada por la Fundación para la Investigación del Clima (Ribalaygua et al. 2013). En líneas generales, la metodología se desarrolla en dos pasos:

1. El primer paso, denominado estratificación analógica, consiste en seleccionar de un banco de datos aquellos  $n$  días con configuraciones atmosféricas más similares a las del día problema “X”. La medida de similitud utilizada compara el parecido entre las variables empleadas para caracterizar las situaciones sinópticas atmosféricas.
2. El segundo paso aplica métodos diferentes en función de la variable que se quiera calcular. Para estimar las temperaturas mínimas y máximas diarias se realiza, por cada variable, una regresión lineal múltiple con selección automática de predictores. Para estimar la precipitación se aplica un tratamiento estadístico de los datos basado en distribuciones que permite asignar a cada día problema una precipitación simulada.

#### 3.2 Verificación de la metodología

El éxito de una metodología de *downscaling* se ve en parte condicionado por la elección de los campos predictores más adecuados a la zona de estudio, los cuales han de ser capaces de recoger la mayor información climática posible. La selección de los predictores debe hacerse de forma acorde con el predictando que se quiere simular y teniendo en cuenta ciertas consideraciones previas (véase Ribalaygua et al. 2013).

Para temperatura se necesitan predictores capaces de recoger la influencia de la baja troposfera y de la temperatura de la superficie terrestre así como la influencia de la capa nubosa y de la cobertura de nieve. Para precipitación, los predictores seleccionados deben ser capaces de recoger tanto la precipitación procedente de los ascensos de masas de aire de origen dinámico como la procedente de ascensos orográficos y convección.

Considerando las características climáticas de la zona de estudio se han seleccionado los siguientes campos predictores: 1) viento zonal y meridional en los niveles de 1000 hPa (recoge el transporte de humedad de los Alisios); 2) de 200 hPa (recoge el desarrollo vertical de los sistemas convectivos); y 3) de 700 hPa (campo más cercano al nivel de máximo desarrollo de las ondas del Este y altura intermedia entre los niveles de 1000 y 200 hPa).

El proceso de verificación supone aplicar la metodología de *downscaling* a los datos del reanálisis y comparar las series simuladas con los datos observados para cada uno de los predictandos (temperatura máxima y mínima y precipitación) para el periodo común 1951-2011. La verificación permite evaluar el funcionamiento de la metodología.

#### 3.3 Validación de la metodología

Con el objetivo de evaluar la habilidad de los distintos GCMs a la hora de simular el clima en la zona de estudio, proceso conocido como validación, se comparan las series simuladas mediante regionalización del modelo con las series simuladas mediante regionalización del reanálisis para el periodo común 1951-2005 (la existencia de lagunas en las series observadas hace inviable la comparación entre observaciones y series simuladas para el GCM).

#### 3.4 Escenarios de clima futuro

Se han generado escenarios de cambio climático para tres variables diarias (temperatura

máxima, temperatura mínima y precipitación), nueve modelos climáticos (véase tabla 1) y tres escenarios futuros RCPs (26, 45 y 85).

#### 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

##### 4.1 Resultados del proceso de verificación

##### 4.1.1 Simulación de la precipitación

La medida de similitud usada en la selección de análogos se ajustó para garantizar la mayor capacidad de predicción para la precipitación, de ahí que la predicción probabilística obtenida a partir de los días análogos muestre buenos resultados a escala diaria. Como se observa en la figura 2, el valor del RPS obtenido (Rank Probability Score, una medida de la capacidad de discriminar correctamente la probabilidad de la precipitación) es inferior a 0.1 en los meses de la estación seca y del orden o inferior a 0.2 en la estación húmeda. En la época seca el RPS de la precipitación simulada es similar al RPS de la persistencia y de la climatología debido a que en este periodo el número de días con precipitación es bajo. En la época húmeda el RPS de la simulación es bastante inferior al de la persistencia y algo inferior al de la climatología. En general el error o BIAS cometido es prácticamente inapreciable en casi todos los meses del año, excepto en los meses de mayo y noviembre donde el error cometido es algo mayor. Esto es debido a que estos meses son meses de transición entre estaciones y, especialmente en el mes de mayo, se producen fenómenos de carácter convectivo que no son fácilmente simulados mediante *downscaling*. Se aprecia cómo la metodología es capaz de simular la curva intraanual de la precipitación, es decir, simula correctamente los picos máximos de precipitación observados en los periodos de Primera y Postrera y el descenso relativo de precipitaciones correspondiente al periodo canicular.

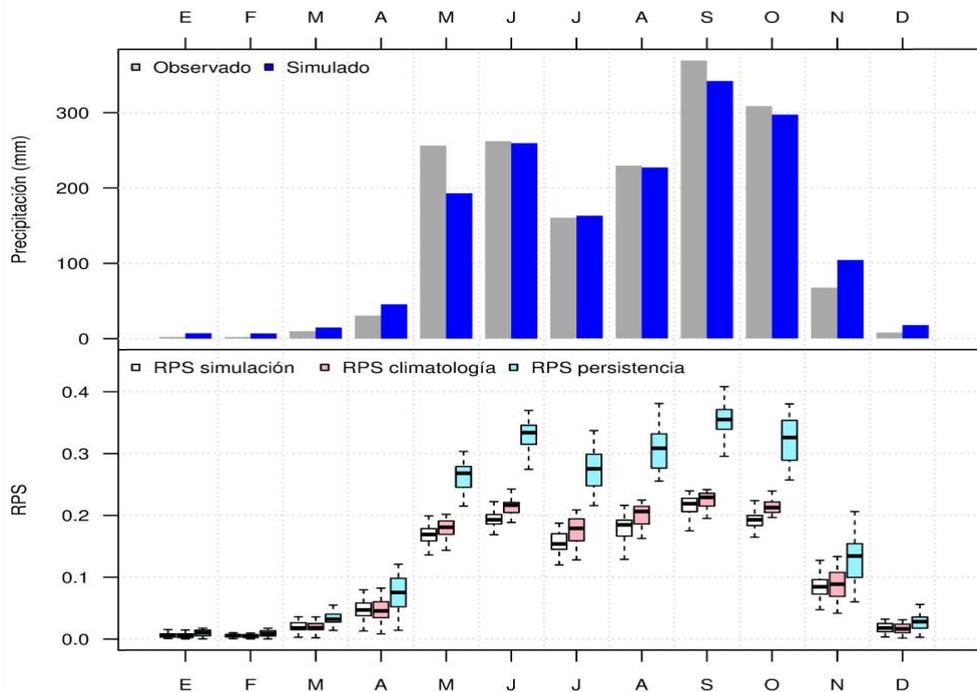


Figura 2. Verificación mensual del proceso de *downscaling* para la precipitación. Gráfica superior: datos mensuales de precipitación observados (gris) y simulados mediante regionalización del reanálisis NCEP (azul). Gráfica inferior: Boxplots del RPS de precipitación comparado con dos simulaciones de referencia, climatología y persistencia. Valores calculados como media de todos los observatorios y para el periodo común 1951-2011.

#### 4.1.2 Simulación de la temperatura

Respecto a la simulación de la temperatura, los valores del error o BIAS observados son muy bajos, del orden de 0,1-0,2°C en el caso de la temperatura máxima y del orden de 0,1°C en el de la temperatura mínima (figura 3). El error absoluto medio diario (MAE) obtenido en el caso de la temperatura máxima se sitúa por debajo de 1,3°C en los meses de la estación seca y por debajo de 1°C en la época húmeda. En el caso de la temperatura mínima, estos valores son mayores en la época seca, valores de 1,5-1,6°C, e inferiores en la estación húmeda, valores de 0,8°C. Estos resultados son bastante buenos: que los valores del MAE oscilen entre 1 y 1,5°C significa que el error cometido es del mismo orden que la variabilidad natural de la temperatura, por lo que se entiende que es “irreducible”, es decir, no es posible obtener un error inferior a la variabilidad natural.

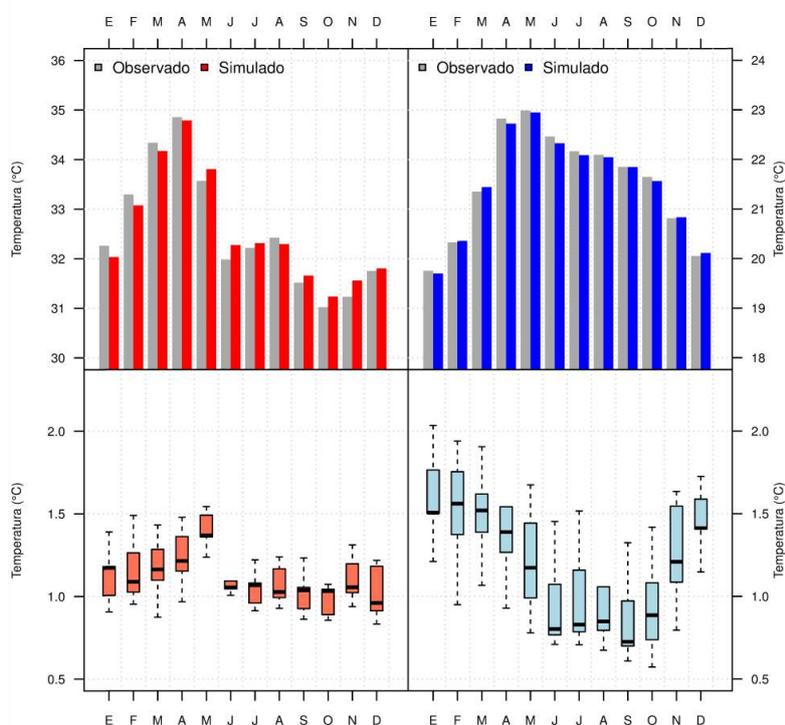


Figura 3. Verificación mensual del proceso de regionalización para la temperatura máxima (izquierda) y mínima (derecha). Gráfica superior: datos mensuales observados (gris) y simulados mediante regionalización del reanálisis NCEP (rojo y azul, respectivamente). Gráfica inferior: Box plots del MAE simulados/observados. Valores calculados como media de todos los observatorios y para el periodo común 1951-2011.

#### 4.2 Resultados del proceso de validación

Los resultados de validación ponen de manifiesto el funcionamiento de cada modelo a la hora de simular las distintas variables en la zona de estudio ya que cada modelo es ajustado en función de una serie de consideraciones propias. En general los resultados obtenidos son muy buenos en el caso de la temperatura tendiendo a sobrestimarla muy levemente (por debajo de 1°C) en la época húmeda por algunos modelos (no mostrado aquí) y aceptables en el caso de la precipitación (figura 4), tendiendo a subestimar la precipitación en la mayoría de los casos. Algunos modelos como el GFDL-ESM2M y MIROC-ESM-CHEM presentan errores de

simulación del 60% en ciertos periodos y además no son capaces de representar la variabilidad intranual de la precipitación por lo que se ha descartado su utilización en la generación de escenarios de clima futuro.

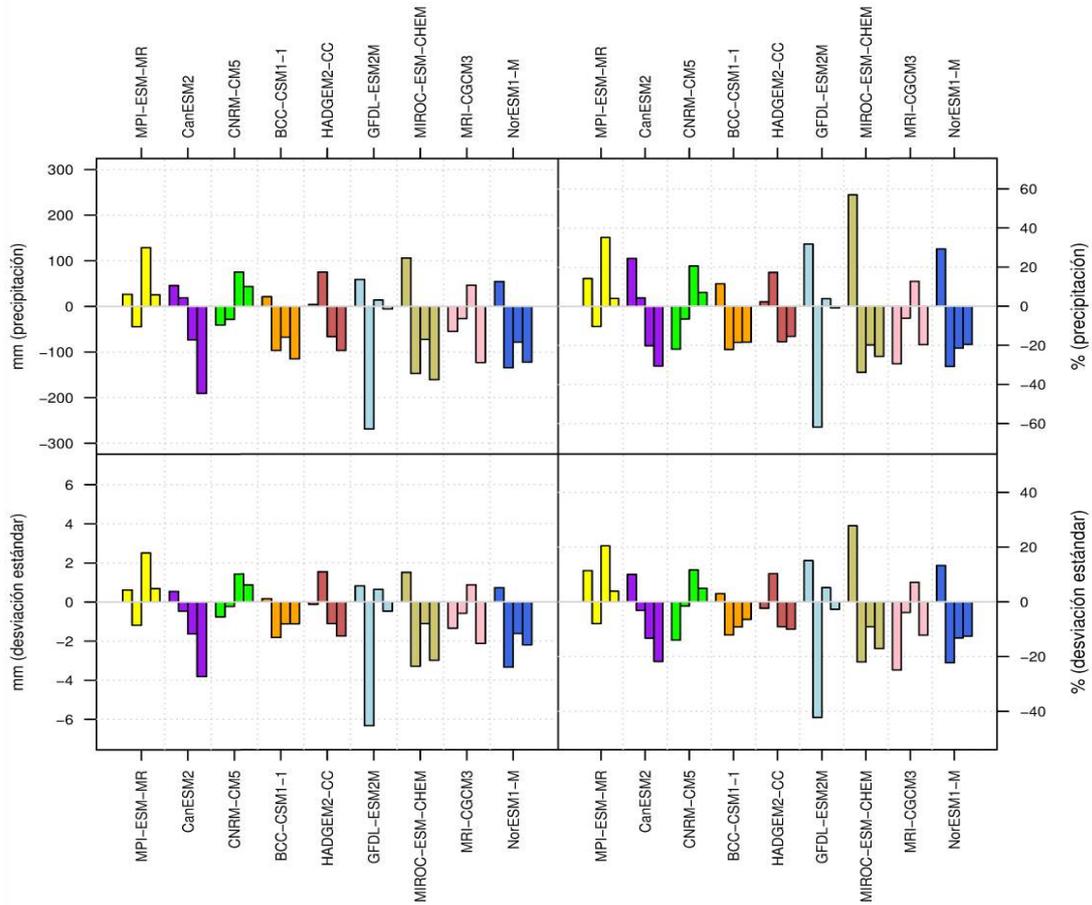


Figura 4. Validación estacional del proceso de regionalización de la precipitación acumulada (superior) y de su desviación (inferior) para los distintos GCMs, en valor absoluto (izquierda) y relativo (derecha).

#### 4.2 Resultados de la generación de escenarios de clima futuro

Se espera que la temperatura máxima aumente de forma progresiva a lo largo de todo el siglo XXI con respecto a los valores actuales (figura 5). Estos ascensos serán más acusados en los meses de la época de lluvias (incrementos de más de 3°C a finales de siglo) y especialmente en el periodo de Primera (donde llegan a los 4°C). Un comportamiento similar es el que se espera en el caso de la temperatura mínima (no mostrado aquí) pero con ascensos más suaves a los esperados en la temperatura máxima (incrementos máximos a finales de siglo de 2,8°C en el periodo de Primera). En cuanto a la precipitación relativa, se esperan pequeños cambios en los meses de la estación húmeda y aumentos en los de la estación seca (figura 6). Debe recalarse que, al registrarse precipitaciones muy bajas durante los meses secos, leves incrementos en la cantidad de precipitación suponen un aumento relativo importante.

## 5. CONCLUSIONES

Mediante la aplicación de una metodología de *downscaling* estadístico se han generado escenarios de clima futuro para la región del Golfo de Fonseca. La técnica empleada ha sido verificada y validada antes de generar los escenarios, mostrando buenos resultados. El uso de 9 GCMs y diversos RCPs indica que los resultados son robustos y que las incertidumbres asociadas a las simulaciones climáticas pueden ser cuantificadas. La robustez de los escenarios generados permite su uso para evaluar el impacto del cambio climático.

Los resultados muestran una clara evidencia hacia un ascenso de las temperaturas, tanto máximas como mínimas, especialmente en la época de lluvias. No se esperan grandes variaciones en las precipitaciones durante la época de lluvias mientras que la tendencia para la estación seca es hacia un aumento de las precipitaciones.

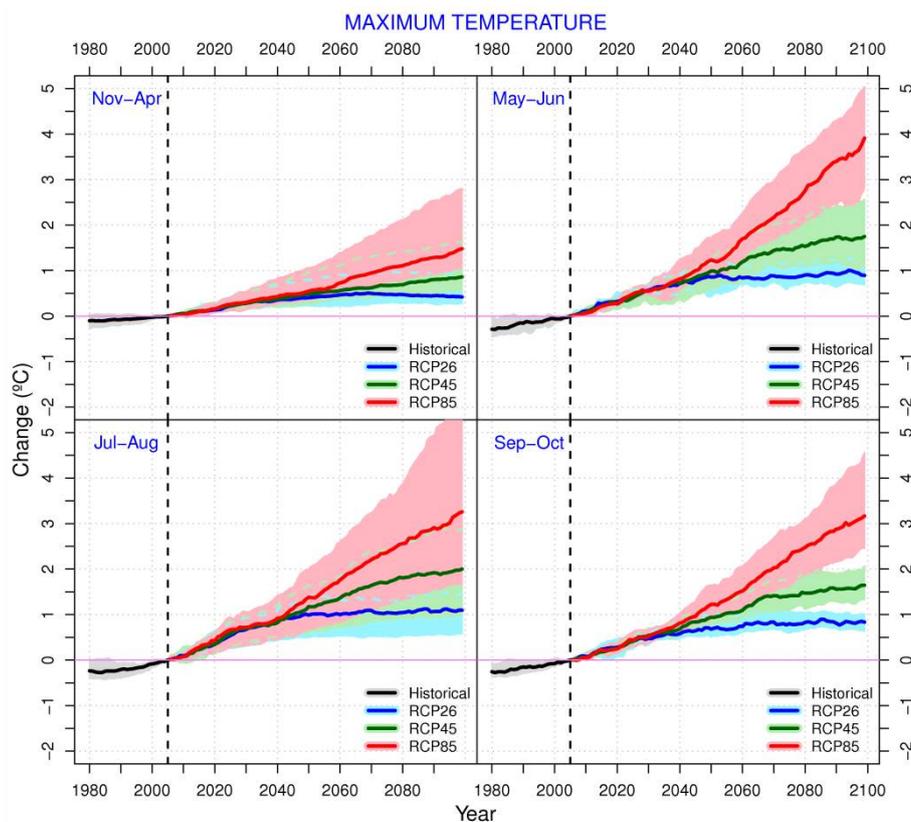


Figura 5. Incrementos de temperatura máxima esperados para: estación seca (noviembre-abril), periodo de Primavera (mayo-junio), periodo de Canícula (julio-agosto) y periodo de Postrera (septiembre-octubre) para cada uno de los RCPs (26, 45, 85) a lo largo del siglo XXI. Los incrementos esperados se muestran como la mediana de todos los modelos para un mismo RCP (líneas) y la desviación estándar correspondiente (zonas sombreadas).

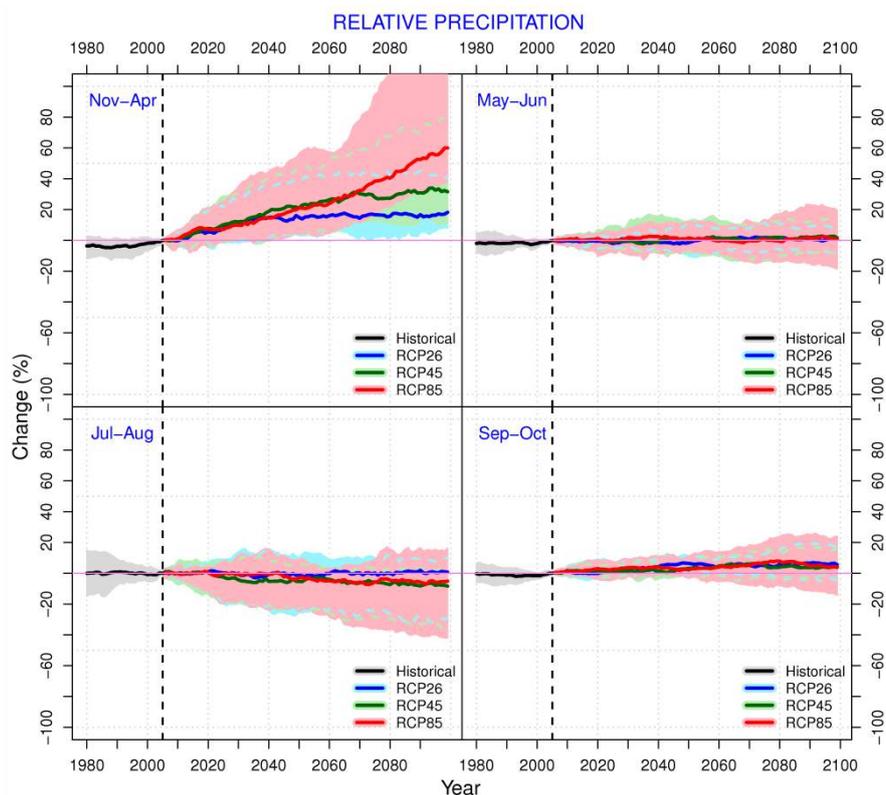


Figura 6. Incrementos relativos de precipitación esperados para: estación seca (noviembre-abril), periodo de Primera (mayo-junio), periodo de Canícula (julio-agosto) y periodo de Postrera (septiembre-octubre) para cada uno de los RCPs (26, 45, 85) a lo largo del siglo XXI. Los incrementos esperados se muestran como la mediana de todos los modelos para un mismo RCP (líneas) y la desviación estándar correspondiente (zonas sombreadas).

Modelo	Instituto	País
<b>BCC- CSM1-1</b>	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	China
<b>HADGEM2- CC</b>	Met Office Hadley Centre (MOHC)	United Kingdom
<b>CNRM- CM5</b>	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS)	France
<b>CanESM2</b>	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CC-CMA)	Canada
<b>NorESM1- M</b>	Norwegian Climate Centre (NCC)	Norway
<b>MPI-ESM- MR</b>	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)	Germany
<b>MRI- CGCM3</b>	Meteorological Research Institute (MRI)	Japan
<b>MIROC- ESM- CHEM</b>	AORI (Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo), NIES (National Institute for Environmental Studies), JAMSTEC (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)	Japan
<b>GFDL- ESM2M</b>	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA GFDL)	USA

Tabla 1. RELACIÓN DE LOS GCMs UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO.

## 6. REFERENCIAS

Giorgi F, Francisco R (2001) *Uncertainties in the prediction of regional climate change*. Global Change and Protected Areas 9:127–139

Murphy J (1999) *An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate*. J Climate 12:2256–2284

Ribalaygua, J., Torres, L., Pórtoles, J., Monjo, R., Gaitán, E. and Pino, M.R. (2013) *Description and validation of a two-step analog/regression downscaling method*. Theoretical and Applied Climatology, Volume 114, Issue 1-2, pp 253-269. Doi: 10.1007/s00704-013-0836-x. URL: <http://link.springer.com/article/10.1007/s00704-013-0836-x>

Von Storch V (1994) *Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research*. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report no. 122, Hamburg

Wilby RL, Wigley TML (1997) *Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations*. Prog Phys Geogr 21:530–548

Wilby RL, Wedgbrow CS, Fox HR (2004) *Seasonal predictability of the summer hydrometeorology of the River Thames, UK*. J Hydrol 295:1–16

## STATISTICAL DOWNSCALING OF SUMMER PRECIPITATION IN COLOMBIA

Reiner PALOMINO-LEMUS<sup>1,2</sup>, Samir CÓRDOBA-MACHADO<sup>1,2</sup>,  
Sonia Raquel GÁMIZ-FORTIS<sup>1</sup>, Yolanda CASTRO-DÍEZ<sup>1</sup>,  
María Jesús ESTEBAN-PARRA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Department of Applied Physics, University of Granada, Granada, Spain

<sup>2</sup> Technological University of Chocó, Colombia

rpalomino@ugr.es, scordobam1@ugr.es, srgamiz@ugr.es, ycastro@ugr.es, [esteban@ugr.es](mailto:esteban@ugr.es)

### ABSTRACT

In this study an statistical downscaling (SD) model using principal component regression (PCR) for simulating summer precipitation in Colombia during the period 1950-2005, has been build, and the climate projections during the 2071-2100 period by applying the obtained SD model have been obtained. For these ends the PCs of the SLP reanalysis data from NCEP were used as predictor variables and the observed gridded summer precipitation as predictand variables. The period 1950-1993 was utilized for calibration and 1994-2010 for validation. The Bootstrap with replacement was applied to provide estimations of the statistical errors. All models perform reasonably well at the regional scales, and the spatial distribution of the correlation coefficients between predicted and observed gridded precipitation values show high values (between 0.5 and 0.93) along Andes range, north and north Pacific of Colombia.

The ability of the MIROC5 GCM to simulate the summer precipitation in Colombia, for present climate (1971-2005), has been analyzed by calculating the differences between the simulated and observed precipitation values. The simulation obtained by the GCM strongly overestimates the precipitation along a horizontal sector through the center of Colombia, especially important at the east and west of the country. However, the SD model applied to the SLP of the GCM shows its ability to faithfully reproduce the rainfall field. Finally, in order to get summer precipitation projections in Colombia for the period 1971-2100, the downscaling model, recalibrated for the total period 1950-2010, has been applied to the SLP output from MIROC5 model under the RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 scenarios. The changes estimated by the SD models are not significant under the RCP2.6 scenario, while for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios a significant increase of precipitation appears regard to the present values in all the regions, reaching around the 27% in the NC region under the RCP8.5 scenario.

**Keywords:** Statistical downscaling, Precipitation, Principal component regression, Climate change, Colombia.

### RESUMEN

En este trabajo se ha construido un modelo de downscaling estadístico (DS) usando el método de regresión de componentes principales (PCR) para simular la precipitación de verano en Colombia durante el periodo 1950-2005, y se han obtenido sus proyecciones durante el periodo 2071-2100 aplicando el modelo obtenido. Para ello, se han usado las PCs de los datos de SLP de reanálisis del NCEP como variables predictoras y las series de precipitación observada en cada punto de rejilla como predictando. El periodo 1950-1993 ha sido utilizado

para calibración y el 1994-2010 para validación. Para proporcionar estimaciones del error estadístico, se ha aplicado el método de Bootstrap con reemplazo. Todos los modelos representan razonablemente bien la precipitación a escala regional, y la distribución espacial de los coeficientes de correlación entre las series de valores predichos y observados en rejilla, muestra altos valores (entre 0.5 y 0.93) a lo largo de la cadena de los Andes, norte y Pacífico norte de Colombia.

Se ha analizado la habilidad del GCM MIROC5 para simular la precipitación de verano en Colombia para clima presente (1971-2005), calculando las diferencias entre los valores de precipitación simulados y observados. La simulación obtenida por este GCM sobrestima fuertemente la precipitación a lo largo de una franja horizontal que atraviesa el centro de Colombia y resulta especialmente importante al este y al oeste del país. Sin embargo, el modelo de SD muestra su habilidad para reproducir fielmente el campo de precipitación. Finalmente, para obtener proyecciones de la precipitación de verano en Colombia para el periodo 1971-2100, el modelo de SD, recalibrado para el periodo total 1950-2010, se ha aplicado a las salidas de SLP del modelo MIROC5 bajo los escenarios RCP2.6, RCP4.5 y RCP8.5. Los cambios estimados por los modelos de SD bajo el escenario RCP2.6 no resultan significativos en ninguna región, mientras que para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 se muestra un incremento significativo respecto a los valores observados en clima presente en todas las regiones que alcanza el 27% en la región norte-centro bajo el escenario RCP8.5.

**Palabras clave:** Downscaling estadístico, Precipitación, Regresión de componentes principales, Cambio climático, Colombia.

## 1. INTRODUCTION

Global Climate Models (GCMs) are the most appropriate tools for modeling future global climate change. Changes in precipitation at local and regional scales remain a challenge for the current GCMs. Despite a significant advance in computing capacities, the spatial resolution of GCMs usually is not able to reliably provide future changes in the simulated precipitation (IPCC, 2007; Wilby et al., 2004).

At regional scale, the interaction between the topography and the atmospheric circulation has a strong influence on the climate variability. Colombia is located in a topographically complex area in the northwestern South America, where the meridional migration of the ITCZ along with the Andes mountain range has a significant influence on the Colombian rainfall. The main characteristics of the atmospheric circulation associated with intense precipitation events in this region, directly and indirectly affect economy, ecosystems and society (Alexander et al., 2002; Barsugli and Sardeshmukh, 2002).

Many recent published studies about precipitation forecasting at local scale, have focused on application of statistical downscaling (SD) (Wilby et al., 2004; Christensen et al., 2007; Maraun et al., 2010 ). The idea of SD is to generate estimates of regional or local climate variables derived from larger-scale predictor variables. Some of the most commonly used methods include Principal Component Regression (PCR) and Partial Least Squares Regression (PLS). Several studies have suggested SD as an instrument in seasonal rainfall forecasts particularly for Colombia (Eden et al., 2014).

The main aims of this study are to build an SD model using PCR for simulating seasonal precipitation in Colombia during the period 1950-2005, and to obtain climate projections of seasonal precipitation in Colombia during the period 2071-2100 by applying the SD model.

## 2. DATA

The database used in this study include the monthly precipitation data for Colombia in the period 1950–2010, provided by the Global Precipitation and Climatology Center (GPCC, version 6.0). This database consists of a  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  grid.

As predictor variable, the mean monthly sea level pressure (SLP) available from the National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR reanalysis project), which has a horizontal grid scaling of  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (Kalnay et al., 1996), has been used.

The datasets comprise the gridded June-July-August (JJA) total values for each year covering the area  $5.25^\circ\text{S}$ – $12.75^\circ\text{N}$ ,  $80.25^\circ\text{W}$ – $6.25^\circ\text{W}$ , for precipitation, and the average summer values in the area  $30^\circ\text{S}$ – $30^\circ\text{N}$ ,  $180^\circ\text{W}$ – $30^\circ\text{W}$  for SLP (Figure 1).

In addition, four target regions for the precipitation in Colombia were selected:

- (1) Northwestern Colombia region (NWC) [ $8.25^\circ\text{N}$ – $4.25^\circ\text{N}$ ,  $78.25^\circ\text{W}$ – $76.25^\circ\text{W}$ ].
- (2) Southwestern Colombia region (SWC) [ $4.25^\circ\text{N}$ – $1.25^\circ\text{S}$ ,  $78.25^\circ\text{W}$ – $76.25^\circ\text{W}$ ].
- (3) Northern Colombia region (NC) [ $14.75^\circ$ – $8.25^\circ\text{N}$ ,  $77.75^\circ\text{W}$ – $71.25^\circ\text{W}$ ].
- (4) Northcenter Colombia region (NCC) [ $8.25^\circ$ – $4.25^\circ\text{N}$ ,  $75.75^\circ$ – $71.75^\circ\text{W}$ ].

For each region, the average total rainfall of summer (JJA) along the 61-yr period, from 1950 to 2010, were generated from GPCC data.

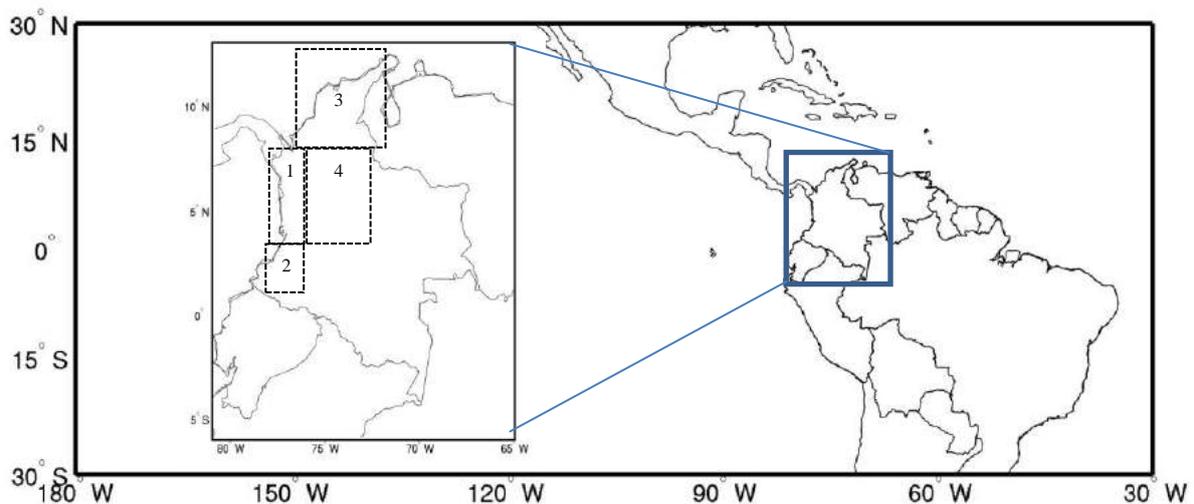


Fig. 1: Region used for the SLP analysis, Colombian precipitation area and selected regions for the precipitation study.

The model data used are that from the MIROC5 model, obtained from the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5), (Watanabe et al., 2010). The model data include historical atmospheric concentrations and future projections for representative concentration pathways (RCPs) RCP2.6, RCP4.5, and RCP8.5 (Moss et al., 2010; Taylor et al., 2012). The historical experiments cover from 1850 to 2005. In this study, the period 1971-2000 is used as representative of the present climate, while, for future climate the period 2071-2100 is considered.

### 3. METHOD

In this work the spatio-temporal variability of SLP reanalysis data from NCEP has been analyzed using principal component analysis (PCA). The main variability modes and their relationship with Colombian precipitation have been found by applying correlation analysis between the PCs of the SLP and the summer rainfall in Colombia. We use the non parametric bootstrap technique (Stine, 1985; Li and Smith, 2009) to assess the robust correlations between the main leading PCs and JJA rainfall. This is done by resampling, 1000 times, each PC series and the JJA rainfall with replacement, and then determining if the resulting correlation is significant. The regions with 95% of the 1000 resampled correlations significant at the 0.05 level are obtained.

When the significant PCs of SLP are selected, the PCR method has been applied to model the summer precipitation. The periods 1950-1993 and 1994-2010 were utilized as calibration and validation ones, respectively. The Bootstrap with replacement was applied to provide estimations of the statistical errors.

The ability of the MIROC5 model to simulate the summer precipitation in Colombia, for present climate (1971-2005), has been analyzed by calculating the differences between the simulated and observed precipitation values. Finally, in order to get summer precipitation projections in Colombia for the period 2071-2100, the downscaling model, recalibrated for the total period 1950-2010, has been applied to the SLP output from MIROC5 model under the RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 scenarios.

### 4. RESULTS

#### 4.1 SLP modes and relationship with precipitation

The leading modes of variability for seasonal JJA SLP values obtained from PCA of the reanalysis data in the period 1950-2010, explain 81.76% of the total variance. Figure 2 shows the spatial patterns (EOFs) of these modes.

EOF1 explains the majority (46.85%) of the variance in SLP, showing a spatial pattern that collects the variability of almost the whole tropical Pacific Ocean included in this study, with a positive correlation center located in the west of South America.

The second EOF, which explains 11.93% of the SLP variance, exhibits a more complex structure with positive and negative correlation centers. Figure 2 shows for this pattern high positive loading factors extending along Central and South America, together with another center of negative values located in the southwestern of the region under study.

EOF3 (8.56% of variance), exhibits two centers with opposite sign located at the Atlantic zone and the central tropical Pacific, respectively.

EOF4, EOF5, and EOF6 (6.47%, 4.13% and 3.82%, respectively) only account for a 14.43% of the SLP variance, and show different action centers over the region.

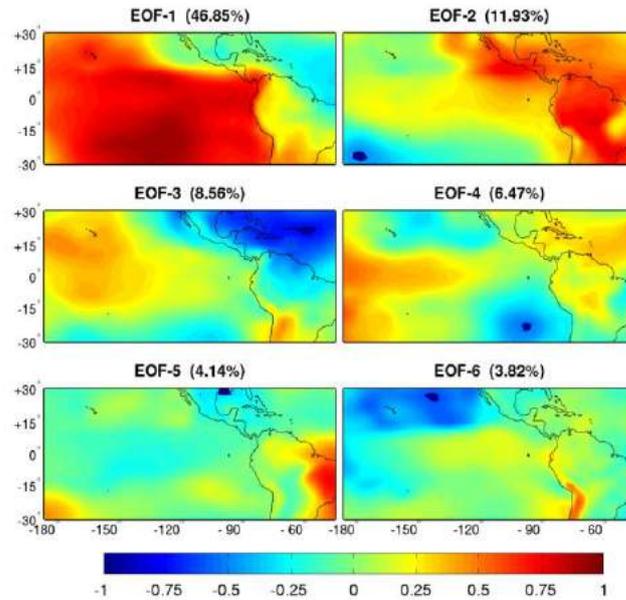


Fig. 2: Loading factors for the six variability modes of the summer SLP reanalysis data in the period 1950-2010.

The links between each of these SLP modes and summer rainfall is illustrated in Figure 3, which shows the correlations between individual gridpoint rainfall time series and each mode. The correlation map for PC1 shows a wide band of significant high positive values from the southwest to the north of Colombia, covering the Andes range. These positive correlations indicate that positive SLP anomalies are related to positive anomalies of precipitation. For PC2 the correlation map displays significant negative values located at the southwest, over the Andes Mountains, and the north of Colombia. Correlations for the PC3 present two opposite significant centers, sited to the north (positive) and to the south (negative), respectively. The correlation maps for PC4, PC5, and PC6 show disperse positive and negative low values over Colombia.

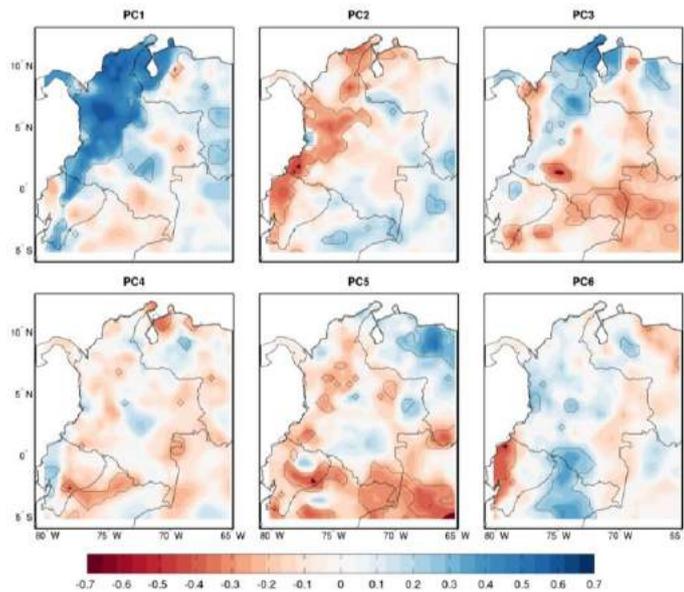


Fig. 3: Correlation patterns between JJA rainfall and the six leading PCs from SLP. Significant regions at 95% confidence level are contoured.

The relationships between the regional rainfall and the PCs from the SLP, have been analyzed by calculating the correlation coefficients after detrending the time series. The PC1 presents a strong link with the precipitation in all the regions, with significant values from 0.52 in the SWC region, to 0.70 in NC region. PC2 exhibits lower but significant negative values that reach -0.34 in the SWC region. However, the PC3 shows moderate significant values only with the precipitation of the NC and SC regions.

The results obtained highlight that only the first three variability modes of the SLP have a significant influence on the summer Colombian precipitation. So, only these three modes will be considered for the development of the downscaling models.

#### 4.2 Principal component regression models for precipitation

Principal component regression (PCR) method is used to obtain the forecasting model for rainfall. For this analysis, we retain the first three modes (see Section 4.1) of SLP variability. The method for developing is calibration and validation, which uses the training period 1950-1993 as calibration period, and the period 1994-2010 to verify the model. The aim is to develop a robust model that provides a downscaled prediction for rainfall given a predicted large-scale SLP field.

Figure 4 shows the comparison between observed JJA rainfall amounts and the predicted for each of the four regions using the PCR models. The PCR skill models has been assessed by calculating the correlation coefficients ( $r$ ) between the predicted and observed rainfall and the ratio of RMSE to the climatology of JJA rainfall ( $\rho$ ). In general, there is a good performance of the models in the training period that is maintained or even increased during the subsequent verification period. All models perform reasonably well at the regional scales being the correlation values between predicted and observed series all highly significant at 95% confidence level. The values in the validation period range between  $r = 0.61$  in the NWC region and  $r = 0.83$  in the NCC region, and between  $\rho = 10.20\%$  in the NCC region and  $\rho = 16.15\%$  in the NC region.

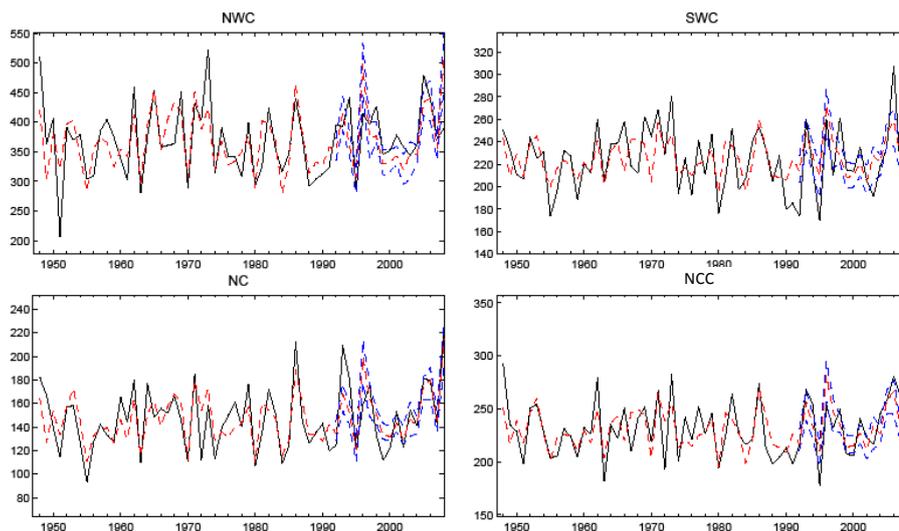


Fig. 4: Predicted (dashed red line) vs observed JJA rainfall amounts (black line) for each of the four regions. The results for 1950–1993 correspond to the training period, while the results for 1994–2010 correspond to the validation period. The dashed blue lines are upper and lower bands of the 95% confidence interval for the verified predictions estimated using 1000 bootstrap replications.

To detect where this downscaling technique is most useful, we have also used the gridded rainfall data, and the correlations between observed and predicted rainfall in each point of the grid have been computed. Figure 5 provides an illustration of the relative contribution of each of the three PCs of the SLP to PCR models for the estimations of the gridded summer rainfall totals. The spatial distribution of the correlation coefficients (Fig. 5) shows high values (between 0.5 and 0.93) along Andes range, north and north Pacific of Colombia.

### 4.3 Application to climate change simulations

We apply the downscaling models to SLP data derived from the MIROC5 model simulations for both the present (1971-2000) and future (2071-2100) climate under the RCP2.6, RCP 4.5 and RCP8.5 scenarios.

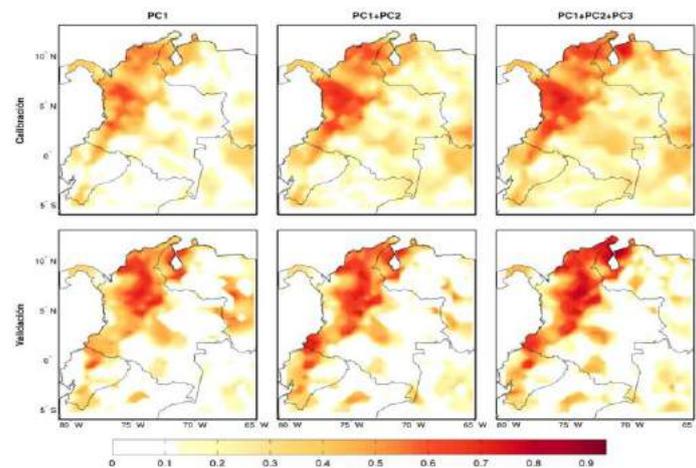


Fig. 5: Spatial distribution of the correlation coefficients between observed and predicted rainfall in each grid point estimated by PCR models using the PC1, PC1+PC2, and PC1+PC2+PC3 of the SLP, for calibration and validation periods.

Figure 6 presents the observed precipitation field and the estimated from the downscaling method in the calibration period (1950-1993, Fig. 6a and Fig. 6d, respectively) and in the validation period (1994-2010, Fig. 6b and Fig. 6e, respectively). The simulated precipitation by the MIROC5 model and the estimated by the SD model applied to the SLP of this GCM, are also shown in Figure 6c and Figure 6f, respectively, for the common period 1971-2000. In general, the PCR models fairly good simulate the precipitation in Colombia, for both calibration and validation periods. The simulation obtained by the GCM strongly overestimates the precipitation along a horizontal sector through the center of Colombia, specially important at the east and west of the country. However, the SD model applied to the SLP of the GCM, shows its ability to faithfully reproduce the rainfall field.

In order to identify the potential impact of the climate change, the results obtained by applying the SD models to the SLP of MIROC5 under the RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 scenarios are shown in Table 1 for each of the regions. The results indicate that the SD summer precipitation represent fairly good the observed precipitation (1971-2000), showing no significant differences, below 3% in most cases. However, the GCM simulation presents a significant overestimation around 51%, 55%, 139% and 72% in the NWC, SWC, NC and NCC regions, respectively.

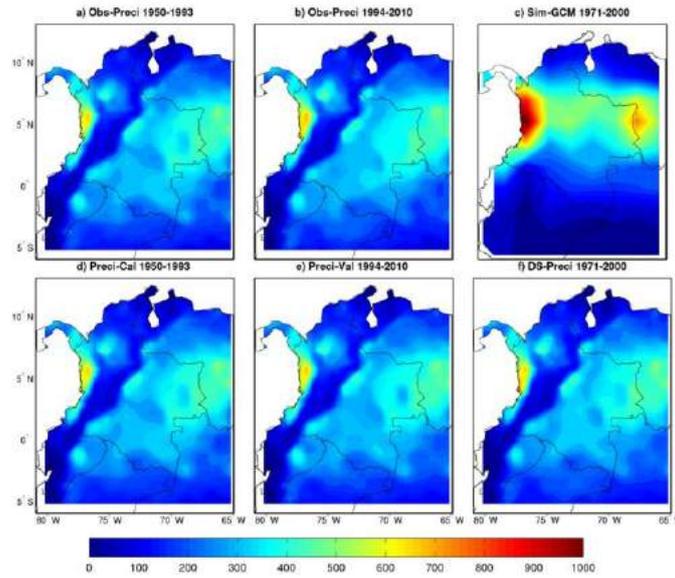


Fig. 6: Spatial distribution of a) observed and d) estimated precipitation (in mm) during the calibration period. The same for the validation period, b) observed precipitation, e) estimated precipitation by SD model. c) Simulated precipitation by MIROC5 model, and f) simulated precipitation by SD model applied to the SLP of MIROC5, during the period 1971-2000.

	1971-2000			2071-2100					
	(mm)	Diff. (mm)	Diff. (%)	RCP2.6 (mm)	Diff. (%)	RCP4.5 (mm)	Diff. (%)	RCP8.5 (mm)	Diff. (%)
<b>NWC region</b>									
Obs.	368.66								
GCM	557.11	188.45	51.12	565.05	53.27	562.69	52.63	565.55	53.41
SD NCEP	368.75	0.09	0.02						
SD GCM	367.72	-0.95	-0.26	376.78	2.20	424.66	15.19	443.18	20.21
<b>SWC region</b>									
Obs.	223.77								
GCM	347.69	123.92	55.38	357.56	59.79	360.99	61.32	370.13	65.41
SD NCEP	223.15	-0.62	-0.28						
SD GCM	220.47	-3.30	-1.48	218.76	-2.24	237.76	6,25	242.55	8.39
<b>NC region</b>									
Obs.	146.06								
GCM	348.46	202.40	138.57	334.18	128.80	334.48	129.00	323.20	121.28
SD NCEP	145.77	-0.29	-0.20						
SD GCM	150.93	4.87	3.34	150.75	3.21	175.96	20.47	185.82	27.22
<b>NCC region</b>									
Obs.	230.29								
GCM	395.29	164.99	71.65	366.73	59.25	358.95	55.87	347.49	50.89
SD NCEP	231.74	1.44	0.63						
SD GCM	235.79	5.50	2.39	235.57	2.29	260.99	13.33	270.60	17.50

TABLE 1: REGIONAL MEAN JJA RAINFALL SHOWING A COMPARISON BETWEEN OBSERVED, GCM SIMULATED, AND DOWNSCALED PRECIPITATION VALUES,

**FOR BOTH THE PRESENT (1971–2000) AND FUTURE (2071–2100) PERIODS UNDER THE DIFFERENT CLIMATE CHANGE SCENARIOS.**

The changes estimated by the SD models in the future are not significant under the RCP2.6 scenario, while for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios a significant increase of precipitation appears regard to the observed values at present in all the regions, reaching around the 27% in the NC region under the RCP8.5 scenario. Whereas the forecasted values by the GCM show an increase that reach 129% in the NC region, under the RCP4.5 scenario, with light differences respect to observed values between different scenarios. For the case of precipitation gridded data, the results are in accordance with the obtained from the regional study.

## **5. CONCLUSIONS**

In this study a statistical downscaling method has been developed to obtain the summer precipitation in Colombia using the SLP as predictor variable. The PCA applied to the seasonal JJA SLP reanalysis data from NCEP show the existence of six leading variability modes that account for an 81.76% of the variance. The analysis of the correlations between their corresponding PCs and the summer precipitation in each gridded point and in each region, shown that only the first three modes (67.34% of the variance) have significant influence (at 95% confidence level) on summer Colombian precipitation, so the first three PCs were considered for the development of SD models. The PCR skill models show a good performance with correlations coefficients between 0.5 and 0.93 along Andes range, north and north Pacific of Colombia in the validation period, and regionally, between 0.61 in the NWC region, and 0.83 in the NCC region.

The summer precipitation in Colombia calculated from SD models applied to the SLP data derived from the MIROC5 model, has been compared with the observed and the forecasted values by the GCM model in present climate (1971-2000). This comparison clearly shows that the simulation obtained by the GCM strongly overestimates the precipitation along a horizontal sector through the center of Colombia, specially important at the east and west of the country. However, the SD model applied to the SLP of the GCM, shows its ability to faithfully reproduce the rainfall field.

The changes estimated by the SD models in the future (1971-2100) under different scenarios are not significant under the RCP2.6 scenario, while for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios a significant increase of precipitation appears regard to the present values in all the regions, reaching around the 27% in the NC region under the RCP8.5 scenario. Whereas the forecasted values by the GCM show an increase that reach 129% in the NC region, under the RCP4.5 scenario, with light differences respect to observed values between different scenarios. For the case of precipitation gridded data, the results are in accordance with the obtained from the regional study.

## **6. ACKNOWLEDGEMENTS**

Technological University of Chocó (UTCH) and COLCIENCIAS-Colombia by supported to R. Palomino-Lemus and S. Córdoba-Machado under a scholarship. The Spanish Ministry of Science and Innovation, with additional support from the European Community Funds (FEDER), project CGL2010-21188/CLI and the Regional Government of Andalusia, project P11-RNM-7941, which had financed this study.

## 7. REFERENCES

- Alexander, M.A.; Blade, I.; Newman, M.; Lanzante, J. R.; Lau, N.C. and Scott, J. D. (2002). “The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans”. *J. Climate*, 15, 2205–2231.
- Barsugli, J.J. and Sardeshmukh, P.D. (2002). “Global atmospheric sensitivity to tropical SST anomalies throughout the Indo-Pacific basin”. *J. Climate*, 15, 3427–3442.
- Christensen, J.H., Hewitson, B.; Busuioc, A.; Chen, A.; Gao, X., Held, I.; Jones, R.; Kolli, R.K., Kwon, W.-T.; Laprise, R., Magaña Rueda, V.; Mearns, L.; Menéndez, C.G.; Räisänen, J.; Rinke, A.; Sarr, A. and Whetton, P. (2007). Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Eden, J.M. and Widmann, M. (2014). “Downscaling of gcm-simulated precipitation using model output statistics”. *J. Climate*, 27, 312–324.
- IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Li, Y. and Smith, I. (2009). “A statistical downscaling model for southern Australia winter rainfall”. *J. Climate*, 22, 1142–1158,
- Maraun, D.; Wetterhall, F.; Ireson, A.; Chandley, R.; Kendon, E.; Widmann, M.; Brienen, S.; Rust, H.W.; Sauter, T.; Themeßl, M.; Venema, V.K.C.; Chun, K.P.; Goodess, C.M.; Jones, R.G.; Onof, C.; Vrac, M. and Thiele-Eich, I. (2010). “Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user”. *Rev. Geophys.*, 48, RG3003, doi:10.1029/2009RG000314.
- Moss, R.H.; Edmonds, J.A.; Hibbard, K.A.; Manning, M.R.; Rose, S.K.; van Vuuren, D.P.; Carter, T.R.; Emori, S.; Kainuma, M.; Kram, T.; Meehl, G.A.; Mitchell, J.F.; Nakicenovic, N.; Riahi, K.; Smith, S.J.; Stouffer, R.J.; Thomson, A.M.; Weyant, J.P. and Wilbanks, T.J. (2010). “The next generation of scenarios for climate change research and assessment”. *Nature*, 463, 747–756,
- Stine, R.A. (1985). “Bootstrap prediction intervals for regression”. *J. Amer. Stat. Assoc.*, 80, 1026–1031.
- Taylor, K.E.; Stouffer, R.J. and Meehl, G.A. (2012). “An overview of CMIP5 and the experiment design”. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Watanabe, M.; Suzuki, T.; O’ishi, R.; Komuro, Y.; Watanabe, S.; Emori, S.; Takemura, T.; Chikira, M.; Ogura, T.; Sekiguchi, M.; Takata, K.; Yamazaki, D.; Yokohata, T.; Nozawa, T.; Hasumi, H.; Tatebe, H. and Kimoto, M. (2010). “Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity”. *J. Climate*, 23, 6312–6335.
- Wilby, R.L.; Charles, S.P.; Zorita, E.; Timbal, B.; Whetton, P. and Mearns, L.O. (2004). Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis Rep., 27 pp.

# VALIDACIÓN DE LOS PATRONES DE SLP DEL PACÍFICO TROPICAL EN MODELOS DEL CMIP5

Reiner PALOMINO-LEMUS<sup>1,2</sup>, Samir CÓRDOBA-MACHADO<sup>1,2</sup>,  
Sonia Raquel GÁMIZ-FORTIS<sup>1</sup>, Yolanda CASTRO-DÍEZ<sup>1</sup>,  
María Jesús ESTEBAN-PARRA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Department of Applied Physics, University of Granada, Granada, Spain

<sup>2</sup> Technological University of Chocó, Colombia

scordobam1@ugr.es, rpalomino@ugr.es, srgamiz@ugr.es, ycastro@ugr.es, esteban@ugr.es.

## RESUMEN

En este estudio se ha llevado a cabo una validación de las simulaciones del campo de SLP en la zona del Pacífico tropical, obtenidas en los experimentos históricos de 40 modelos del Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5), mediante su comparación con los campos de SLP de los datos de reanálisis del NCEP y observacionales HadSLP2, en el periodo 1950-2004. Para ello se ha aplicado el análisis de componentes principales para obtener los modos principales de variabilidad (EOFs) a partir de las simulaciones de los modelos y se han comparado con los calculados a partir de los datos observacionales usando el diagrama de Taylor y comprobando las varianzas del campo de la SLP explicadas por cada modo en cada modelo. En general, los dos primeros modos de variabilidad de la SLP se reproducen fielmente por todos los modelos, en particular por los modelos CNRM-CM5, CMCC-CMS y HadGEM2-CC, mientras que el modelo CESM1(CAM5) es el que proporciona peores resultados. Así, los resultados muestran que los modelos proporcionan una adecuada representación de la variabilidad intraanual de la SLP asociada al primer modo de variabilidad de la SLP obtenido a partir de los datos del NCEP y del HadSLP2 en el Pacífico central, caracterizado por un patrón de fuertes correlaciones positivas entre 10°S–10°N y 140°W–90°W, vinculado con El Niño, con varianzas entre el 17% y el 30%, según el modelo. También representan de forma apropiada la variabilidad asociada al segundo modo, caracterizado por un fuerte núcleo de correlaciones positivas situadas sobre el Pacífico tropical occidental, entre los 120°E–165°W, y otro pequeño centro también de correlaciones positivas, aunque mucho más débiles sobre el continente suramericano, ligado al de la Oscilación del Sur, con varianzas entre el 12% y el 23%, según el modelo. La capacidad de los modelos para reproducir los modos principales de variabilidad de la SLP sienta las bases para su utilización en modelos de downscaling estadístico que usan la SLP como variable predictora.

**Palabras clave:** SLP del Pacífico tropical, Modelos del CMIP5, ENSO, PCA, Diagrama de Taylor.

## ABSTRACT

In this study, the Tropical Pacific SLP field simulated in the pre-industrial historical experiments of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) has been validated by comparing it with the SLP from NCEP reanalysis and HadSLP2 data, in the

period 1950-2004. For this end, principal modes of variability (EOFs) obtained from the simulations by Principal Component Analysis, have been compared with those calculated from observational data through the use of Taylor diagrams along with the SLP variance accounted by the different modes. In general, the two first modes of SLP variability are accurately reproduced by the models, particularly for the CNRM-CM5, CMCC-CMS and HadGEM2-CC models, meanwhile the CESM1(CAM5) model can be considered as the worst. So, the results show for the models a suitable representation of the intrannual SLP variability associated with the first leading SLP pattern from the NCEP and HadSLP2 datasets in the central Pacific, characterized by a strong correlation pattern between 10°S–10°N and 140°W–90°W, linked to El Niño, with variances between 17% and 30%, depending on the model. They also represent appropriately the variability associated with the second mode, characterized by a strong core of positive correlations located over the western tropical Pacific between 120°E–165°W, and a small center also with positive correlations, although much weaker on the South American continent, linked to the Southern Oscillation, with variances between 12% and 23%, depending on the model. The ability of these models to reproduce the leading modes of the SLP variability provides the basis to be used in statistical *downscaling* models utilizing SLP as a predictor variable.

**Keywords:** Tropical Pacific SLP, CMIP5 models, ENSO, PCA, Taylor diagram.

## 1. INTRODUCCIÓN

En la actualidad se continúan haciendo importantes esfuerzos de cooperación entre las diferentes comunidades científicas que trabajan en el desarrollo de modelos climáticos, cada vez más sofisticados, con el objetivo de mejorar la comprensión del sistema climático y predecir las futuras condiciones climáticas, utilizando, para ello, los modelos acoplados océano-atmósfera (AOGCM o GCM) (Taylor et al., 2009). Desafortunadamente los modelos no son perfectos, y por lo tanto, antes de utilizar sus salidas es necesario valorar su exactitud. En primer lugar el sistema climático es tan complejo que todos los modelos tienen que hacer algunas suposiciones, cuyos resultados difieren unos de otros, incluso para pequeños cambios de los componentes de forzamiento radiativo (Covey et al., 2000). Además, es importante hacer notar que un modelo que reproduce con éxito el clima actual no garantiza una simulación fiable del clima en el futuro, debido a que su evolución no tiene porqué ser lineal. En este sentido, el uso de técnicas complejas para la validación de las salidas de los GCMs, como los métodos multivariantes, adquieren interés, ya que estas técnicas son capaces de tomar en cuenta múltiples características simultáneamente.

Un paso previo a la obtención de proyecciones de cambio climático es la evaluación sistemática de los modelos a través de comparaciones con los datos instrumentales o de reanálisis. Es importante notar que, aunque la capacidad de los modelos climáticos que se están utilizando actualmente para simular el clima ha mejorado significativamente, los errores y las incertidumbres asociados a las observaciones siguen siendo un problema en el análisis de las diferencias resultantes (Frost et al., 2011). Otra fuente de incertidumbre en los modelos es de origen antropogénico, en relación con los aerosoles y sus efectos en procesos radiativos ya sea directa o indirectamente (Lohmann et al., 2010).

La evaluación de la capacidad de los modelos climáticos para simular variables climáticas a nivel regional y global, en diferentes escalas de tiempo, ha sido estudiada recientemente por muchos autores (Su et al., 2013; Casado y Pastor, 2012; Nieto y Rodríguez Puebla, 2006). Por ejemplo, Casado y Pastor (2012) evaluaron la capacidad de 16 modelos para simular patrones

de variabilidad atmosférica dominantes sobre la región euro-atlántica en invierno, y Benestad (2004) compara las tendencias de la temperatura del aire simulada por los GCMs con las observadas en el norte de Europa. Las condiciones atmosféricas en el Pacífico tropical son un componente importante para entender y predecir las variaciones climáticas a nivel global. Estudiar el comportamiento de la circulación atmosférica general en el Pacífico tropical, y su variabilidad, es por tanto de gran importancia ya que muchos de los fenómenos atmosféricos asociados a esta franja latitudinal, afectan de manera directa o indirecta al clima, a los ecosistemas y, por consiguiente, a los procesos socioeconómicos de muchas regiones del mundo (Díaz y Markgraf, 2000).

Numerosos estudios han demostrado que la variabilidad generada por las interacciones océano-atmósfera en el Pacífico tropical, ligada a la presión a nivel del mar (SLP), tiene enormes implicaciones climáticas, sobre todo, en la mayoría de las regiones ubicadas en el sur de la costa oeste de América del Norte, los países de centro y América del Sur, Australia y oeste de Oceanía, mediante sus efectos condicionantes en las principales variables meteorológicas (Chang et al., 2007). La fuerte relación entre la SLP y la temperatura de la superficie del mar (SST) en esta región tiene impactos importantes en el comportamiento de la variabilidad climática extratropical de muchos otros lugares del planeta (Kim et al., 2012). Este estudio representa una contribución a la evaluación de la habilidad de los GCMs del CMIP5 para simular el campo de la SLP en la región del Pacífico tropical.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

En el presente estudio se han considerado datos de la SLP procedentes de dos bases diferentes; la primera de ellas es la base de datos de reanálisis del NCEP/NCAR. Estos datos están disponibles desde 1948 hasta el presente, con una resolución horizontal de  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  (Kalnay et al., 1996). La segunda es la base de datos de SLP del Hadley Centre, HadSLP2 (Allan y Ansell, 2006), que cuenta con una resolución horizontal de  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ , cubriendo el periodo 1850-2004.

Se han utilizado para su validación las simulaciones de SLP de 40 modelos del CMIP5 del IPCC-AR5. Estos modelos están listados en orden alfabético en las cabeceras de las Figuras 2 y 3, así como en el pie de la Figura 4. Las simulaciones utilizadas corresponden al período histórico, que comienza en 1850 y termina en el año 2005. Estas consideran emisiones antropogénicas y naturales, destacándose que, por primera vez, incluyen los cambios del uso y cobertura de suelo (Taylor et al., 2012). Para el presente trabajo, se han utilizado 55 años, cubriendo el periodo 1950-2004.

Por otra parte, el área de estudio para el análisis de la validación comprende la región entre  $30^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{N}$  y  $120^{\circ}\text{E}$ - $60^{\circ}\text{W}$ . Para facilitar la comparación entre las observaciones y las simulaciones, los datos de cada modelo han sido interpolados a las resoluciones espaciales de los datos del NCEP y HadSLP2.

Para cada conjunto de datos de SLP se han calculado las anomalías mensuales y se han eliminado las tendencias lineales. Con el objetivo de identificar los principales patrones de variabilidad de la SLP y verificar la capacidad de cada una de las simulaciones de los GCMs en reproducir estos patrones de circulación a gran escala en la región del Pacífico ecuatorial, se ha llevado a cabo un PCA sobre cada base de datos utilizando la matriz de correlaciones. Las Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs) obtenidas a partir de los diferentes análisis pueden ser interpretadas como representaciones de los modos naturales o patrones recurrentes de variabilidad (Jolliffe, 2002). Por construcción los EOFs son ortogonales entre sí, teniendo,

tal ortogonalidad la ventaja de aislar los modos no correlacionados, pero algunas veces, esto también conlleva la creación de estructuras complejas que dificultan su interpretación física y espacial (Hannachi, 2006).

La rotación de los EOFs (REOFs) simplifica este problema en los patrones representados por los EOFs. Generalmente los REOFs tienen estructuras más simples y localizadas en comparación con los EOFs, ya que en la rotación de los factores de carga se pierden algunas propiedades geométricas de los EOFs en favor de una mejor interpretación. En este estudio se ha utilizado la técnica de rotación denominada Varimax, la cual transforma linealmente los patrones espaciales obtenidos en los EOFs y mejora la relación entre sus patrones espacio-temporales con los mecanismos físicos conocidos

Para el elegir el número óptimo de EOFs a retener para la rotación se ha empleado la Regla de North (North et al., 1982), encontrándose que sólo los cuatro primeros modos son significativos.

Por último, se han utilizado diagramas de Taylor (Taylor, 2001), para evaluar las principales diferencias entre los REOFs obtenidos a partir de la SLP del NCEP-NCAR y del HadSLP2, respecto a las simulaciones del CMIP5. Este diagrama permite resumir algunos parámetros estadísticos y comparar los resultados en varios modelos respecto a las observaciones, al mostrar sus coeficientes de correlación, la raíz del error cuadrático medio (RMSD), y la varianza total explicada por cada modo en comparación con la base de datos observacional.

### 3. RESULTADOS

La Figura 1 muestra la distribución espacial de los cuatro primeros REOFs obtenidos a partir de los datos del NCEP y del HadSLP2, mediante la representación de los factores de carga. Los cuatro modos de variabilidad significativos encontrados para el caso de la SLP del NCEP explican un 24.95%, 19.33%, 9.78% y 7.42% de la varianza, respectivamente, representando en conjunto el 61,48% de la varianza total de la SLP. Los cuatro primeros modos rotados correspondientes a los datos del HadSLP2 explican porcentajes similares de 23.41%, 17.31%, 10.02% y 8.04%, respectivamente, de la varianza total de los datos. A primera vista, la representación de los patrones espaciales del primer modo de variabilidad rotado (REOF1) del NCEP y del HadSLP2 es similar (Fig. 1), estando asociado a El Niño. El primer modo de variabilidad de la SLP de las bases de datos del NCEP y el HadSLP2, con un coeficiente de correlación entre los patrones espaciales de 0.98, exhiben un fuerte núcleo de correlación con valores positivos entre los 150°W-90°W, y débiles correlaciones negativas llegando a casi cero en el oeste del Pacífico tropical, siendo más pronunciado para el NCEP. Adicionalmente, se observa que el patrón de correlaciones para el REOF1 del NCEP en la zona que limita con la costa oeste ecuatorial de América del Sur, es más marcado que el del HadSLP2, presentando valores de correlación más pequeños a medida que se adentra en la zona continental. Por otro lado, el centro de correlaciones negativas es muy similar en ambas bases de datos, reanálisis y observacionales.

El porcentaje de varianza explicada por el segundo modo de variabilidad rotado (REOF2) en el NCEP (19.33%) es ligeramente superior que en el HadSLP2 (17.31%), presentando un patrón típico de la circulación de Walker. Este modo muestra un fuerte núcleo de correlaciones positivas sobre el Pacífico tropical occidental, entre 120°E y 165°W, y otro pequeño centro también de correlaciones positivas, aunque más débiles sobre el continente suramericano. En contraste, aparecen correlaciones negativas dividiendo estos centros de acción. Este patrón espacial es muy similar al de la Oscilación del Sur (Philander, 1989).

El REOF3 presenta un fuerte patrón de correlaciones positivas ubicadas sobre toda la zona continental y costa oeste del continente americano, el cual tiende a debilitarse a medida que se extiende sobre la franja ecuatorial hasta los 150°W, junto con dos centros de correlaciones negativas ubicados al norte, alrededor de los 15°N-140°E y al sur, por debajo de los 15°S.

Por otro lado, el cuarto modo de variabilidad explica un 7.42% de la varianza de la SLP en el NCEP y un 8.04% en el HadSLP2, mostrando un fuerte centro de correlaciones positivas por encima de los 10°N, entre los 130°E y los 120°W.

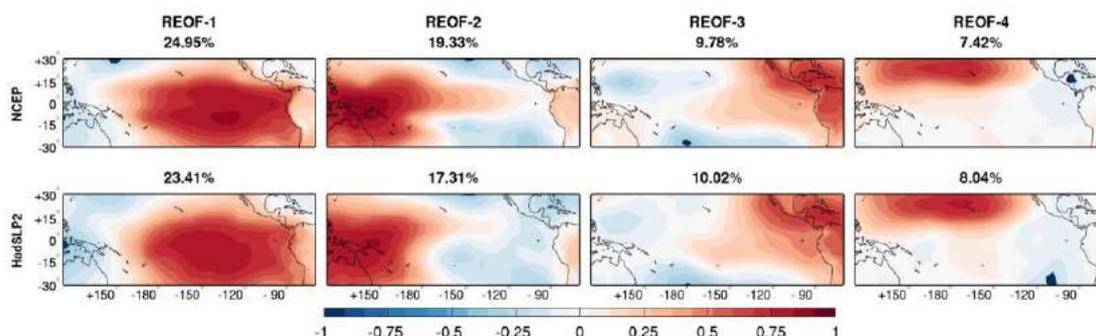


Fig. 1: Distribución espacial de los primeros cuatro modos de variabilidad rotados de la SLP del NCEP y del HadSLP, para el periodo 1950-2004.

Debido a que los dos primeros modos rotados, en ambas bases de datos (NCEP y HadSLP2) son los que explican el mayor porcentaje de la varianza total de los datos de SLP, además de ser los que se identifican claramente en todos los modelos considerados en este estudio, se ha restringido el análisis de la validación a estos dos primeros REOFs. Las Figuras 2 y 3 ilustran los patrones espaciales asociados al REOF1 y REOF2, respectivamente, mediante la representación de los factores de carga de estos dos primeros modos de variabilidad de las anomalías medias mensuales de SLP obtenidos a partir de las salidas de los 40 modelos del CMIP5. En la parte superior de cada panel se muestra entre paréntesis el porcentaje de varianza total explicada por cada modo para cada modelo, así como la identificación del mismo, en orden alfabético. Por otro lado, la Figura 4 muestra los diagramas de Taylor para comparar estos modos con los obtenidos de las bases de datos del NCEP y HadSLP2.

Los modelos analizados tienden a reproducir de manera razonable el campo espacial de correlación asociado al primer modo de variabilidad de la SLP (Fig. 2). Además, es posible observar que los modelos (m) CNRM-CM5, (l) CMCC-CMS y (B) HadGEM2-CC, son los que mejor reproducen la distribución espacial de los patrones de correlación para este modo del NCEP, con máximos coeficientes de correlación de 0.96 (Figura 4), como se aprecia en el diagrama de Taylor. El REOF1 del CNRM-CM5 y CMCC-CMS muestran un gran centro de correlaciones positivas con forma de óvalo muy similar pero más fuerte que del NCEP

Por su parte, los modelos que distorsionan en mayor grado los campos espaciales de correlación del primer modo de variabilidad, vienen encabezados por el (g) CESM1(CAM5), con una varianza total explicada del 26.5%, con correlaciones de 0.74 y 0.71, respecto al NCEP y el HadSLP2. El centro de correlaciones positivas ubicado en el Pacífico toma forma de lengua alargada llegando hasta la costa australiana. Además, la distribución espacial de estas correlaciones sobre el continente americano y el Caribe es relativamente mayor.

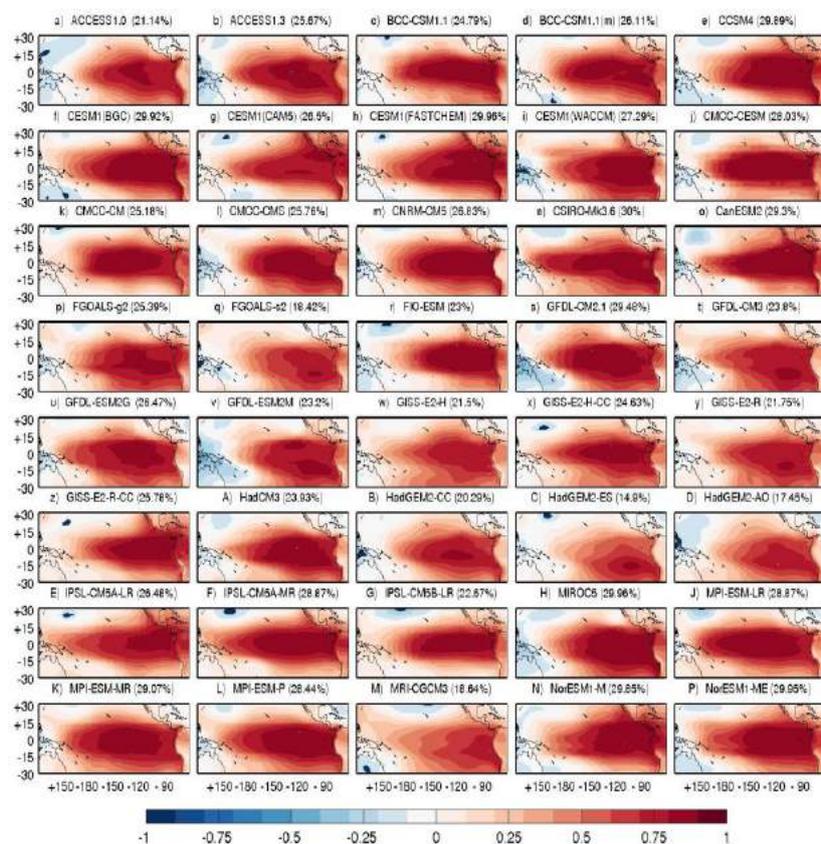


Fig. 2: Distribución espacial del REOF1 de la SLP obtenido a partir de las salidas de cuarenta modelos del CMIP5, durante el periodo 1950-2004.

Por otra parte, también se observa que algunas simulaciones tienden a distorsionar este patrón, mostrando estructuras irregulares no muy definidas en algunos casos. Aun así, todos los modelos logran obtener una buena representación de la distribución espacial del REOF1, en comparación con ambas bases de datos (NCEP y HadSLP2). Asimismo, en la mayor parte de los modelos, la varianza total explicada por el primer modo presenta valores superiores a las obtenidas en ambas bases de datos observacionales, siendo más evidente en los modelos (h) CESM1 (FASTCHEM), (n) CSIRO-Mk3.6.0, (N) NorESM1-M, (P) NorESM1-ME y (H) MIROC5, con diferencias de hasta un 21% más en la varianza explicada, mientras que los modelos (q) FGOALS-s2, (C) HadGEM2-ES y el (D) HadGEM2-AO presentaron varianzas muy por debajo de las observacionales, explicando hasta un 40% menos, mostrando factores de carga más débiles y menos extensos en el Pacífico central y frente a las costas de Sudamérica.

La Figura 3 muestra los resultados relativos al REOF2 para todos los GMCs analizados. De manera general, la mayoría de los modelos hacen una aceptable representación de los patrones espaciales asociados a este modo de la SLP, los cuales se asemejan al patrón tropical de la Oscilación del Sur. Los modelos que mejor representan el patrón asociado al segundo modo de variabilidad del NCEP-NCAR con una varianza de (19.33%), son el (u) GFDL-ESM2G, (b) ACCESS1.3, (p) FGOALS-g2 y (L) MPI-ESM-P, con varianzas explicadas de 13.08%, 15.89%, 17.24% y 14.65%, respectivamente, menores que las mostradas por el REOF2 de los datos de reanálisis. Por otro lado, el (M) MRI-CGCM3 y el (r) FIO-ESM son los modelos que distorsionan en mayor grado el segundo modo, con una varianza explicada de 20.55% y 23.62%, respectivamente, por encima de la correspondiente a los datos de reanálisis.

Igualmente se encuentra que la mayoría de los modelos subestiman la varianza explicada por el REOF2 del NCEP-NCAR, aunque esta subestimación no es tan marcada respecto al HadSLP2.

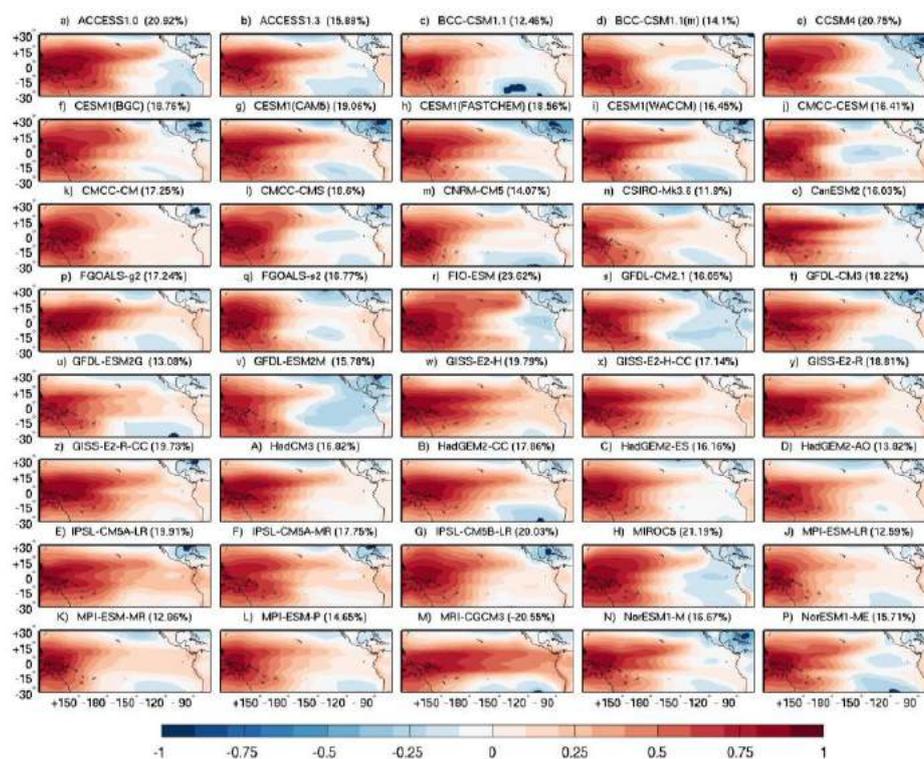


Fig. 3: Distribución espacial del REOF2 de la SLP obtenido a partir de las salidas de cuarenta modelos del CMIP5, durante el periodo de 1950-2004.

De manera general, para el REOF1, los valores de los coeficientes de correlación entre el REOF1 del reanálisis del NCEP y las simulaciones son superiores a 0.75, mientras que para los datos del HadSLP2 este límite inferior baja a 0.65 para algunos GCMs, aunque para la mayoría de los modelos este límite es superior a 0.8 en ambos casos. Por tanto, al contrastar los resultados obtenidos en las dos bases de datos, reanálisis y observacionales, los coeficientes de correlación de las simulaciones respecto al NCEP son ligeramente superiores. En el caso del REOF2, los resultados son indistinguibles entre ambos, ubicándose por encima de 0.78. Por otra parte, los valores de la varianza total explicada y la desviación estándar del REOF1, tiende a presentar valores similares y una menor desviación respecto al NCEP, que respecto al HadSLP2, donde la varianza total explicada por la mayoría de los modelos tiende a estar por encima, mientras que los valores de la desviación estándar por debajo.

Los máximos coeficientes de correlación entre los patrones simulados y el del reanálisis del NCEP para el REOF1, lo encabeza el modelo (m) CNRM-CM5, con una de correlación de 0.961 y desviación estándar de 0.35, presentando además el menor RMS con un valor de 0.098. Le siguen los modelos (l) CMCC-CMS y el (D) HadGEM2-CC, con altos coeficientes de correlación (0.960 y 0.959, respectivamente), y bajos RMS (0.1 para ambos). Por el contrario, los coeficientes de correlación más bajos los presentan los modelos (E) IPSL-CM5A-LR y (g) CESM1(CAM5), con valores de 0.75 y 0.74, respectivamente, además, presentando un 5% más en la varianza explicada, y una menor desviación estándar, más evidente incluso en el caso del modelo (E) IPSL-CM5A-LR. La comparación con el REOF1

de la SLP del HadSLP2 (Fig. 4), muestra el menor RMS para el modelo (l) CMCC-CMS, con un valor de 0.113, presentando este GCM también el máximo coeficiente de correlación (0.953), y una desviación estándar del campo simulado de 0.358, ligeramente menor respecto al observado. El máximo RMS y el menor coeficiente de correlación (0.645) lo presenta el modelo (y) GISS-E2-R.

Los coeficientes de correlación entre los patrones espaciales de variabilidad del REOF2 de la SLP simulada y observada en la zona del Pacífico ecuatorial, presentan valores ligeramente superiores, tanto para el NCEP como para el HadSLP2 en mayor medida. Las máximas correlaciones entre las simulaciones y las observaciones se dan para los modelos (u) GFDL-ESM2G, (b) ACCESS1.3, (p) FGOALS-g2 y (L) MPI-ESM-P, con valores de 0.96, y los mínimos el (r) FIO-ESM con un valor de 0.78. En cambio, para el HadSLP2 los mayores coeficientes de correlación los presentan los modelos (C) HadGEM2-ES, con un valor de 0.97, y (c) BCC-CSM1.1, (m) CNRM-CM5, (F) IPSL-CM5A-MR, (v) GFDL-ESM2M, (b) ACCESS1.3, (s) GFDL-CM2.1, (L) MPI-ESM-P, y (q) FGOALS-s2, con valores de 0.95; el valor mínimo de correlación, se obtiene para el (M) MRI-CGCM3, con un valor de 0.78.

Para este REOF2, la mayoría de los modelos presentan valores inferiores en la varianza total explicada respecto al campo espacial observado de la SLP del NCEP, al igual que la desviación estándar, con excepción del (v) GFDL-ESM2M, que a pesar de tener menor varianza explicada en un 15.78% frente a un 17.31% en los datos de reanálisis, presenta valores superiores en la desviación estándar.

#### 4. CONCLUSIONES

Este estudio evalúa la capacidad de 40 modelos del CMIP5 para reproducir los dos primeros modos de variabilidad de las anomalías mensuales de la SLP en el Pacífico tropical de los datos de reanálisis del NCEP-NCAR y de los observacionales HadSLP2, durante el periodo comprendido entre 1950 y 2004. Estos modos se han caracterizado a partir de los dos primeros EOFs rotados. Para comparar de una forma cuantitativa la habilidad de los modelos climáticos globales a la hora de simular estos patrones principales de variabilidad, se ha utilizado el diagrama de Taylor, que proporciona una forma gráfica de resumir la proximidad entre un patrón (o conjunto de patrones) y el patrón espacial correspondiente a las observaciones. La similitud entre dos patrones se ha cuantificado conjuntamente en términos de su coeficiente de correlación, la razón entre la desviación estándar modelada y observada y el error cuadrático medio entre el modelo y las observaciones.

Los resultados muestran que la mayoría de los modelos tienden hacer una buena representación de los dos primeros modos de variabilidad. En general, casi todos los modelos exhiben valores superiores de la varianza total explicada por primer modo de variabilidad respecto al obtenido en ambas bases de datos de reanálisis y observacional, mientras que el segundo tiene a presentar valores más parecidos a los obtenidos a partir de estas bases. Para la mayoría de los modelos la correlación espacial entre sus REOF2s y las bases observacionales presentan valores por encima de 0.9, mientras que para el REOF1, un número elevado de los modelos presentan valores de estas correlaciones por debajo de 0.9, aunque una gran mayoría se mantienen por encima de 0.8. De manera análoga existe una mayor dispersión en los valores de RMSE para los primeros REOFs de los modelos que para los REOF2, estando en cualquier caso acotados entre 0.25 y 0.1.

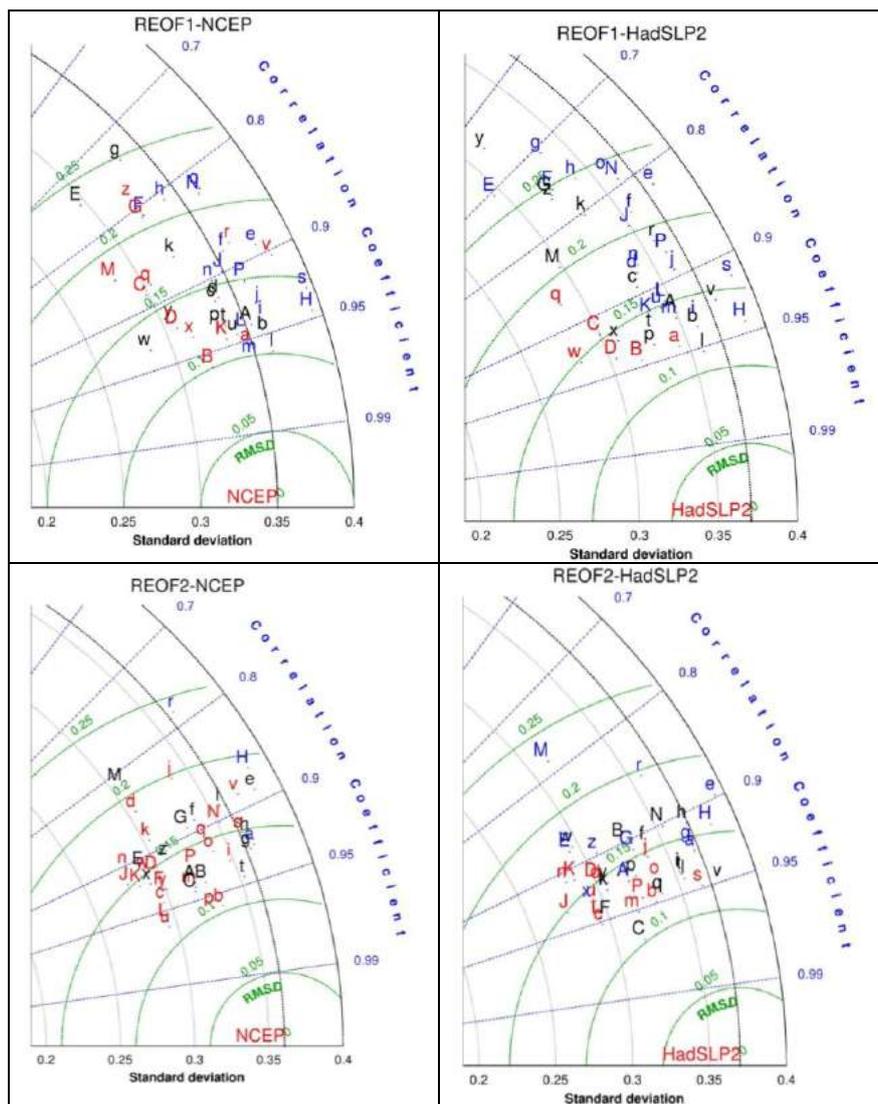


Fig. 4: Diagramas de Taylor para la comparación de los modos de variabilidad principales, REOF1 y REOF2, obtenidos del PCA de los datos de SLP de reanálisis del NCEP y observacionales del HadSLP2, y de los modelos. a) ACCESS1.0, b) ACCESS1.3, c) BCC-CSM1.1, d) BCC-CSM1.1(m), e) CCSM4, f) CESM1(BGC), g) CESM1(CAM5), h) CESM1(FASTCHEM), i) CESM1(WACCM), j) CMCC-CESM, k) CMCC-CM, l) CMCC-CMS, m) CNRM-CM5, n) CSIRO-Mk3.6.0, o) CanESM2, p) FGOALS-g2, q) FGOALS-s2, r) FIO-ESM, s) GFDL-CM2.1, t) GFDL-CM3, u) GFDL-ESM2G, v) GFDL-ESM2M, w) GISS-E2-H, x) GISS-E2-H-CC, y) GISS-E2-R, z) GISS-E2-R-CC, A) HadCM3, B) HadGEM2-AO, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) IPSL-CM5A-MR, G) IPSL-CM5B-LR, H) MIROC5, J) MPI-ESM-LR, K) MPI-ESM-MR, L) MPI-ESM-P, M) MRI-CGCM3, N) NorESM1-M, P) NorESM1-ME.

Los resultados de este análisis deberían ser tenidos en cuenta al aplicar estos modelos para obtener proyecciones regionales climáticas en áreas de América Central y del Sur, donde la precipitación es muy sensible a estos patrones de variabilidad. La capacidad de los modelos para reproducir los modos principales de variabilidad de la SLP supera con creces la que presentan en la simulación de otras variables, como es el caso de la precipitación, haciendo posible su utilización en modelos de *downscaling* estadístico que usan la SLP predictor.

## 5. AGRADECIMIENTOS

A la Univ. Tecnológica de Chocó y COLCIENCIAS-Colombia por las becas concedidas a R. Palomino-Lemus y S. Córdoba-Machado. Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CGL2010-21188/CLI (MICINN, FEDER) y P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía).

## 6. BIBLIOGRAFIA

- Allan, R.J. and Ansell, T.J. (2006). “A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2): 1850–2004”. *J. Climate*, 19, 5816–5842.
- Benestad, R. E. (2004). “Tentative probabilistic temperature scenarios for northern Europe”. *Tellus, Ser. A.*, 56(2), 89.
- Diaz, H.F. and Markgraf, V. (2000). *El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Its Impacts on Natural Ecosystems and Society*. Cambridge University Press, 496 pp.
- Casado, M.J. and Pastor M.A. (2012). “Use of variability modes to evaluate AR4 climate models over the Euro-Atlantic region”. *Clim. Dynam.*, 38, 225-237.
- Chang, P.; Zhang, L.; Saravanan, R.; Vimont, D.J.; Chiang, J.C.H.; Ji, L.; Seidel, H. and Tippet, M.K. (2007). “Pacific meridional mode and El Niño–Southern Oscillation”. *Geophys. Res. Lett.*, 34 DOI:10.1029/2007GL030302.
- Covey, C.; Abe-Ouchi, A.; Boer, G.J.; Boville, B.A.; Cubasch, U.; Fairhead, L.; Flato, G.M.; Gordon H; Guilyardi, E.; Jiang, X.; Johns, T.C.; Le Treut, H.; Madec, G.; Meehl, G.A.; Miller, R.; Noda, A.; Power, S.B.; Roeckner, E.; Russel, G.; Schneider, E.K.; Stouffer, R.J.; Terray, L. and von Storch, J.-S. (2000). “The seasonal cycle in coupled ocean-atmosphere general circulation models”. *Clim. Dynam.* 16,775–787.
- Frost, A.J.; Charles, S.P.; Timbal, B.; Chiew, F.H.S.; Mehrotra, R.; Nguyen, K.C.; Chandler, R.E.; McGregor, J.L.; Fu, G.B. and Kirono, D.G.C. (2011). “A comparison of multi-site daily rainfall downscaling techniques under Australia conditions”. *J. Hydrol.*, 408:1–18.
- Jolliffe I.T. (2002). *Principal Component Analysis*, 2nd edition. Springer-Verlag.
- Kalnay, E. and Coauthors, (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kim, D.; Sobel, A.H.; Del Genio, A.; Chen, Y.-H.; Camargo, S.J.; Yao, M.-S.; Kelley, M. and Nazarenko, L. (2012). “The tropical subseasonal variability simulated in the NASA GISS general circulation model”. *J. Climate*, 25, 4641-4659,
- Lohmann, U.; Rotstayn, L.; Storelvmo, T.; Jones, A.; Menon, S.; Quaas, J.; Ekman, A.M.L.; Koch, D. and Ruedy, R. (2010). “Total aerosol effect: radiative forcing or radiative flux perturbation?”. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 3235-3246,
- Nieto, S. and Rodríguez-Puebla, C. (2006). “Comparison of precipitation from observed data and general circulation models over the Iberian Peninsula”. *J. Climate*, 19:4254–4275.
- Hannachi, A.; Jolliffe, I.T.; Stephenson, D.B. and Trendafilov, N. (2006). “In search of simple structures in climate: simplifying EOFs”. *Int. J. Climatol.*, 26: 7–28.
- North, G.R.; Bell, T.L.; Cahalan, R.F. and Moeng, F.J. (1982). “Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions”. *Mon. Weather Rev.*, 110: 699–706.
- Philander, S.G.H., (1989). “El Niño and La Niña”. *American Scientist*, 77, 451-460.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J. and Meehl, G.A. (2009). A summary of the CMIP5 experiment design. PCDMI Rep., 33 pp.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J. and Meehl, G.A. (2012). “An overview of CMIP5 and the experiment design”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 485–498.
- Su, Fengge, Xiaolan Duan, Deliang Chen, Zhenchun Hao, Lan Cuo, (2013). “Evaluation of the global climate models in the cmip5 over the tibetan plateau”. *J. Climate*, 26, 3187–3208.

## ¿CAMBIARÁ EL RÉGIMEN DE PRECIPITACIÓN EXTREMA EN ESPAÑA?

Roberto MONJO AGUT<sup>1</sup>, Javier PÓRTOLES MARQUINA<sup>1</sup>, Emma GAITÁN FERNÁNDEZ<sup>1</sup>, Jaime RIBALAYGUA BATALLA<sup>1</sup>, Luis TORRES MICHELENA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Fundación para la Investigación del Clima (FIC)

rma@ficlima.org

### RESUMEN

La precipitación presenta una gran variabilidad natural que se refleja notablemente en el carácter irregular del clima mediterráneo. Dicha variabilidad se traduce en una elevada incertidumbre sobre el posible cambio de las precipitaciones en España. El objetivo de este trabajo es estudiar la evolución del régimen de precipitaciones extremas en España durante los próximos 100 años mediante el uso de varios modelos climáticos del experimento CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5). En este estudio se analizan 18 proyecciones climáticas correspondientes a 9 modelos ejecutados bajo los escenarios RCP45 y RCP85, y se comparan con la simulación *historical*. Las proyecciones fueron regionalizadas mediante un método estadístico de dos pasos, basado en una estratificación analógica y una función de transferencia. Se seleccionaron las 144 series temporales que presentan la pluviometría más extrema de un total de 5.217 estaciones de la red estatal de la AEMET. Como umbral extremo, se tomó la acumulación de 250 mm en un día para un período de retorno de 100 años. El error sistemático de las simulaciones se corrigió de acuerdo con un método paramétrico de transferencia cuantil-cuantil. Finalmente se analizó la evolución de las rachas de lluvia extrema para las 18 proyecciones climáticas, en comparación con el periodo histórico. Las propiedades analizadas de los episodios de lluvia extrema fueron la extensión, la intensidad y el índice de la regularidad (índice  $n$ ).

**Palabras clave:** Precipitación Extrema, Cambio Climático, CMIP5, Regionalización Estadística.

### ABSTRACT

Precipitation has a large natural variability which is notably shown in the irregular character of the Mediterranean climate. This variability results in high uncertainty about the possible change in precipitation in Spain. The objective of this work is to study the evolution of the extreme precipitation regime in Spain for the next 100 years by using several climate models of the CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) experiment. In this study, 18 future climate projections executed by 9 models under the RCP45 and the RCP85 scenarios are analyzed and then compared with the historical (21st century) simulation. The global climate projections were downscaled using a two-step statistical method, based on an analog stratification and a transfer function. 144 time series having the most extreme rainfall of the 5,217 stations of the AEMET (Spanish Meteorological Agency) network were selected. As an extreme threshold, the accumulation of 250 mm in a day for a return period of 100 years was taken. The systematic error of the simulations was corrected according to a parametric quantile-quantile method transfer. Finally, the evolution of extreme gusts of rain for the 18 climate projections was analyzed by comparing them to the historical period. The analyzed

properties of the extreme rainfall episodes were the extent, the intensity and the regularity index ( $n$  index).

**Key words:** Extreme Precipitation, Climate Change, CMIP5, Statistical Downscaling.

## 1. INTRODUCCIÓN

La gran variabilidad natural de la precipitación se refleja notablemente en el carácter irregular del clima mediterráneo. La baja frecuencia de los días de precipitación contrasta con unas lluvias que a menudo son intensas y en algunos casos pueden llegar a ser extraordinarias, con más de 400 mm en un día (Pérez-Cueva, 1983; Llasat *et al.*, 1996).

Las políticas locales de adaptación al cambio climático requieren analizar la posible evolución de las precipitaciones extremas para minimizar los riesgos de inundación y sus consecuencias. Sin embargo, existe una importante incertidumbre en la evolución futura de la lluvia extrema debido a la gran variabilidad natural de las precipitaciones. Teóricamente, esta incertidumbre puede ser parcialmente cuantificada mediante el uso de un gran número de proyecciones climáticas. Sin embargo, la convección profunda es muy difícil de simular por los modelos globales (Herrmann, 2008), y por lo tanto éstos deben ser regionalizados con el fin de simular mejor los efectos locales de la convección.

Los métodos de regionalización estadística consisten en aplicar unas relaciones físico-estadísticas entre predictandos locales (por ejemplo precipitación) y predictores de gran escala proporcionados por los modelos climáticos (Imbert y Benestad, 2005). Estas relaciones deben estar identificadas previamente en el clima observado, razonando que la conexión física pueda mantenerse para el clima futuro.

El objetivo de este trabajo es estudiar la evolución de las precipitaciones extremas en España durante los próximos 100 años mediante el uso de varios modelos climáticos del experimento CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, Taylor *et al.*, 2012).

## 2. DATOS

Para este estudio se ha seleccionado en dos etapas un grupo de estaciones de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). En primer lugar, se tomaron 5.217 series temporales con al menos 3.600 registros diarios dentro del período común utilizado (1958-2000). En la segunda etapa, se seleccionaron las series que han registrado las precipitaciones más intensas en España. En particular, se optó por analizar la precipitación asociada a un período de retorno de 100 años de al menos 250 mm en un día. En total se seleccionaron 144 series temporales.

En cuanto a las simulaciones climáticas, se han analizado un total de 18 proyecciones correspondientes a 9 modelos (Tabla 1) ejecutados bajo los escenarios RCP45 y RCP85, y comparados con la simulación *historical* (Taylor *et al.*, 2012). Además se ha utilizado el reanálisis ERA40 del ECMWF (Uppala *et al.*, 2005).

Nombre	Institución	País	Referencia	Resolución (Lon×Lat)
BCC-CSM1-1	Beijing Climate Center (BCC), China Meteorological Administration	China	Xiao-Ge et al. (2013)	2.8° × 2.8°
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CC-CMA)	Canada	Chylek et al. (2011)	2.8° × 2.8°
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS)	France	Voltaire et al. (2012)	1.4° × 1.4°
GFDL - ESM2M	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)	USA	Dunne et al. (2012)	2° × 2.5°
HADGEM2-CC	Met Office Hadley Centre (MOHC)	United Kingdom	Collins et al. (2008)	1.87° × 1.25°
MIROC-ESM-CHEM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI), and National Institute for Environmental Studies (NIES)	Japan	Watanabe et al. (2011)	2.8° × 2.8°
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)	Germany	Raddatz et al. (2007) Marsland et al. (2003)	1.8° × 1.8°
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute (MRI)	Japan	Yukimoto et al. (2011)	1.2° × 1.2°
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre (NCC)	Norway	Bentsen et al. (2012) Iversen et al. (2012)	2.5° × 1.9°

**Tabla 1:** Nueve modelos climáticos CMIP5 evaluados en este estudio. La tabla muestra el nombre del modelo, la institución responsable, el país de origen, las referencias de modelo y su resolución horizontal.

## 2. METODOLOGÍA

Todas las simulaciones climáticas (el ERA40 y los 9 modelos, con el *historical*, RCP45 y RCP85) fueron regionalizadas mediante un método estadístico de dos pasos, basado en una estratificación analógica y una función de transferencia no-paramétrica (Ribalaygua *et al.*, 2013). La estratificación analógica establece una conexión no-lineal entre las configuraciones sinópticas y la precipitación observada durante los “30 días más similares” a cada “día problema”. La medida de similitud se toma con una distancia pseudo-euclidiana usando como predictores físicos los vientos geostróficos a 500 y 1000hPa. En el segundo paso, la precipitación simulada para un grupo de  $m$  días consecutivos se obtiene transfiriendo la distribución de probabilidad empírica de los  $30 \times m$  días análogos, colapsándola en  $m$  valores de precipitación (Ribalaygua *et al.*, 2013). Esta función de transferencia empírica tiende a suavizar los valores más extremos al colapsar (promediar) los  $30 \times m$  días análogos en  $m$  valores. Este problema debe ser resuelto mediante una corrección del error sistemático.

Para ello, las series observadas se extendieron usando el reanálisis ERA40 regionalizado y, posteriormente, las observaciones extendidas (completas y de al menos 40 años) se utilizaron para corregir las proyecciones climáticas de acuerdo con un método paramétrico de transferencia cuantil-cuantil (Monjo *et al.*, 2014). Para todos los análisis o ajustes de las distribuciones de probabilidad, se utilizaron cinco distribuciones teóricas: Gamma, Weibull, Gumbel Clásica, Gumbel Opuesta y la Log-Logística modificada por Moncho *et al.* (2012).

Tanto la extensión como la corrección de las series temporales y la estimación de los periodos de retorno se realizaron ajustando las funciones teóricas a las distribuciones empíricas de probabilidad acumulada. La precipitación extrema se definió como la precipitación esperada de acuerdo a varios periodos de retorno: 10, 20, 50 y 100 años. En particular, el periodo de retorno 'y' asociado a una precipitación 'p' viene dado por:

$$y \equiv \frac{1}{1 - \pi(p)} \quad \text{Eq. 1}$$

donde  $\pi(p)$ , es la probabilidad acumulada para la precipitación 'p', de acuerdo con la distribución teórica ajustada en cada caso. Finalmente, la estimación de la precipitación extrema  $p(y)$  se obtiene a partir de una media ponderada de las 5 distribuciones teóricas ajustadas  $\pi_k$ , es decir:

$$p(y) = \frac{1}{\sum_j \frac{1}{MNAE_j^2}} \sum_k \frac{\pi_k^{-1}(y)}{MNAE_k^2} \quad \text{Eq. 2}$$

donde  $MNAE_i$  es el Error Absoluto Normalizado Medio de la precipitación obtenida por cada distribución teórica, comparando cuantil a cuantil con la distribución acumulada de la probabilidad empírica.

Finalmente se analizó el posible cambio de la precipitación extrema del periodo 2051-2100 respecto a 1951-2000. En particular el análisis se centró en el cambio de la precipitación con un periodo de retorno de 10, 20, 50 y 100 años, según la prueba t de Student al nivel de p-valor  $< 0,05$ . Las propiedades analizadas de los episodios de lluvia extrema fueron la extensión, la intensidad y el índice de la regularidad o índice  $n$  (Moncho *et al.*, 2009).

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las distribuciones 4-paramétricas Log-Logistic y Gumbel Opuesta muestran los mejores ajustes a la probabilidad acumulada empírica de las estaciones con la precipitación más extrema de España. El mejor ajuste para cada serie temporal presenta un  $MNAE$  entre 0,05 y 0,28 (Q1 - Q3)

Las precipitaciones extremas asociadas a las simulaciones climáticas del experimento *historical* son subestimadas hasta un 75% respecto a las series observadas. Después de la corrección de las distribuciones de probabilidad simuladas, el sesgo de la precipitación extrema se redujo notablemente hasta situarse entre -12 y +12% (Q1 - Q3).

Los resultados en los cambios relativos proyectados son similares (en términos de signo y valor) para los cuatro periodos de retorno analizados. Las proyecciones climáticas analizadas muestran que los cambios en los patrones de lluvia extremos serán generalmente *no significativos* en comparación con la variabilidad natural (Fig. 1). Sin embargo, en algunas

regiones del País Valenciano, se detectó alguna señal de cambio cercano al nivel de significancia para el período 2051-2100 en comparación con el período 1951-2000.

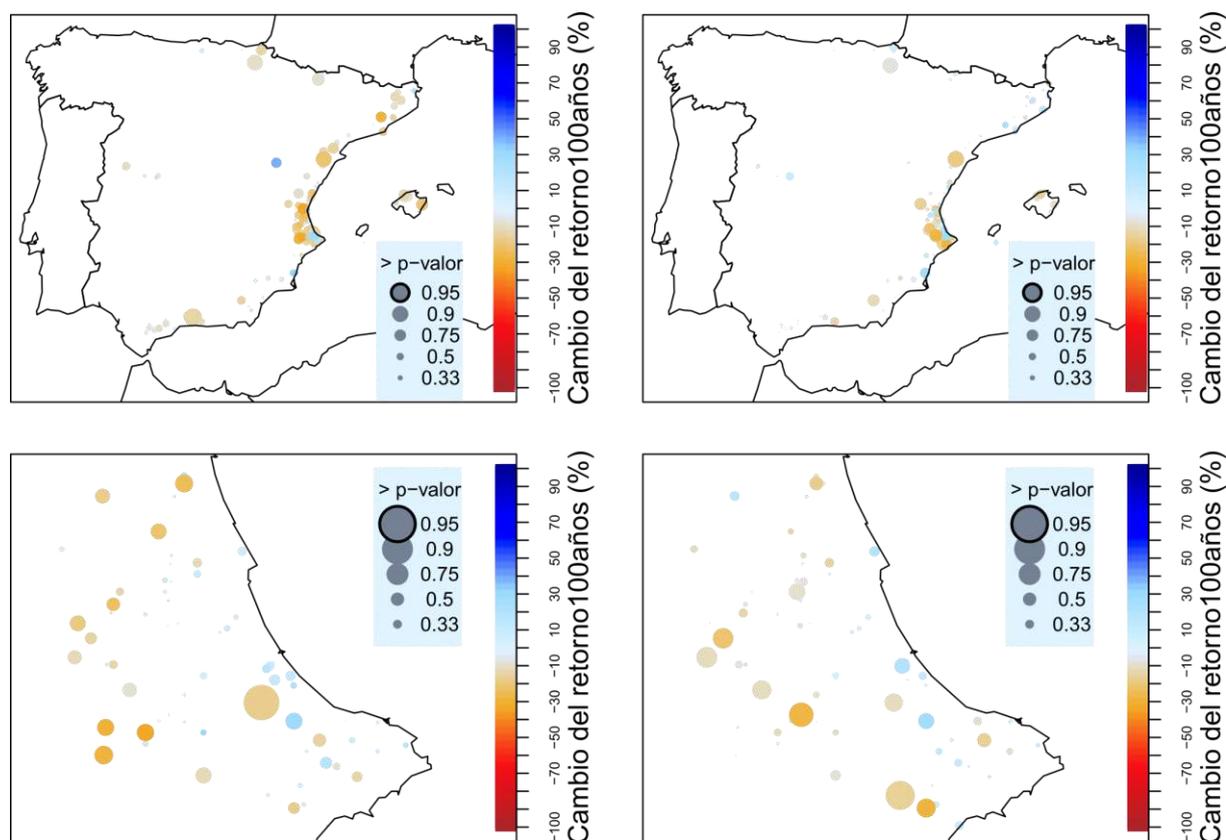


Fig. 1.- Cambio relativo (%) de la precipitación extrema asociada a un período de retorno de 100 años, y significancia estadística ( $1 - p$ -valores) del cambio esperado, de acuerdo con el escenario RCP45 (izquierda) y RCP85 (derecha). La comparación se realiza entre el período 2051-2100 y 1951-2000. En el panel inferior, detalle de la zona más densa (Valencia).

Cabe destacar que para las precipitaciones con un periodo de retorno de 10 años, aparecen algunos puntos con ligeras disminuciones estadísticamente significativas. Mientras tanto, la significancia desaparece a medida que se va ampliando el periodo de retorno hasta 100 años.

En cuanto al análisis de las rachas de lluvia, se observó un aumento significativo de la duración de las rachas secas, en detrimento de la duración de las rachas húmedas, que sufrirían una ligera reducción. En particular, la duración media de los episodios de lluvia (de al menos 3 días) pasaría de  $3,93 \pm 0,05$  a  $3,82 \pm 0,05$  días, siendo un cambio estadísticamente significativo. Si tomamos únicamente los episodios de lluvias intensa (con más de 100 mm en un día), la disminución de la duración no es estadísticamente significativa, ya que la duración pasa de  $4,72 \pm 0,09$  a  $4,61 \pm 0,09$  días (Fig. 2). Esto puede deberse al limitar el umbral a 100 mm en un día, ya que se reduce el número de casos analizados y eso provoca un ensanchamiento del intervalo de confianza. A pesar de ello, tanto el escenario RCP45 como el RCP85 muestran una disminución muy similar, por lo que dicha concordancia puede interpretarse como una señal clara del posible cambio.

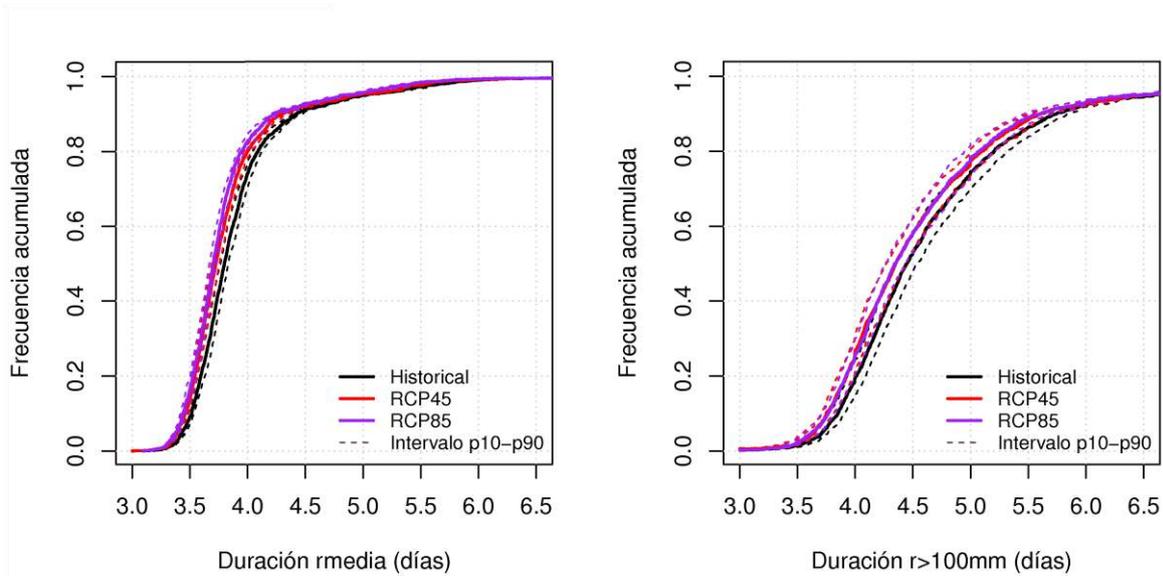


Fig. 2.- Cambio en la distribución de la duración media de las rachas de lluvia, para todos los episodios de al menos 3 días (izquierda), y para aquellos episodios que además superan los 100 mm en un día (derecha).

La disminución significativa de la duración media de las rachas húmedas contrasta con el cambio no significativo de las acumulaciones de lluvia máxima. Es decir, cabe la posibilidad de que siga lloviendo con la misma acumulación diaria en los episodios extremos, pero la duración media podría ser menor. Por lo tanto, la distribución temporal de la precipitación podría verse afectada. Esto se analizó a través del índice  $n$  asociado a los episodios de lluvia. En la Fig. 3 vemos que el índice  $n$  pasaría de ser 0.69 a 0.70 para los episodios generales, y de 0,70 a 0,71 para los episodios con más de 100 mm en un día. Es decir, se detecta un posible aumento de la concentración de la lluvia en un menor tiempo, pero dicho incremento es muy ligero y sólo es estadísticamente significativo cuando se analizan conjuntamente todos los episodios de lluvia.

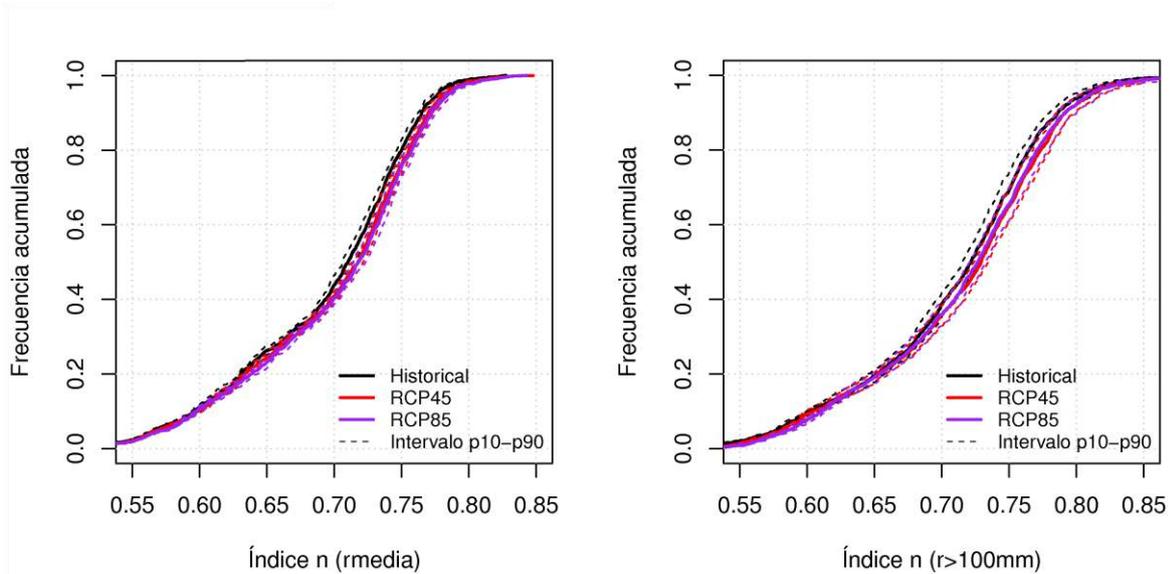


Fig. 3.- Cambio en el índice  $n$  (distribución temporal de lluvia) de las rachas húmedas, para todos los episodios de al menos 3 días (izquierda), y para aquellos episodios que además superan los 100 mm en un día (derecha).

Estos resultados deben ser interpretados con precaución debido al número limitado de modelos y escenarios climáticos. De todos modos, este trabajo muestra que la metodología desarrollada es útil para el estudio de las precipitaciones extremas bajo varios escenarios climáticos.

#### 4. CONCLUSIONES

Las dieciocho proyecciones climáticas analizadas muestran que los cambios en la precipitación extrema en general serán no significativos. Esto se explica por la gran variabilidad natural de la precipitación y por el sesgo de las simulaciones climáticas a escala local. Sin embargo, para algunos lugares, se detectan cambios significativos en la precipitación extrema para el 2051-2100 comparado con el período 1951-2000. La precipitación máxima en 24h podría disminuir aproximadamente un 20% en algunas zonas del País Valenciano durante los episodios de lluvias torrenciales típicas (10 años de retorno), pero no para los episodios de lluvia más extrema (100 años de retorno). Si bien, es probable que se produzca una mayor concentración de la lluvia dentro de los episodios típicos, aunque no se aprecian cambios significativos para las precipitaciones más extremas. Estos resultados deben ser interpretados con precaución debido al número limitado de proyecciones analizadas (dieciocho). Este trabajo muestra que la metodología desarrollada es útil para el estudio de las precipitaciones extremas bajo diferentes escenarios climáticos, por lo que en el futuro podrá ampliarse a un mayor número de proyecciones climáticas y ser aplicado para otras regiones del mundo.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), por proporcionar el conjunto de datos observados, y al Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF) por suministrar los datos del reanálisis ERA-40. También cabe reconocer al Grupo de Trabajo en Modelización Acoplada del World Climate Research Programme, que es responsable de CMIP. Finalmente cabe agradecer a los grupos de los modelos climáticos (listados en la Tabla 1 de este documento) por poner a disposición su salida del modelo.

#### 6. REFERENCIAS

Bentsen, M.; Bethke, I.; Debernard, J.B.; Iversen, T.; Kirkevåg, A.; Seland, Ø.; Drange, H.; Roelandt C.; Seierstad, I.A.; Hoose, C. y Kristjánsson, J.E. (2012). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation. *Geosci Model Dev Discuss* 5: 2843-2931. doi:10.5194/gmdd-5-2843-2012

Chylek, P.; Li, J.; Dubey, M.K.; Wang, M. y Lesins, G. (2001). Observed and model simulated 20th century Arctic temperature variability: Canadian Earth System Model CanESM2. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 11: 22893–907.

Collins, W.J.; Bellouin, N.; Doutriaux-Boucher, M.; Gedney, N.; Hinton, T.; Jones, C.D.; Liddicoat, S.; Martin, G.; O'Connor, F.; Rae, J.; Senior, C.; Totterdell, I.; Woodward, S.; Reichler, T.; Kim, J. y Halloran, P. (2008). Evaluation of the HadGEM2 model. Hadley Centre Technical Note HCTN 74, Met Office Hadley Centre, Exeter, UK.

- Dunne, J.P.; John, J.G.; Adcroft, A.J. et al. (2012). GFDL's ESM2 Global Coupled Climate–Carbon Earth System Models. Part I: Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics. *J Climate* 25: 6646–6665. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00560.1>
- Herrmann, J.M. (2008). Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophys Res Let* 35: L04607.
- Imbert, A. y Benestad, R. (2005). An improvement of analog model strategy for more reliable local climate change scenarios. *Theor Appl Climatol* 82: 245–255. doi: 10.1007/s00704-005-0133-4
- Iversen, T.; Bentsen, M.; Bethke, I.; Debernard, J.B.; Kirkevåg, A.; Seland, Ø.; Drange, H.; Kristjánsson, J.E.; Medhaug, I.; Sand, M. y Seierstad, I.A. (2012). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 2: Climate response and scenario projections. *Geosci Model Dev Discuss* 5: 2933-2998. doi:10.5194/gmdd-5-2933-2012
- Llasat, M.C.; Ramis, C. y Barrantes, J. (1996). The meteorology of high-intensity rainfall events over the West Mediterranean region. *Remote Sensing Reviews* 14: 51–90.
- Marsland, S. J.; Haak, H.; Jungclaus, J. H.; Latif, M. y Roeske, F. (2003). The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates, *Ocean Model.*, 5: 91-127.
- Moncho, R.; Belda, F. y Caselles, V. (2009): “Climatic study of the exponent n of the IDF curves of the Iberian Peninsula”, *Tethys*, nº6, 2009, 18 pp. DOI: 10.3369/tethys.2009.6.01.
- Moncho, R.; Caselles, V. y Chust, G. (2012). Alternative model for precipitation probability distribution: application to Spain. *Clim Res* 51: 23-33, doi: 10.3354/cr01055.
- Monjo, R.; Caselles, V. y Chust, G. (2014). Probabilistic correction of RCM precipitation in the Basque Country (Northern Spain). *Theor Appl Climatol*, 117: 317-329. DOI: 10.1007/s00704-013-1008-8.
- Pérez-Cueva, A. (1983): *Precipitaciones extraordinarias en la España Peninsular, Agricultura y sociedad*, 28: 189–203. ISSN: 0211–8394.
- Raddatz, T. J.; Reick, C. H.; Knorr, W.; Kattge, J.; Roeckner, E.; Schnur, R.; Schnitzler, K.-G.; Wetzel, P. y Jungclaus, J. (2007). Will the tropical land biosphere dominate the climate-carbon cycle feedback during the twenty first century?, *Clim. Dyn.* 29: 565-574, doi: 10.1007/s00382-007-0247-8.
- Ribalaygua, J.; Torres, L.; Pórtolos, J.; Monjo, R.; Gaitán, E. y Pino, M.R. (2012). Description and validation of a two-step analogue/regression downscaling method. *Theor Appl Climatol* 114: 253-269, DOI 10.1007/s00704-013-0836-x.
- Taylor, K.E.; Stouffer, R.J. y Meehl, G.A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Amer Meteor Soc* 93: 485–498. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Uppala *et al.* (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131: 2961-3012. DOI: 10.1256/qj.04.176. Data base url: [http://data-portal.ecmwf.int/data/d/era40\\_daily](http://data-portal.ecmwf.int/data/d/era40_daily).
- Voldoire, A.; Sanchez-Gomez, E.; Salas, y, Méliá, D.; Decharme, B.; Cassou, C.; Sénési, S.; Valcke, S.; Beau, I.; Alias, A.; Chevallier, M.; Déqué, M.; Deshayes, J.; Douville, H.; Fernandez, E.; Madec, G.; Maisonnave, E.; Moine, M-P.; Planton, S.; Saint-Martin, D.; Szopa, S.; Tyteca, S.; Alkama, R.; Belamari, S.; Braun, A.; Coquart, L. y Chauvin, F. (2012). The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Clim Dyn*, Special Issue: 1-31, online, doi: 10.1007/s00382-011-1259-y

Watanabe, S.; Hajima, T.; Sudo, K.; Nagashima, T.; Takemura, T.; Okajima, H.; Nozawa, T.; Kawase, H.; Abe, M.; Yokohata, T.; Ise, T.; Sato, H.; Kato, E.; Takata, K.; Emori, S. y Kawamiya, M. (2011). MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments, *Geosci. Model Dev.* 4: 845-872, doi:10.5194/gmd-4-845-2011.

Xiao-Ge, X.; Tong-Wen, W. y Jie, Z. (2013). Introduction of CMIP5 Experiments Carried out with the Climate System Models of Beijing Climate Center. *Advances in climate change research* 4: 41-49. DOI: 10.3724/SP.J.1248.2013.041.

Yukimoto, S.; Yoshimura, H.; Hosaka, M.; Sakami, T.; Tsujino, H.; Hirabara, M.; Tanaka, T.Y.; Deushi, M.; Obata, A.; Nakano, H.; Adachi, Y.; Shindo, E.; Yabu, S.; Ose T. y Kitoh A. (2011). Meteorological Research Institute-Earth System Model v1 (MRI-ESM1) - Model Description. Technical Report of MRI, No. 64, 83 pp.



# INFLUENCIA DE LA INTERACCIÓN OCÉANO ATMÓSFERA EN LA SIMULACIÓN DEL CLIMA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: UN ESTUDIO CON UN MODELO REGIONAL ACOPLADO

William. D. CABOS NARVAEZ<sup>(1)</sup>, Dmitry SEIN<sup>(2)</sup>, Alfredo IZQUIERDO<sup>(3)</sup>, José Antonio DE FRUTOS<sup>(4)</sup>, Juan Ignacio PÉREZ<sup>(4)</sup>.

<sup>(1)</sup> Departamento de Física y Matemática, Universidad de Alcalá, España

<sup>(2)</sup> Alfred Wegener Institute, Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

<sup>(3)</sup> Departamento de Física Aplicada, Universidad de Cádiz, España

<sup>(4)</sup> Departamento de Automática, Universidad de Alcalá, España,  
william.cabos@uah.es

## RESUMEN

El objetivo es evaluar la relevancia de la interacción atmósfera océano en el clima de la Península Ibérica mediante el análisis de simulaciones con el modelo acoplado ROM. La componente atmosférica de ROM es el modelo regional REMO y la componente oceánica es el modelo MPI-OM. El modelo incluye un módulo dedicado a la simulación de los caudales de los ríos. Las componentes de ROM intercambian información a través del acoplador OASIS.

La comprensión de las ventajas e inconvenientes que presenta un modelo acoplado sobre otro únicamente atmosférico puede ser especialmente importante para los estudios climáticos en la Península Ibérica, dada la influencia que sobre su clima pueden ejercer el mar Mediterráneo y el Océano Atlántico. Para ello hemos comparado las simulaciones del modelo atmosférico REMO con las de un modelo regional acoplado cuya componente atmosférica es REMO. El clima de la Península Ibérica es simulado adecuadamente en ambos casos, pero el acoplamiento tiende a reducir las diferencias con el clima observado. Esta mejora depende de la variable y también de la estación y de la región considerada.

**Palabras clave:** Modelo climático, Modelado regional, Clima de la Península Ibérica, Modelo acoplado,

## ABSTRACT

We study the impact of ocean-atmosphere interaction on the Iberian Peninsula climate with the regionally coupled model ROM.

The atmospheric component of ROM is the Regional Atmospheric Model REMO and the oceanic component is MPI-OM. ROM also comprises the hydrological model HD. These components exchange information through the OASIS coupler.

In this work we would like to understand the added value of a coupled regional model with respect to a purely atmospheric model for climate studies. Potentially, the question is relevant for the Iberian Peninsula, due to the importance of the Ocean Atlantic and the Mediterranean Sea for its climate. To this end, we carried out simulations with ROM and REMO. Both models simulate correctly the climate of the Iberian Peninsula. We

found that the coupling influences the simulation of the climate in different degrees, depending on the season and atmospheric variable.

Key words: Climate Modeling, Regional modelling, Iberian Peninsula Climate, Coupled model, Ocean-atmosphere interaction

## 1. INTRODUCCIÓN

Los Modelos numéricos del Sistema Tierra (ESMs) son los instrumentos más sofisticados de los que dispone la comunidad científica para el estudio del clima global y sus mecanismos formadores. Las componentes de los ESMs representan el océano, la atmósfera, el uso del suelo, la vegetación, procesos en el océano y la atmósfera, el ciclo hidrológico, ciclos biogeoquímicos y sus interacciones (Taylor et al., 2012). Aunque los ESMs pueden ser utilizados para estudiar la evolución del clima terrestre y hacer predicciones climáticas y meteorológicas de corto y medio plazo, su resolución resulta insuficiente para estudiar el clima y el tiempo en las escalas regionales y locales. Los modelos climáticos regionales (RCMs) proporcionan una de las posibles soluciones a este problema de los ESMs. Los RCMs usan los datos proporcionados por los ESMs como condiciones iniciales y de contorno para generar información climática a más alta resolución en la región de interés.

Los modelos climáticos regionales actuales generalmente constan de una componente atmosférica y otras componentes que modelan los procesos terrestres, en tanto que sobre el océano las temperaturas de la superficie del mar y la cubierta de hielo tomadas del modelo global se prescriben a modo de condiciones de contorno. Aunque esos RCMs son suficientes para muchas aplicaciones, hay casos en los que las interacciones atmósfera-océano pueden influir de manera importante el clima regional y local (Li et al., 2012). Los modelos regionales acoplados atmósfera-océano (RAOCMs) son capaces de simular la interacción de pequeña escala entre el océano y la atmósfera, siendo una de sus ventajas la mejora de la precipitación (Ratnam et al., 2008; Li et al., 2010; Aldrian et al., 2005). Los RAOCMs también son útiles para el estudio de regiones como la Mediterránea (Somot et al., 2008; Artale et al., 2009; Dobrinski et al., 2012) y el Ártico (e.g. Rinke et al. 2003; Mikolajewicz et al. 2005; Sein et al., 2014), caracterizadas por una morfología compleja y una fuerte interacción atmósfera-océano.

La Península Ibérica, rodeada por el mar Mediterráneo y el océano Atlántico y con una marcada orografía es una de esas regiones en la que el uso de un modelo acoplado capaz de representar la interacción atmósfera-océano a pequeña escala puede mejorar los resultados de los estudios climáticos.

## 2. METODOLOGÍA

Usamos los resultados de las simulaciones realizadas con el modelo regional atmosférico REMO (Jacob et al., 2001), forzado por el reanálisis ERA40, y las comparamos con los resultados obtenidos por el modelo regional acoplado ROM (Sein et al., 2014, en revisión). En ambos caso la atmósfera estará también acoplada a un modelo hidrológico.

La componente oceánica de ROM es el modelo oceánico MPI-OM, desarrollado en el Instituto Max Planck de Meteorología (Jungclaus et al. 2013). MPI-OM incorpora un

modelo dinámico/termodinámico de hielo marino y un submodelo biogeoquímico (HAMOCC) La componente atmosférica de ROM es el modelo regional atmosférico REMO (Jacob et al. 2001) y el modelo hidrológico HD (Hagemann and Dumenil, 2001). MPI-OM tiene una malla curvilínea ortogonal con resolución espacial variable. En la región cubierta por REMO, el océano y la atmósfera interactúan, en tanto que en el resto del océano global, éste es forzado por los flujos de energía, momento y masa provenientes de la componente atmosférica del modelo global utilizado como forzamiento. El esquema de funcionamiento del modelo acoplado ROM se ilustra en la figura 1. William. D. CABOS NARVAEZ<sup>(1)</sup>, Dmitry SEIN<sup>(2)</sup>, Alfredo IZQUIERDO<sup>(3)</sup>, José Antonio DE FRUTOS<sup>(4)</sup>, Juan Ignacio PÉREZ

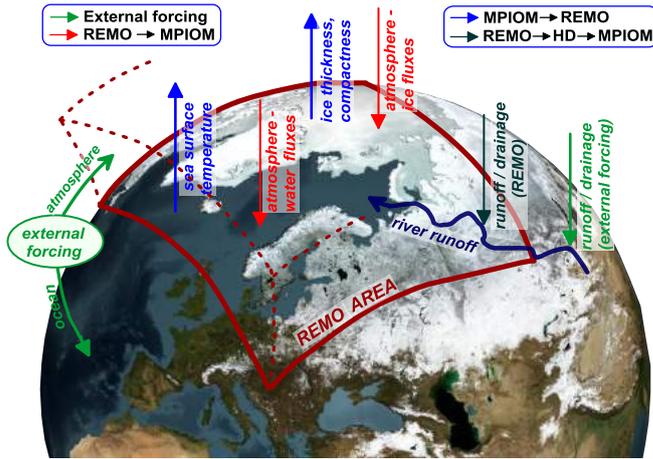


Fig.1 Esquema de acoplamiento de ROM. En el área cubierta por REMO el sistema acoplado es “libre”. Fuera de él, el océano es forzado por la atmósfera del modelo global.

La configuración del modelo que se utiliza en este trabajo se representa en la figura 2 (líneas de color negro). La resolución horizontal de MPI-OM es de 10 km latitudes medias del Atlántico Norte. La resolución disminuye gradualmente, hasta los 100 km en los mares del Sur. En la vertical, MPIOM tiene 40 niveles  $z$  de espesor variable, con un valor mínimo de 12 metros en la capa superficial que aumentan progresivamente con la profundidad. Las regiones oceánicas cercanas a la Península Ibérica tienen la máxima resolución, permitiendo la formación de remolinos oceánicos.

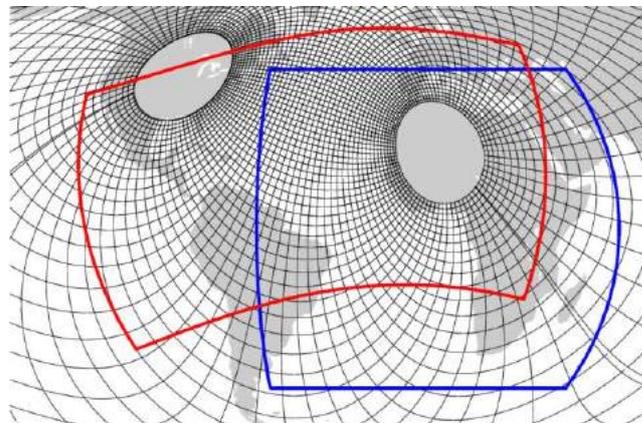


Fig.2 Mallas oceánica y atmosférica de ROM. Se muestra la malla de resolución variable de MPIOM (líneas de color negro, se dibuja cada duodécima) y el dominio de REMO utilizado en este trabajo (línea de color rojo)

El dominio de REMO cubre el Atlántico Tropical y Norte, parte de África, América del Sur y la región mediterránea. Su resolución en una malla rotada es constante, alcanza los 18 km. El modelo hidrológico HD tiene una resolución de 0.5 grados. HD, al igual que MPI-OM tiene un dominio global. El océano y la atmósfera intercambian información cada 3 horas, en tanto que HD interacciona con la MPI-OM y REMO cada 24.

Para las simulaciones presentadas se han tomado como forzamiento datos del reanálisis ERA-40, tanto como condiciones de contorno laterales y de temperatura superficial del mar para REMO sin acoplar como para forzar MPI-OM en el océano exterior a la región de acoplamiento en la simulación con ROM.

Los resultados de las simulaciones son validados con ayuda de ECA&D (European Climate Assessment & Dataset), una base de datos diarios meteorológicos de alta calidad obtenidos a partir de estaciones meteorológicas

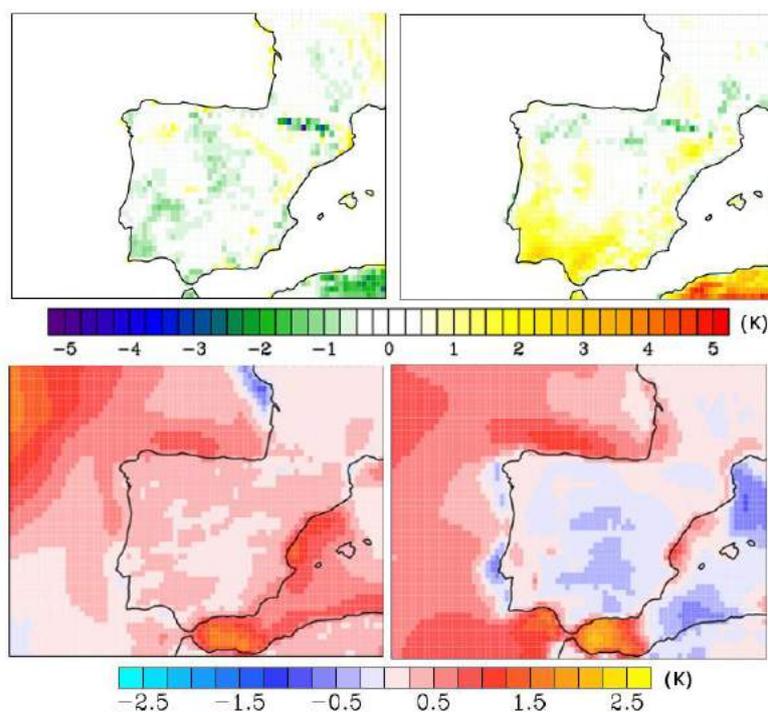


Fig.3 Temperatura del aire a dos metros. Fila superior: Diferencia ECA&D - REMO para invierno (panel izquierdo) y verano (panel derecho). Fila inferior: Diferencias ROM-REMO para invierno (panel izquierdo) y verano (panel derecho) .

### 3. RESULTADOS

En la figura 3 se representan los errores del climatologías de invierno (Diciembre, Enero y Febrero) y verano (Junio, Julio y Agosto) para la temperatura a dos metros de la superficie con respecto a ECA & D para REMO sin acoplar así como los cambios en la simulación de esta variable causados por el acoplamiento.

En ambas estaciones los errores del modelo en la Península son generalmente menores de dos grados centígrados, con excepción de los Pirineos en invierno y el sur de Portugal y la cuenca del Guadalquivir en verano. El acoplamiento introduce una corrección generalmente positiva en invierno y negativa en verano, haciendo disminuir las diferencias entre ROM y ECA&D en la mayor parte de la Península. El efecto de la interacción atmósfera-océano se refleja en una disminución de la continentalidad climática de la Península Ibérica, disminuyendo la amplitud del ciclo anual, con temperaturas más cálidas en invierno y frescas en verano. Es interesante notar que los cambios más significativos de temperatura de aire se dan sobre las regiones oceánicas cercanas a la costa, donde la interacción océano-atmósfera tiene mayor importancia relativa. Un papel importante en estas diferencias juega el afloramiento estival de aguas frías en la costa portuguesa, desde cabo Roca a cabo San Vicente, y el papel termorregulador del mar Mediterráneo, más cálido en invierno y fresco en verano en el modelo acoplado.

Los efectos del acoplamiento son también notorios en la simulación de la temperatura diaria mínima (Figura 4) y máxima (Figura 5).

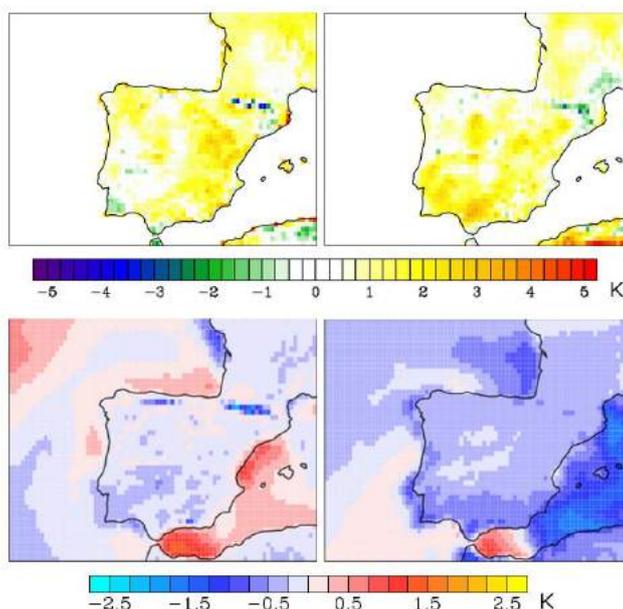


Fig.4 Temperatura diaria mínima. Fila superior: Errores del modelo sin acoplar con respecto a ECA&D para invierno (panel izquierdo) y verano(panel derecho) . Fila inferior: Diferencias entre modelo acoplado y sin acoplar para invierno (panel izquierdo) y verano(panel derecho)

REMO tiende a simular temperaturas mínimas diarias más altas que las observaciones tanto cuando está acoplado que cuando está sin acoplar, en particular sobre el sistema ibérico en invierno y la cuenca del Guadalquivir en verano, donde los errores pueden alcanzar los tres grados. El acoplamiento en ambos casos tiende a producir una disminución de esos errores. Esta mejora es más importante en el verano, especialmente en Andalucía y el sur de Portugal. El mecanismo implicado en verano parece estar relacionado con un reforzamiento de las brisas marinas nocturnas. En la región del valle del Guadalquivir, el régimen de brisas nocturnas está influenciado por la circulación de larga escala, haciendo posible la propagación de las brisas hasta el interior del valle (Hernández-Ceballos et al., 2013). En invierno el papel preponderante en los cambios

propiciados por el acoplamiento es jugado por una mayor advección de aire frío del Atlántico.

Los errores de las temperaturas diarias máximas simuladas por ROM son también relativamente pequeños en la mayor parte de la Península, especialmente en invierno, cuando las diferencias son en valor absoluto menores que dos grados, excepto en los Pirineos. En el verano, las mayores diferencias entre la temperatura máxima simulada y las observaciones se encuentran cerca de las costas, lo que indica la posibilidad de que la ausencia de la representación de la interacción entre la atmósfera y el océano en las regiones costeras puede jugar un papel importante en la generación de estos errores. Durante el verano, la interacción entre el océano y la atmósfera, que se manifiesta como afloramiento costero local en la costa portuguesa y como un enfriamiento de la temperatura superficial en el Mediterráneo occidental (excepto en el mar de Alborán), resulta en un reforzamiento de la advección de aire más frío por las brisas diurnas (la región del valle del Guadalquivir es una excepción, donde nuevamente la advección de larga escala es dominante).

La precipitación en la Península Ibérica es bien simulada tanto por ROM como por REMO, siendo el error relativo de la precipitación en general menor que el cincuenta por ciento en la mayor parte de la Península (Figura 6).

Las mayores diferencias con las observaciones en el invierno se pueden encontrar en la región de la cuenca del Tajo y la costa cantábrica. Los errores en la cuenca del Tajo pueden deberse a fenómenos locales, en tanto que el exceso de precipitación en la península cantábrica se puede deber a una advección de humedad desde el mar más fuerte que la observada.

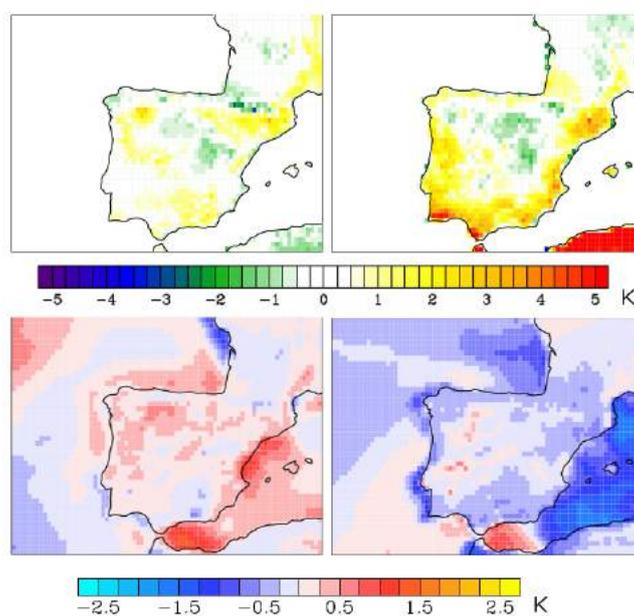


Fig.5 Temperatura diaria máxima. Fila superior: Errores del modelo sin acoplar con respecto a ECA&D para invierno (panel izquierdo) y verano(panel derecho) . Fila inferior: Diferencias entre modelo acoplado y sin acoplar para invierno (panel izquierdo) y verano(panel derecho)

El acoplamiento produce una disminución de la precipitación en el interior de la península y un aumento de hasta 10% en la costa cantábrica y la costa de Levante. Estos

aumentos de la precipitación en las costas cantábrica y de Levante pueden ser causados por un reforzamiento de los transportes de humedad marina desde el Atlántico y el Mediterráneo respectivamente (Figura 7.a).

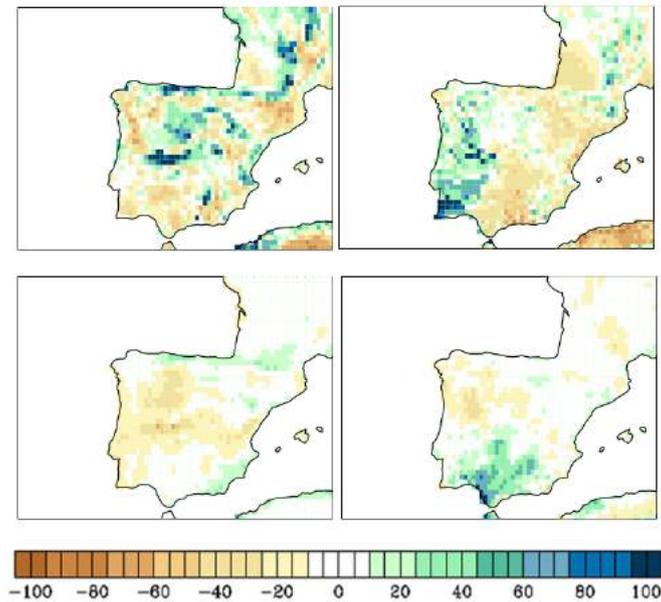


Fig.6 Precipitación. Fila superior: Errores del modelo sin acoplar con respecto a ECA&D para invierno (panel izquierdo) y verano(panel derecho) . Fila inferior: Diferencias entre modelo acoplado y sin acoplar para invierno (panel izquierdo) y verano(panel derecho) . Diferencias en tanto por ciento

En verano el efecto del acoplamiento se manifiesta con más fuerza en la precipitación en la región de la cuenca del Guadalquivir, especialmente en la costa del golfo de Cádiz. Este exceso de precipitación es alimentado en parte en las regiones interiores de la cuenca del Guadalquivir por un flujo adicional de humedad desde el mar Mediterráneo, en tanto que al aumento de las lluvias en la costa del Golfo de Cádiz también contribuye el transporte de vapor de agua sobre el Golfo de Cádiz, reforzando la contribución de la humedad proveniente del Mediterráneo (Figura 7.b).

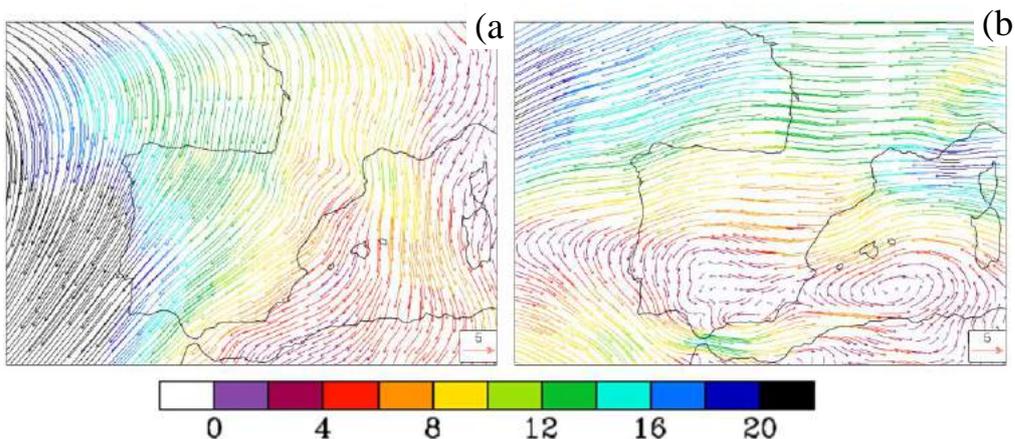


Fig.7 Diferencias en el transporte de vapor de agua entre el modelo acoplado y sin acoplar para invierno (panel izquierdo) y verano(panel derecho) .

#### 4. CONCLUSIONES

En este trabajo estudiamos la influencia de las interacciones océano-atmósfera en la simulación del clima de la Península Ibérica. Para ello comparamos la salida del modelo regional acoplado de alta resolución ROM con la salida de otra simulación llevada a cabo con el modelo regional REMO, la componente atmosférica del modelo regional acoplado. En ambas simulaciones el forzamiento externo proviene del reanálisis ERA-40.

Tanto el modelo regional acoplado como el modelo atmosférico simulan bien las climatologías de la temperatura media del aire a dos metros, la máxima diaria de la temperatura a 2 metros, la mínima diaria de la temperatura a 2 metros así como la precipitación.

El acoplamiento reduce el error de las simulaciones cuando las comparamos el clima observado. Estas mejoras dependen de la estación y están relacionadas con cambios en la circulación causados por la interacción atmósfera-océano en las regiones marítimas adyacentes a la península.

#### 5. REFERENCIAS

- Aldrian, E., Sein, D., Jacob, D., Dümenil Gates, L., Podzum, R., 2005. Modelling Indonesian rainfall with a coupled regional model. *Clim. Dyn.*, 25: 1-17, doi: 10.1007/s00382-004-0483-0.
- Artale, V., Calmanti, S., Carillo, A., Dell'Aquila, A., Herrmann, M., Pisacane, G., Ruti, P.M., Sannino, G., Struglia, M.V., Giorgi, F., Bi, X., Pal, J.S., Rauscher, S., 2009: An atmosphere ocean regional climate model for the Mediterranean area: assessment of a present climate simulation. *Clim. Dyn.* 35, 721-740
- Hagemann, S., and Dümenil Gates, L.: 2001, Validation of the hydrological cycle of ECMWF and NCEP reanalyses using the MPI hydrological discharge model, *J Geophys Res* 106, 1503-1510.
- Hernández-Ceballos M.A., Adame J.A., Bolívar J.P., De la Morena B.A. A mesoscale simulation of coastal circulation in the Guadalquivir valley (southwestern Iberian Peninsula) using the WRF-ARW model. *Atmos. Res.*, 124 (2013), pp. 1–20
- Jacob, D., 2001: A note to the simulation of the annual and interannual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77, 1-4, 61-73.
- Jungclaus, J. H., N. Fischer, H. Haak, K. Lohmann, J. Marotzke, D. Matei, U. Mikolajewicz, D. Notz, and J. S. vonStorch, 2013: Characteristics of the ocean simulations in MPIOM, the ocean component of the MPI-Earth system model, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 5, 422–446, doi:10.1002/jame.20023.
- Li T., Zhou G. Q. Preliminary results of a regional air-sea coupled model over East Asia. 2010: *Chin Sci Bull*, 2010, 55: 2295–2305
- Li, H., M. Kanamitsu, and S.-Y. Hong. 2012: California reanalysis downscaling at 10 km using an ocean-atmosphere coupled regional model system, *J. Geophys. Res.*, 117, D12118, doi:10.1029/2011JD017372

Mikolajewicz, U., Sein, D., Jacob D., Kahl, T., Podzun, R., Semmler, T., (2005) Simulating Arctic sea ice variability with a coupled regional atmosphere-ocean-sea ice model. *Meteorologische Zeitschrift*, 14, No. 6, pp.793-800

Ratnam, J.V., Giorgi, F., Kaginalkar, A., Cozzini, S., 2008. Simulation of the Indian monsoon using the RegCM3-ROMS regional coupled model. *Clim. Dyn.* 33, 119-139.

Rinke, A., R. Gerdes, K. Dethloff, T. Kandlbinder, M. Karcher, F. Kauker, S. Frickenhaus, C. Köberle and W. Hiller, 2003. A case study of the anomalous Arctic sea ice conditions during 1990: insight from coupled and uncoupled regional climate model simulations. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D9), 4275, doi:10.1029/2002JD003146

Sein, D.V., Koldunov, N.V., Pinto, J.G., Cabos, W. (2014) Sensitivity of simulated regional Arctic climate to the choice of coupled model domain. *Tellus A*, in press, 2014.

Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., Crépon, M., 2008. 21st Century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere- ocean regional climate model. *Glob. Planet Change* 63, 112-126.

Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. (2012): An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93: 485–498.



# **EXTREMOS ESTACIONALES PARA EL S.XXI EN ESPAÑA PENINSULAR: PERIODOS DE RETORNO**

AMBLAR-FRANCÉS P., RAMOS-CALZADO P.

Delegación Territorial de AEMET en Andalucía, Ceuta y Melilla (Sevilla),  
**mamblarf@aemet.es, pramosc@aemet.es**

## **RESUMEN**

Los estudios realizados en los últimos años evidencian la existencia del calentamiento global, estando cada vez más aceptado en la comunidad científica. Es conocida la influencia del clima en la sociedad y las diferentes actividades que se desarrollan en el planeta. Por este motivo, resulta de interés la evaluación del cambio climático y de sus impactos sobre distintos sectores y sistemas naturales.

La localización geográfica de España hace que sea un país altamente vulnerable a los impactos del cambio climático y, por ello, es clave para los estudios de impacto y adaptación al cambio climático el análisis de las variaciones en la frecuencia e intensidad de los fenómenos extremos que tienen un marcado impacto sobre la vida y seguridad de las personas y sus bienes. En este trabajo se realiza un enfoque del análisis del clima futuro mediante el cambio en los periodos de retorno para ciertos umbrales de temperatura y precipitación, a escala estacional, para España peninsular. Para ello, se utiliza una colección de datos diarios de temperatura y precipitación a escala local, obtenidos con diferentes métodos de regionalización estadísticos por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

A partir de ellos, se obtienen los extremos estacionales de temperatura mínima y de temperatura máxima en el escenario 20c3m (clima actual) y sus periodos de retorno en el clima futuro. Los máximos de las temperaturas extremas tienden a tener periodos de retorno menores y los mínimos mayores.

**Palabras clave:** periodo de retorno, extremos, cambio climático, temperatura, precipitación.

## **ABSTRACT**

In recent years, studies have shown the existence of global warming, these studies are now widely accepted by the scientific community. It is well known the influence of the climate on society and the different activities taking place on the planet. For this reason, the assessment of climate change and its impact on different sectors and natural systems is of great importance.

Mainland Spain stands out to be one of the most severely affected regions by climate change in the world. Therefore the analysis of both the frequency and intensity changes of extreme climatic events has a marked impact on the life and security of people and properties.

This paper presents an approach to the analysis of the future climate based on the return periods for certain thresholds of temperature and precipitation on a seasonal scale, for peninsular Spain. A collection of daily temperature and precipitation, obtained by different methods of statistical downscaling from the State Meteorological Agency (AEMET), has been used. Thus, the seasonal extreme values of maximum and minimum temperature and their

return period have been obtained in the current and future climate. Maximum values of the extreme temperatures tend to have low return periods and high minimum values. For the maximum and minimum daily temperature, the seasonal maxima tend to be more frequent while the seasonal minima trend to be less frequent.

**Keywords:** return period, extreme, climate change, temperature, precipitation.

## 1. INTRODUCCIÓN

El estudio del clima es un campo de investigación complejo y en rápida evolución debido a la gran cantidad de factores que intervienen. El clima de la Tierra nunca ha sido estático, puesto que, debido a las alteraciones en el balance energético, se han producido variaciones en todas las escalas temporales desde decenios a miles y millones de años. En el 5º informe de evaluación del IPCC (IPCC, 2013) se afirma que el calentamiento del sistema climático es inequívoco y que la influencia humana en este sistema es clara. Cada uno de los tres últimos decenios ha sido sucesivamente más cálido en la superficie de la Tierra que cualquier decenio anterior desde 1850 y la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera ha ido aumentando desde 1750 (IPCC, 2014). Este cambio en el sistema climático lleva consigo cambios en los extremos climáticos, como se recoge en el citado informe.

Los extremos climáticos tienen impactos tanto en los ecosistemas como en las sociedades, revelando su vulnerabilidad y exposición a los mismos. Estos impactos incluyen alteraciones en los ecosistemas, en la producción de alimentos y en el suministro de agua, daños en infraestructuras y asentamientos, mortalidad y morbilidad y, por tanto, en la salud mental y en el bienestar de la sociedad (IPCC, 2014). Por ello, los extremos climáticos han sido muy importantes en diversos contextos de toma de decisiones.

En Europa, con niveles de confianza media y alta, existe ya un riesgo moderado de que aumenten restricciones de agua y de pérdidas económicas y humanas ligadas a eventos extremos de calor, especialmente en la parte sur (IPCC, 2014). Teniendo en cuenta que España se encuentra situada en el extremo sur occidental de Europa, es importante analizar cuál puede ser la evolución futura de este tipo de extremos climáticos.

El conocimiento y la evolución futura del clima requiere el uso de modelos que representen adecuadamente el sistema climático. Sin embargo, estos modelos tienen, actualmente, poca resolución espacial, siendo necesario el uso de técnicas de regionalización para obtener proyecciones de cambio climático a escala local. Además, hay que tener en cuenta que estas proyecciones están afectadas por incertidumbres que proceden de diferentes fuentes y que se propagan en cascada. Por ello, los estudios dirigidos a analizar los cambios futuros del clima deben de utilizar un conjunto de proyecciones que consideren diferentes escenarios de emisiones, diferentes modelos climáticos globales y diferentes técnicas de regionalización.

En trabajos anteriores (Petisco de Lara *et al.*, 2012), se analizó la evolución de algunos índices climáticos de extremos sobre España para el siglo XXI que representan eventos extremos moderados ya que pueden ocurrir varias veces al año. Sin embargo, existe otro modo de abordar este tipo de estudios que permite conocer el comportamiento de los eventos extremos que son menos frecuentes pero que, debido a su intensidad, son relevantes en el dimensionado y diseño de las infraestructuras (Zwiers *et al.*, 2011).

En este trabajo, se estudia el cambio de la frecuencia en los valores máximos y mínimos estacionales de temperaturas y en los máximos estacionales de la precipitación durante el siglo XXI en España peninsular, haciendo uso de la función de distribución generalizada de

valores extremos, GEV. Para ello, se utilizan las proyecciones de clima futuro obtenidas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) a nivel de observatorio. Este conjunto de datos considera tres escenarios de emisiones, 22 modelos climáticos globales y dos técnicas de regionalización, permitiendo realizar un análisis de las incertidumbres.

## 2. DATOS UTILIZADOS

Se ha utilizado el conjunto de proyecciones regionalizadas, a escala diaria, de temperaturas extremas y precipitación obtenidas por la AEMET (<http://escenarios.aemet.es/>). Estas proyecciones fueron calculadas a partir de los datos de los modelos climáticos globales de los proyectos CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project, phase 3) (IPCC, 2000) y ENSEMBLES (Van der Linden y Mitchell, 2009) para los escenarios de emisiones (SRES) A2, A1B, B1 (Nakicenovic y Swart 2000) y para el escenario 20C3M (20th Century Climate in Coupled Models) que representa al clima del siglo XX. Para ello, se utilizaron las técnicas estadísticas (*downscaling* estadístico) basadas en regresiones múltiples, SDSM, y en el métodos de Análogos (Ramos *et al.*, 2012, Petisco de Lara *et al.*, 2012).

Este conjunto de proyecciones cubren toda la zona de estudio, España peninsular, con datos obtenidos para 359 estaciones termométricas y 2093 estaciones pluviométricas y cuya distribución espacial se muestra en las figuras 3 y 5b, respectivamente. Estas estaciones fueron seleccionadas por la longitud y la homogeneidad de sus series (Brunet *et al.*, 2008).

El análisis del cambio de los extremos se ha centrado en dos periodos futuros, 2046-2065 y 2081-2099, considerando como clima actual el periodo 1961-2000. La selección de estos periodos ha estado condicionada a la disponibilidad de información, especialmente procedente del proyecto CMIP3.

## 3. METODOLOGÍA

El estudio de los valores extremos de las temperaturas y precipitación realizado se ha basado en la teoría estadística de valores extremos (Coles, 2001; Katz *et al.*, 2002). Esta teoría permite modelizar la cola de las distribuciones de las variables aleatorias, lugar donde se sitúan los valores que tienen poca probabilidad de ocurrencia. Esta probabilidad puede expresarse en términos de periodo de retorno de un evento o tiempo promedio transcurrido desde que se produce un evento hasta que vuelve a repetirse. Así, el periodo de retorno de un valor de una variable viene dado por la inversa de la probabilidad de que se iguale o supere dicho valor.

Se supone que los valores extremos estacionales de cada estación meteorológica tienen una *Distribución de Valores Extremos Generalizada* (GEV), (Zwiers *et al.*, 2011) cuya función de densidad de probabilidad viene dada por:

$$f(y; \mu, \sigma, \xi) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma} (1 + \xi \frac{y - \mu}{\sigma})^{-1-1/\xi} \exp[-(1 + \xi \frac{y - \mu}{\sigma})^{-1/\xi}], & \xi > 0, \quad y > \mu - \frac{\sigma}{\xi} \\ \frac{1}{\sigma} \exp[-\frac{y - \mu}{\sigma} - \exp(-\frac{y - \mu}{\sigma})], & \xi = 0, \quad -\infty < y < \infty \\ \frac{1}{\sigma} (1 + \xi \frac{y - \mu}{\sigma})^{-1-1/\xi} \exp[-(1 + \xi \frac{y - \mu}{\sigma})^{-1/\xi}], & \xi < 0, \quad y < \mu - \frac{\sigma}{\xi} \end{cases} \quad (1)$$

donde  $\mu$  es el parámetro de localización,  $\sigma$  el parámetro de escala y  $\xi$  el parámetro de forma, que gobierna la cola de la distribución. Esta función engloba las distribuciones de Fréchet ( $\xi$

$> 0$ ), Gumbel ( $\xi=0$ ) y Weibull ( $\xi < 0$ ), siendo una distribución para máximos. La función de valores extremos generalizada para mínimos se puede obtener sustituyendo  $y$  por  $-y$  y restándola de 1.

Los tres parámetros de esta distribución son libres, ello implica que para obtener ajustes válidos se debe de disponer de series temporales largas (Zwiers *et al.*, 2011). Su estimación se ha realizando mediante la técnica de los L-momentos (Zwiers *et al.*, 2011) utilizando el paquete estadístico R (<http://www.r-project.org>). Esta técnica es más simple que la del método de máxima verosimilitud pero tiene la desventaja de no ser capaz de incorporar técnicas covariantes. No obstante, es una técnica ampliamente aplicada en hidrología (Katz *et al.*, 2008). La bondad de los ajustes realizados se ha evaluado mediante el test no paramétrico de Kolmogorov-Smirnov (Kharin y Zwiers, 2007) que compara la función de distribución empírica con la función de distribución ajustada a los datos.

En primer lugar, se han obtenido los parámetros de las funciones GEV para los máximos estacionales de las temperaturas máximas y mínimas y de la precipitación para el periodo considerado como el clima actual (1961-2000) y para los dos periodos de clima futuro, uno a mediados del siglo XXI, 2046-2065, y otro hacia finales de siglo, 2081-2099, evaluando la calidad de cada ajuste. También se han obtenido las funciones GEV para los mínimos de las temperaturas extremas diarias de estos tres periodos. Este tratamiento se ha realizado para cada una de las 87 proyecciones de cambio climático, al objeto de estimar las incertidumbres asociadas, y para cada uno de los observatorios.

A partir de estas distribuciones se ha analizado:

1. Las variaciones de los parámetros de las distribuciones GEV asociadas al clima futuro con respecto a las del clima actual.
2. Las variaciones, con respecto al clima actual, del valor de la variable que tiene un periodo de retorno de 20 años en los dos periodos futuros analizados. La frecuencia que tendrá en el futuro los valores de las variables que, en el clima actual, se dan, en promedio, una vez cada 20 años.

## 4. RESULTADOS

Para el análisis estacional realizado en este trabajo se han considerado las estaciones tal y como se utiliza dentro del campo de la climatología. Así, el invierno está formado por los meses de diciembre, enero y febrero, la primavera incluye los meses de marzo, abril y mayo, el verano lo forman los meses de junio, julio y agosto y el otoño lo componen los meses de septiembre, octubre y noviembre. Se comenzará analizando el cambio de los extremos de la temperatura máxima diaria, seguido del análisis de los cambios en la temperatura mínima diaria y finalizando con el estudio de la precipitación.

### 4. 1. Temperatura máxima

Las funciones de distribución, tanto de los máximos como de los mínimos de esta variable, cambian respecto a la distribución del clima actual para todas las estaciones del año, como se extrae de la figura 1a y 1b, en la que sólo se han representado los valores del escenario SRES A2 para finales de siglo. Todas ellas se desplazan hacia valores más altos de la variable al aumentar su parámetro de localización, en consonancia con el calentamiento que proyectan los modelos climáticos del sistema. En cuanto a su forma, los mayores cambios se obtienen

para los máximos de primavera y para los mínimos del otoño y del verano, observándose poca variación en el invierno. En estos casos la distribuciones futuras tienen colas más extensas que las del clima actual. También se aprecia un aumento de incertidumbre en el parámetro de forma para finales de siglo.

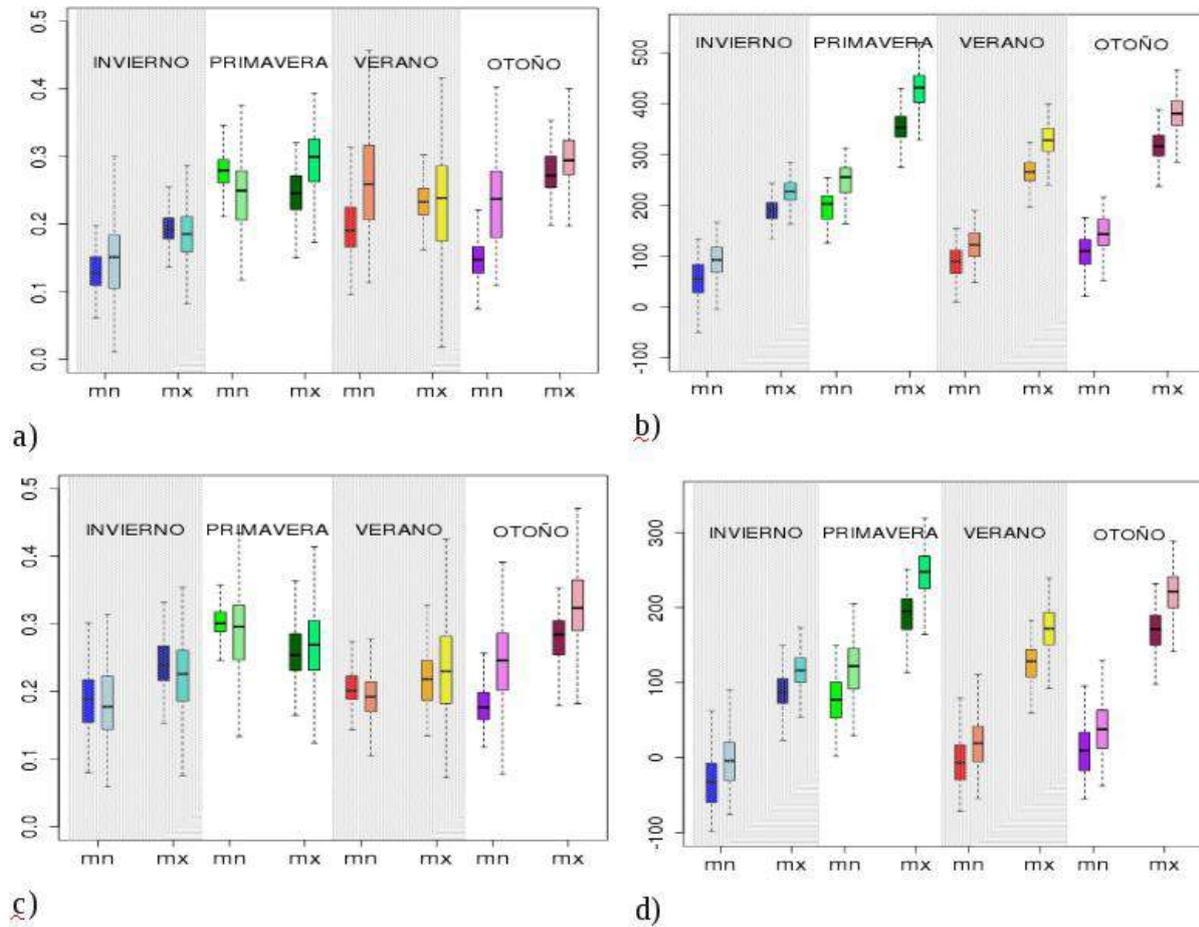


Figura 1: Diagramas de barras con los valores que toman los parámetros de forma (a, c) y de localización (b, d) de la distribución GEV de los máximos (mx) y los mínimos (mn) estacionales de la temperatura máxima (fila superior) y de la temperatura mínima (fila inferior) diaria, de todos los observatorios en el clima actual y a finales del siglo XXI (2081-2099), para el escenario SRES A2 y método SDSM. Para cada caso, la barra de la izquierda corresponde al clima actual y la de la derecha al clima futuro.

Este cambio en las funciones de las distribuciones hacia valores más elevados de temperatura nos indica que los valores más altos tenderán a ser más frecuentes en el futuro, mientras que los valores mínimos tenderán a ser menos frecuentes, como se observa en la figura 2, donde se representan los periodos de retorno que, en el clima futuro, tendrán los valores de máximos y mínimos que, en el clima actual, se presentan una vez cada 20 años. El aumento de la frecuencia de los máximos es mayor en los escenarios más emisivos. Así, para mediados de siglos, el periodo de retorno pasa a estar entorno a los 5 años y para finales tienden a tener una frecuencia anual en casi todas las estaciones analizadas, al disminuir apreciablemente la dispersión. Estos valores concuerdan con los resultados mostrados de otros trabajos (Kharin y Zwiers, 2007; Zwiers *et al.*, 2011) para el área mediterránea y el sur de Europa. Por el contrario, para los valores mínimos, existe un aumento progresivo de periodos de retorno, más acusado para los escenarios más emisivos, pasando de 20 años en el clima actual a valores superiores a los 70 años para finales del siglo XXI. A diferencia de los valores máximos, estos

valores tienen más variabilidad espacial.

Del análisis espacial, los valores que, en promedio, se presentan una vez cada 20 años (figura 3a) aumentan más en la zona interior que en el litoral. Así, para finales de siglo y para el escenario más emisoro (SRES A2), este valor se incrementará entre 6 y 10°C en las zonas del interior y entre 2 y 6°C en el litoral. Los valores mínimos tienen un incremento inferior (entre 2 y 6°C) en el interior peninsular (figura no mostrada).

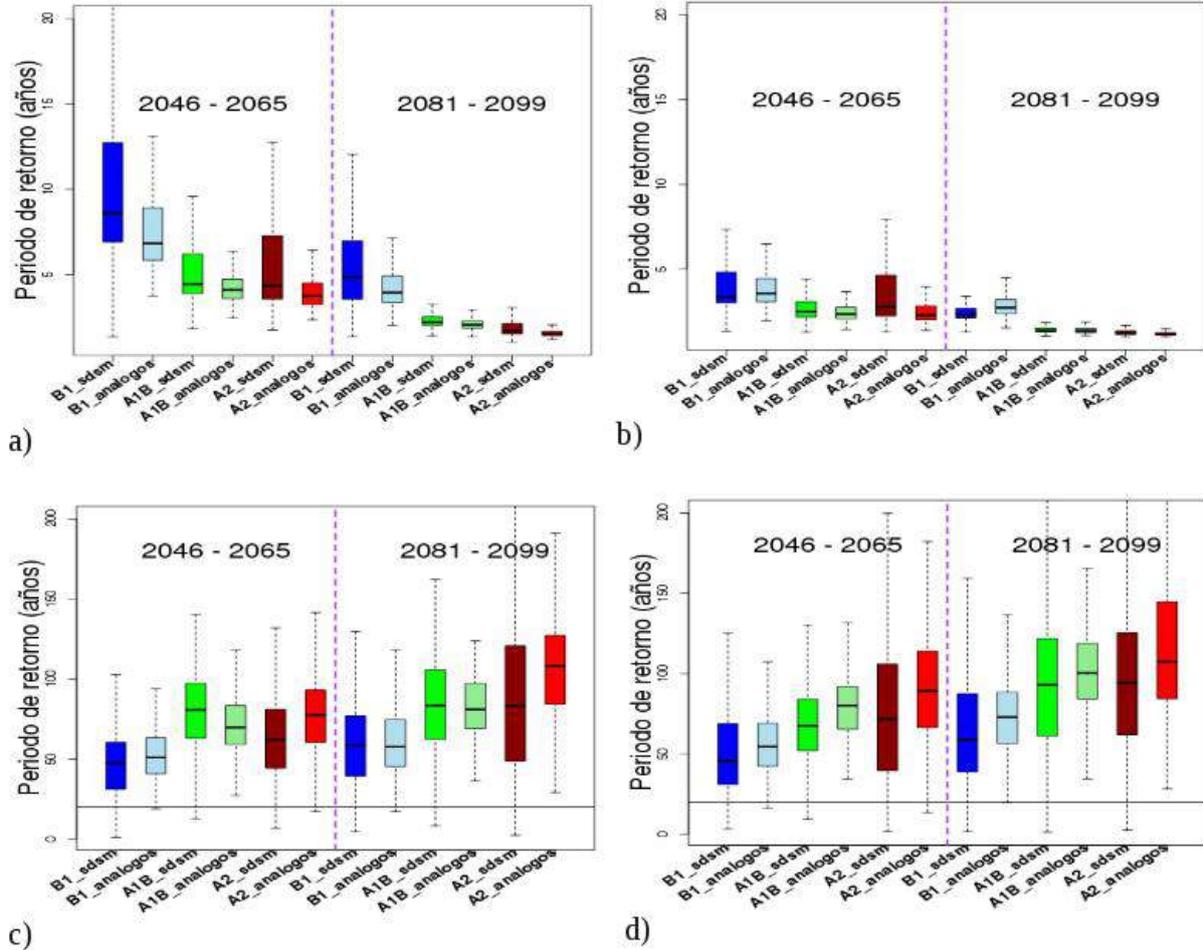


Figura 2: Diagramas de barras, por escenario y técnica de regionalización, de los periodos de retorno para mediados y finales del siglo XXI del valor máximo (a y b) y el valor mínimo (c y d) de la temperatura máxima diaria con una frecuencia promedio de una vez cada 20 años en el clima actual, para las estaciones de primavera (izquierda) y otoño (derecha).

#### 4.2. Temperatura mínima

Los parámetros de localización de las distribuciones ajustadas, tanto de los valores máximos como de los valores mínimos estacionales de esta variable, son mayores para el clima de finales de siglo que para el clima actual, en todas las estaciones (figura 1c y 1d), al igual que se ha obtenido para las temperaturas máxima diarias. Este resultado está en consonancia con un calentamiento del sistema climático. Sin embargo, el parámetro de forma presenta menos cambio, solo en el otoño se tienen mayores cambios tanto en los valores máximos como en

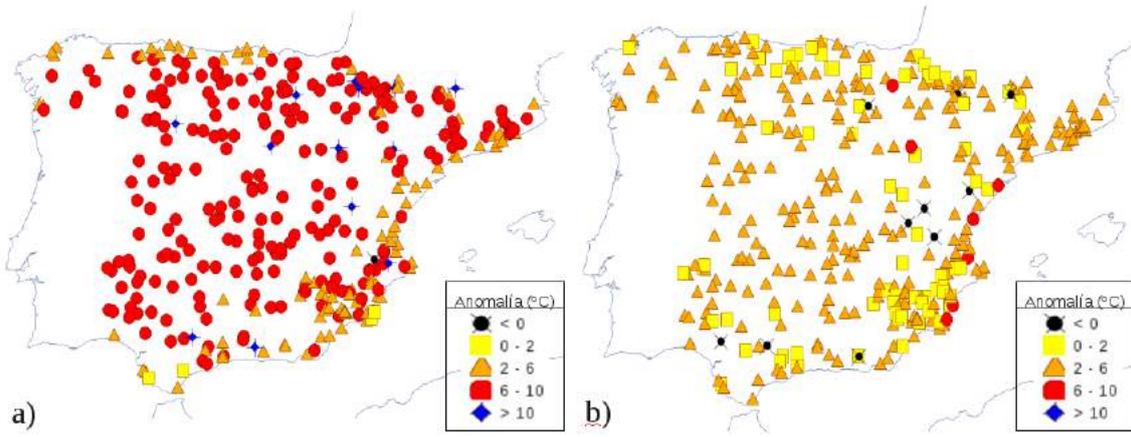


Figura 3: Distribución espacial de la anomalía, respecto del clima actual, de los máximos primaverales de la temperatura máxima (a) y de los mínimos primaverales de la temperatura mínima (b), con un periodo de retorno de 20 años, para el periodo 2081-2099 y bajo el escenario SRES A2.

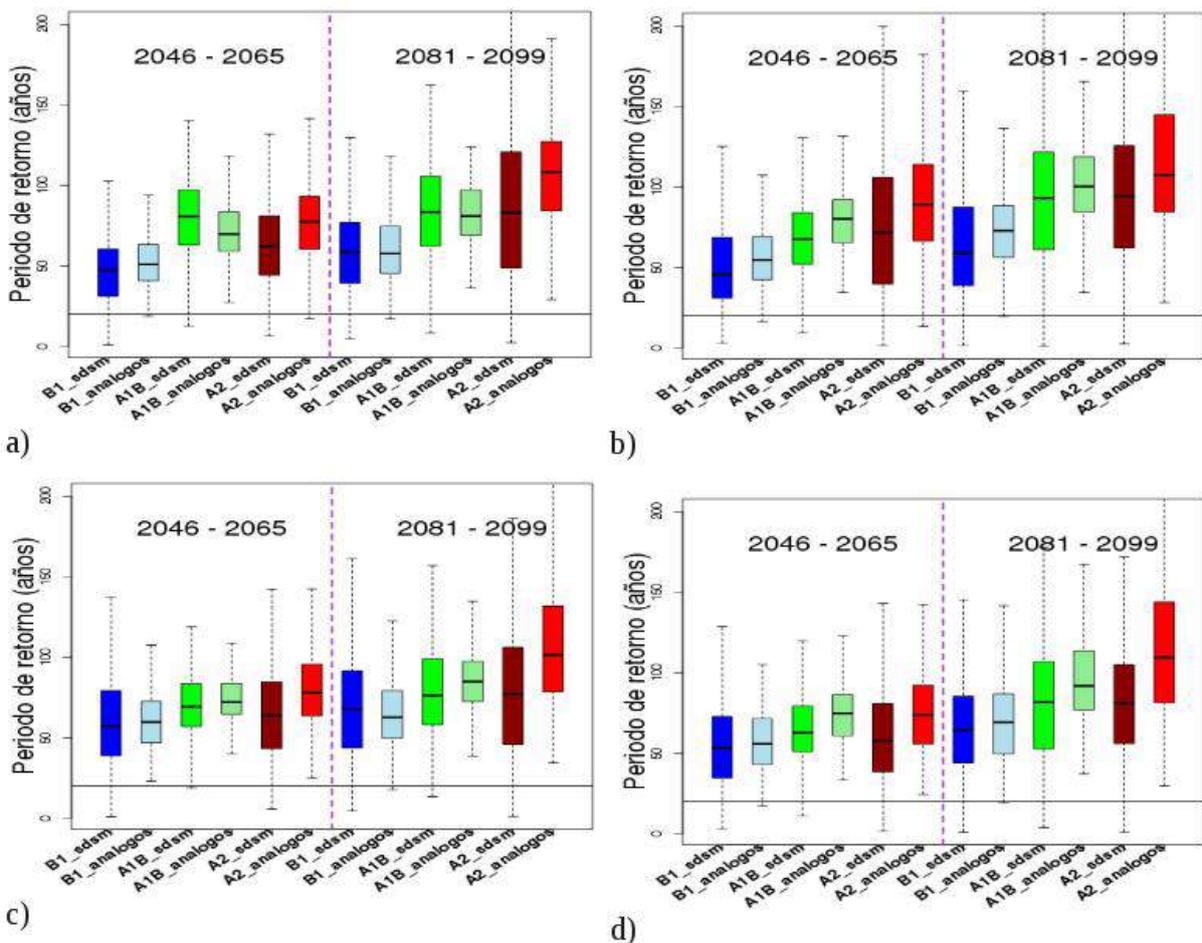


Figura 4: Diagramas de barra, por escenarios y técnica de regionalización, de los periodos de retorno para mediados y finales del siglo XXI del valor máximo (a y b) y el valor mínimo (c y d) de la temperatura mínima diaria que, en el clima actual, tiene periodo de retorno de 20 años, para las estaciones de primavera (izquierda) y otoño (derecha).

los mínimos. En ambos casos, las distribuciones tienden a tener colas con caídas menos abruptas.

De nuevo, se observa un aumento apreciable de la frecuencia de los valores máximos de la temperatura mínima en todos los escenarios, con menos dispersión espacial para finales del XXI. Así, para mediados de siglo y para el escenario más emisor el periodo de retorno pasa de 20 años a menos de 5 años y para finales de siglo tiene ya una frecuencia casi anual. Esta variación es mayor en otoño. En cuanto a los valores mínimos existe una disminución apreciable de la frecuencia en todos los escenarios, siendo más acusada bajo los escenarios más emisivos. Así, un valor que tiene una frecuencia promedio de una vez cada 20 años pasará a darse una vez cada 50 años o más.

En general, estos cambios no se dan por igual en todas las zonas, siendo mayor en el interior peninsular que en el litoral, con variaciones, con respecto al clima actual entre 2 y 6°C, tanto para los valores máximos como los mínimos primaverales (figura 3b, sólo se muestran los valores mínimos)

### 4.3. Precipitación

Atendiendo a los parámetros que caracterizan las distribuciones GEV, de los valores máximos estacionales de precipitación obtenidos para cada observatorio, no se aprecian variaciones significativas entre el periodo actual y el futuro para ninguna de las cuatro estaciones del año, ya que estos muestran una gran dispersión. Sin embargo, al analizar el cambio en el periodo de retorno del valor que, en el clima actual, se presenta una vez cada 20 años, se aprecia, en general, una ligera tendencia a su disminución aunque debe indicarse que la dispersión es grande; en promedio, estos valores pasarán a producirse una vez cada 10 años. Como se observa en la figura 5a existen modelos que, para algunos observatorios, en lugar de mostrar una reducción, muestran un aumento de este parámetro.

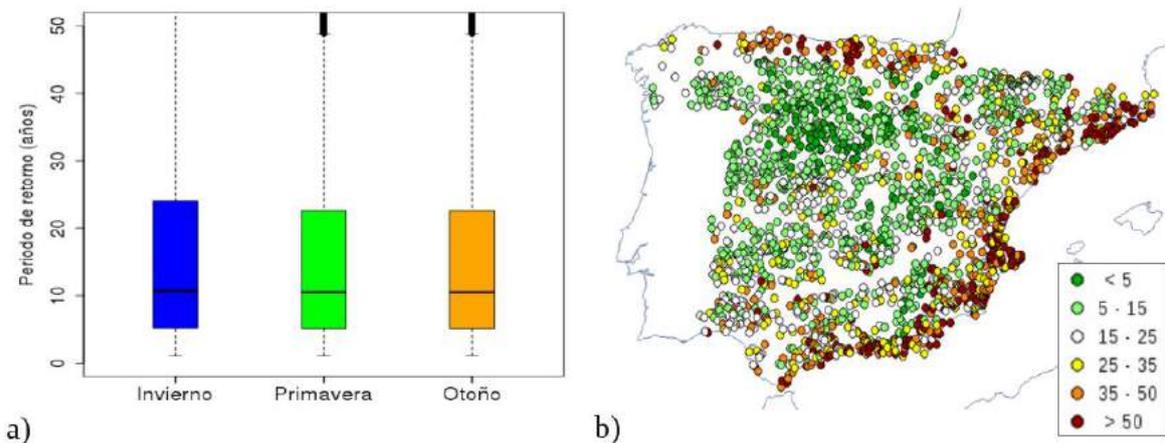


Figura 5: a) Diagrama de barras con los valores de los periodos de retorno estacionales de la precipitación en el escenario SRES A2 para 2081-2099. b) Distribución espacial en 2081-2099 del periodo de retorno de los máximos primaverales que, en el clima actual, se producían al menos una vez cada 20 años, bajo el escenario SRES A2.

Espacialmente (figura 5b), gran parte del interior peninsular (en la meseta norte) presenta una ligera tendencia al aumento de la frecuencia de las precipitaciones intensas, pasando los periodos de retorno de 20 años a valores por debajo de 15 años para el escenario SRES A2 y para finales del siglo XXI, según la técnica SDSM. En invierno y en otoño, se obtiene una disminución del periodo de retorno en la zona interior de la mitad norte y este peninsular y un aumento notable en el suroeste y el litoral mediterráneo.

## 5. CONCLUSIONES

Las distribuciones tanto de los valores máximos como de los valores mínimos estacionales de las temperaturas son diferentes en el clima actual y en el clima futuro, existiendo un aumento en el parámetro de localización para el clima futuro. Esto significa un desplazamiento de los valores extremos hacia valores más altos. Esto conlleva, un aumento de la frecuencia de los valores máximos estacionales de temperatura y una disminución para los valores mínimos, en todas las estaciones del año. Estas diferencias son más acusadas para los escenarios más emisivos y para finales del siglo XXI. Valores máximos con periodos de retorno de 20 años en el clima actual pasarán a tener periodos de retorno inferiores a 5 años a finales de siglo. Obteniéndose los valores más bajos de periodo de retorno en verano.

La frecuencia de los valores mínimos estacionales de las temperaturas máximas y mínimas disminuye apreciablemente. En este caso, los periodos de retorno obtenidos llegan a ser superiores a 50 años en todas las estaciones.

En lo que respecta a la precipitación, no existe diferencia significativa entre los parámetros que caracterizan las distribuciones del clima actual y futuro. Así, los periodos de retorno obtenidos no muestran variaciones significativas globalmente, aunque existen áreas con mayor concordancia. En estas áreas, se aprecia una ligera tendencia al aumento de la frecuencia de estas precipitaciones intensas. En promedio, se observa una ligera tendencia al aumento de precipitaciones intensas en el interior peninsular para todas las estaciones del año.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a María Jesús Casado Calle, María Asunción Pastor Saavedra y Ernesto Rodríguez Camino sus comentarios y sugerencias.

## 7. REFERENCIAS

- Brunet, M., Casado, M.J. , de Castro, M., Galán, P., López, J.A., Martín, J.M., Pastor, A., Petisco, E., Ramos, P., Ribalaygua, J., Rodríguez, E., Sanz, I. y Torre, L. (2008). *Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España*. Ministerio de Medio Ambiente Medio Rural y Marino. Madrid. 165 pp. ISBN: 978-84-8320-470-2.
- Coles, S. (2001). *An introduction to statistical modeling of extreme values*. Springer Series in Statistics. Springer Verlag London. 208 pp.
- Frías, M.D., Mínguez, R., Gutierrez, J.M. y Méndez, F.J. (2012). *Extremes of maximum temperatures over Iberian from Ensembles Regional Projections*. Cambio climático. Extremos e impactos. Rodríguez Puebla, C., Ceballos Barbancho, A., González Reviriego, Enrique Morán Tejeda y Ascensión Hernández Encinas (Eds.). Publicaciones AEC. Serie A, nº 8. Salamanca, 998 pp. ISBN: 978-84-695-4331-3

- Gumbel E. J. (1958) *Statistics of extremes*. Columbia University Press. New York. 375 pp.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S.D., Qin, M., Manning, Z., Chen, M., Marquis, K.B., Averyt, M., Tignor y H.L. Miller (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, 996 pp.
- IPCC (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, y P.M. Midgley (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.
- IPCC (2013). *Resumen para responsables de políticas. En: Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Stocker, T. F., D. Qin, G-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK y Nueva York, USA. 27 pp.
- IPCC (2014). *Summary for policymakers. In Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M.Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea y L. L. White (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, 32 pp.
- Katz, R.W., Parlange, M.B. y Naveau, P. (2002). Statistics of extremes in hydrology. *Advances in Water Resources*, Vol.25, 1287-1304 pp.
- Kharin, V. V, Zwiers, F. W., Zhang, X., y Wehner, M. (2013). *Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble*. *Climatic Change*, Vol.119, 345–357 pp. DOI:10.1007/s10584-013-0705-8
- Kharin, V. V., y Zwiers F. W. (2005). *Estimating extremes in transient climate change simulations*. *Journal of Climate*, Vol.18, 1156–1173 pp.
- Nakicenovic, N. y Swart, R. (Eds.) (2000). *Special Report on Emissions Scenarios*. Cambridge University Press; Cambridge, UK and New York, USA. 570 pp.
- Petisco de Lara, S. E., Ramos-Calzado, P. y Martín-Herrerros, J. M. (2012). *Extremos de temperaturas y precipitación para el siglo XXI en España*. Cambio climático. Extremos e impactos. Rodríguez Puebla, C., Ceballos Barbancho, A., González Reviriego, Enrique Morán Tejeda y Ascensión Hernández Encinas (Eds.). Publicaciones AEC. Serie A, nº 8. Salamanca, 998 pp. ISBN: 978-84-695-4331-3.
- Ramos, P., Petisco, E., Martín y J. M., Rodríguez, E. (2012) *Downscaled climate change projections over Spain: application to water resources*, *International Journal of Water Resources Development*. DOI:10.1080/07900627.2012.721700
- Ramos-Calzado, P. y Rodríguez-Camino, E. (2011). *Temperature and precipitation extremes over Spain for the 21st century*. EMS Annual Meeting Abstracts. Vol.8. EMS2011. 11th EMS/10th ECAM.
- Van der Linden P. y Mitchell, J.F.B. (Eds.) (2009). *ENSEMBLES: Climate Change and its impacts: Summary of research and results from ENSEMBLES project*. MetOffice Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1, 3PB, UK. 160 pp.
- Zwiers F. W., Zhang X. y Feng Y. (2011). *Anthropogenic Influence on Long Return Period Daily Temperature Extremes at Regional Scales*. *Journal of Climate*, Vol.24., 881-892 pp. DOI: 10.1175/2010JCLI3908.1

## SIMULACIONES REGIONALES PALEOCLIMATICAS: INDICE WI Y SU RELACIÓN CON LA NAO

Juan P. MONTÁVEZ<sup>1</sup>, Almudena GARCÍA-GARCÍA<sup>1</sup>, Elena GARCIA-BUSTAMANTE<sup>1</sup>,  
Juan J. GÓMEZ-NAVARRO<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Física, Universidad de Murcia, Murcia, España.*

<sup>2</sup>*Physics Institute, Climate and Environmental Physics, University of Bern, Switzerland*

montavez@um.es, almudena.garcia8@um.es, e.garciabustamante@um.es gomez@climate.unibe.ch

### RESUMEN

El índice WI (Westerly Index) se define mensualmente como el número de días que el viento tiene dirección Oeste en el Canal de la Mancha (Barriopedro et al, 2013). La potencialidad de este índice radica en la consistencia de su variabilidad con unos determinados patrones espaciales asociados de precipitación, temperatura y otras variables climáticas sobre buena parte de Europa, así como en la posibilidad de reconstruir este índice a partir de observaciones durante los últimos 500 años. Sin embargo, la comparación de las reconstrucciones de este índice con las del índice de la NAO (North Atlantic Oscillation) revelan que el acoplamiento de estos dos índices no es estacionario, lo cual se puede atribuir a priori tanto a una realidad física como a una deficiencia en las reconstrucciones.

La aplicación de modelos regionales para integraciones paleoclimáticas durante el último milenio permite la simulación de un clima coherente con un determinado conjunto de forzamientos externos del sistema climático, a la vez que asegura la consistencia física entre todas sus variables. Este clima simulado puede servir para evaluar reconstrucciones climáticas, así como para investigar los procesos físicos subyacentes a la variabilidad climática reconstruida. En este trabajo, se utiliza para investigar la no estacionariedad entre el WI y la NAO mencionada anteriormente. Para ello se utiliza una simulación paleoclimática generadas con el modelo regional MM5 acoplado al modelo global ECHO-G. Concluimos que los cambios temporales en la relación entre ambos índices son identificables también en las simulaciones. Así mismo, se investiga su relación con los cambios de los centros de acción de la NAO y si éstos están relacionados con el forzamiento solar.

**Palabras clave:** WI, NAO, modelos climáticos regionales, paleoclima, reconstrucciones climáticas

### ABSTRACT

The WI (Westerly Index) is defined monthly as the number of days that the wind has Westrn component in the English Channel (Barriopedro et al, 2013). The potential of this index resides in the consistency of its variability with certain spatial patterns of precipitation, temperature and other climatic variables over a large part of Europe, as well as the possibility to reconstruct this index from observations over the past 500 years. However, comparisons of this index reconstructions with NAO index (North Atlantic Oscillation) reveal that the

coupling between these two indices is not stationary, which is attributable to either physical mechanisms, or deficiencies in the reconstructions.

Using regional models to obtain paleoclimate estimates during the last millennium allows the simulation of a climate coherent with a given set of external forcings, while preserving physical consistency among variables. This simulated climate can be used to assess the skill of climate reconstructions, and to investigate the underlying physical processes in the climate variability. In this study, it is used to investigate the aforementioned non-stationarity between WI and NAO. We present an analysis of the stationarity in the relationship between the NAO and WI indices in paleoclimatic simulations generated using the MM5 regional model coupled to the global model ECHO-G. We conclude that temporal changes in the relationship between the two indices are also identifiable in the simulations. Also, the relationship with the changes of the centres of action of the NAO is investigated, as well as whether they can be related to solar forcing.

**Key words:** WI index, NAO, Regional Climate Models, palaeoclimate, climate reconstruction

## 1. INTRODUCCIÓN

El estudio del clima de la Tierra a escalas paleoclimáticas es fundamental para comprender el clima presente y futuro. Debido a la ausencia de observaciones en el periodo pre-industrial es necesario el uso de simulaciones climáticas así como de reconstrucciones basadas en datos proxy (Masson-Delmotte *et al.*, 2013). Ambas herramientas son una aproximación de la realidad y sufren de distintas limitaciones, que introducen una gran incertidumbre en el clima estimado a partir de ellas. Las reconstrucciones se suelen utilizar para reconstruir fundamentalmente variables paleoclimáticas como la precipitación o la temperatura. Algunas veces también pueden utilizarse para la reconstrucción de otras variables como la presión o incluso obtener índices climáticos que a su vez proporcionan información valiosa sobre la variabilidad de los modos de circulación en escalas paleoclimáticas. Algunos ejemplos de ello son las reconstrucciones de la NAO (Luterbacher *et al.*, 2001) o del Westerly Index (Barriopedro *et al.*, 2013).

Una herramienta fundamental para el estudio del clima presente, pasado y futuro son los modelos climáticos. Los modelos permiten realizar simulaciones numéricas del clima que ayudan a comprender la variabilidad del sistema climático en escalas temporales multidecadales y superiores. El uso de modelos climáticos, tanto de Circulación General como a escala regional, para experimentos paleoclimáticos (fundamentalmente del último milenio) (Gómez-Navarro *et al.*, 2012) permite la generación de climas consistentes con un determinado forzamiento externo, a la vez que aseguran una coherencia física entre todas sus variables. En este sentido las simulaciones pueden ser utilizados para evaluar la bondad de las reconstrucciones proxy (Rodrigo *et al.*, 2012, Dorado *et al.*, 2012).

Una de las limitaciones de las reconstrucciones climáticas es la suposición de que las relaciones establecidas en el periodo de calibración son estacionarios (Vicente-Serrano *et al.*, 2012). Esta limitación viene dada por el relativamente corto del periodo observacional. En este contexto, la dinámica desarrollada por los modelos climáticos en períodos más largos de tiempo puede servir para superar esta limitación, si bien el uso de modelos también conlleva asumir la estacionariedad de ciertos procesos físicos que son diagnosticados en las parametrizaciones físicas del modelo.

Barriopedro et al (2013) mostraron que la relación entre el índice WI (Westerly Index) y la North Atlantic Oscillation (NAO) no es estacionaria, siendo este hecho atribuido a una modificación de los centros de acción de la NAO. En este trabajo se plantea verificar dicha hipótesis utilizando una simulación climática de los últimos 2000 años realizada con un modelo regional de alta resolución. En primer lugar se comprueba la capacidad del modelo regional para representar los patrones de anomalías climáticas asociadas a dichos índices. En segundo lugar se estudia la no estacionariedad de la relación entre el WI y la NAO. Finalmente se investigan las razones de la relación entre la pérdida de coherencia entre ambos índices.

## 2. DATOS Y MÉTODOS

### 2.1. Simulaciones Regionales

La simulación climática regional ha sido realizada con una versión climática del *Fifth-Generation Pennsylvania State University - National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model* (MM5) (Grell, 1994). MM5 ha sido ampliamente usado en estudios climáticos (Jerez et al 2012; entre otros) y diversos estudios apoyan su capacidad para reproducir de manera suficientemente realista el clima en la Península Ibérica (Fernández et al, 2007, Gómez-Navarro et al, 2010) y Europa (Gómez-Navarro et al. 2013).

La configuración espacial utilizada consiste en dos dominios anidados bidireccionalmente con una resolución de 135 y 45 km para el dominio madre e hijo, respectivamente. El modelo produce salidas cada hora. Esta simulación regional se alimenta a través de las fronteras del dominio mediante condiciones de frontera provenientes del modelo global ECHO-G. Esta simulación consiste en una simulación de 8000 años que considera forzamiento solar, gases de efecto invernadero y factores orbitales. Sólo el periodo 0-2000 ha sido considerado en la simulación regional. Salvo por el forzamiento volcánico, los forzamientos empleados aquí son equivalentes al empleado en Gómez-Navarro et al (2011, 2012, 2013). Debido a longitud de esta simulación, y la carencia de reconstrucciones realistas sobre actividad volcánica más allá del último milenio, esta simulación no considera los efectos de la actividad volcánica. Se trata de una decisión pragmática, pues incluir el forzamiento sólo durante el último milenio (cuando es conocido) habría creado una simulación inhomogénea. Obviamente esto introduce una simplificación que limita la veracidad de los resultados, y hace que la evaluación del impacto del forzamiento volcánico tenga que ser postergado a posteriores análisis. De hecho, nuevas simulaciones están siendo llevadas a cabo en este momento para atajar esta limitación. Tanto la simulación del modelo global como el regional se realizaron en el centro de computación del clima alemán (DKRZ).

Por consistencia con las condiciones de frontera, el modelo regional ha sido forzado de forma idéntica al modelo global (gases de efecto invernadero, actividad solar y parámetros orbitales). Sin embargo, la cubierta vegetal así como los usos de suelo se mantuvieron constantes durante la simulación, e igual a los valores actuales. Nuevamente se trata de una simplificación que potencialmente puede afectar a los resultados, especialmente hacia el final de la simulación. La configuración física empleada ha sido seleccionada teniendo en cuenta previos estudios sobre la Península Ibérica (Fernández et al, 2007, Jerez et al, 2013). Se ha usado la parametrización de cúmulos de Grell (Grell, 1993), el esquema *Simple Ice* para microfísica (Dudhia, 1989), MRF para la capa límite (Hong and Pang, 1996) y el esquema de

radiación de onda larga RRTM (Mlawer,1997). El modelo de suelo usado es NOAH (Chen and Dudhia, 2001), que simula de manera dinámica la temperatura y la humedad del suelo en 4 capas hasta los 2 metros de profundidad.

## 2.2. El índice WI.

El índice WI es un índice asociado a la persistencia del viento del oeste en la zona del canal de la Mancha (Barrapedro et al, 2013). En este trabajo, el índice WI se ha calculado para los 2000 años simulados como la fracción mensual de días en los que la dirección del viento medio diario está entre  $225^\circ$  y  $315^\circ$ . La serie de viento utilizada es el promedio espacial de los datos contenidos en la ventana que va desde  $10^\circ\text{O}$  hasta  $5^\circ\text{E}$  y desde  $48^\circ\text{N}$  hasta  $52^\circ\text{N}$ . La serie mensual obtenida para invierno, así como su media móvil de 90 términos se presentan en la Figura 1. El valor medio del índice WI es 0.56, siendo los valores más altos en invierno (0,6) y menores en primavera (0.46) para todo el periodo.

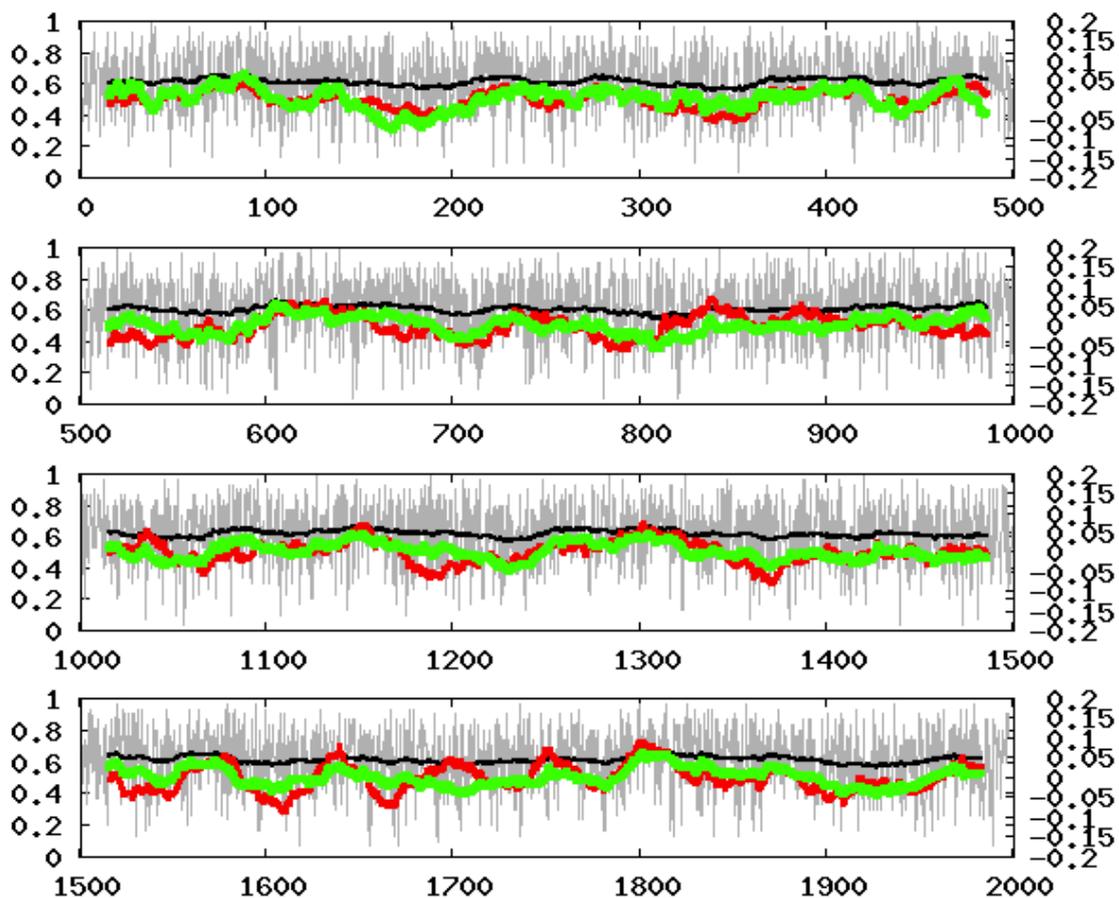


Figura 1. Evolución del índice WI y su relación con la NAO en la simulación. La serie gris representa la serie mensual del índice WI para los meses de invierno (Diciembre-Febrero). En rojo se representa la media móvil de 90 elementos (30 años) del mismo índice. Finalmente, la línea verde representa la evolución del índice NAO. Nótese que el índice de la NAO es adimensional, y su magnitud se representa en la escala de la derecha.

## 2.3. El índice NAO

La NAO es un modo de variabilidad fundamental de la dinámica atmosférica, con gran influencia en la zona del Atlántico Norte y particularmente Europa (Trigo et al, 2002). Se define mediante un índice que se puede asociar a la intensidad del flujo zonal promedio en

Europa. Desde el punto de vista operacional, este índice se puede definir de diversas formas fundamentalmente equivalentes. En general, se puede definir como la anomalía de la diferencia de presión entre dos puntos, normalmente uno situado en el Atlántico norte y otro situado en latitudes medias. La definición más comúnmente usada utiliza Reikiavik y las Azores, aunque es común encontrar en la literatura la utilización de otras localizaciones como Londres, Gibraltar o incluso París. Otra forma habitual de definir el índice es mediante el uso de análisis en Componentes Principales. En este estudio se ha definido el índice de la NAO como la Componente Principal (CP) asociada a la primera EOF del campo de anomalías de presiones del modelo global en la ventana 20 °N 80 °N, 50 °W, 20 °E. Esta metodología presenta la ventaja de que permite no sólo definir el índice, sino también identificar los patrones asociados y sus centros de acción. En la Figura 1 se presenta, además del índice WI, el índice de la NAO así obtenido con un filtro de 30 años para los últimos 2000 años. En esta figura se puede apreciar un acuerdo (correlación temporal) razonable de los dos índices a lo largo del periodo simulado, a excepción de algunos periodos donde el desacople es evidente, como a comienzos del último milenio y sobre todo entre los siglos XVII y XVIII.

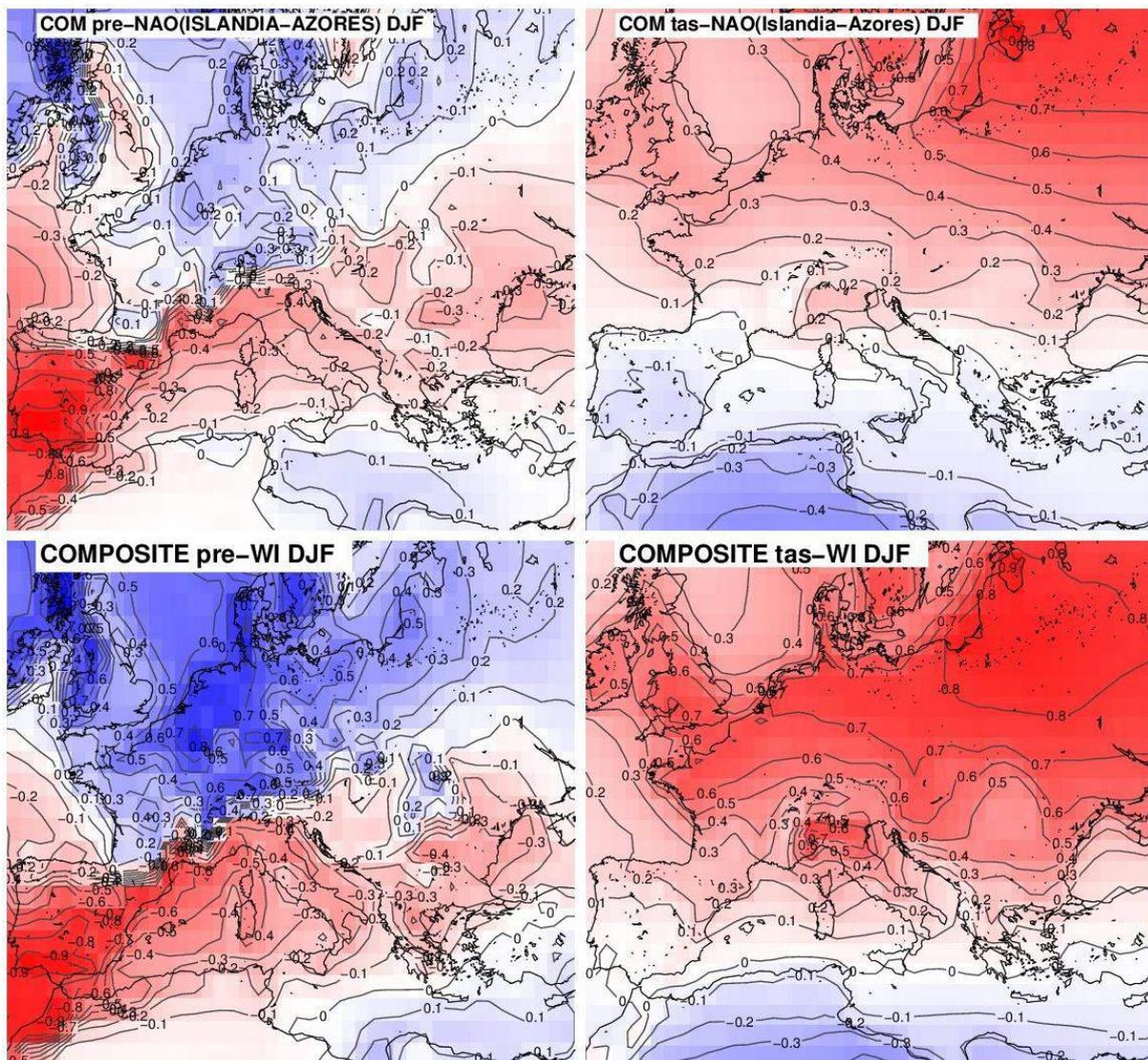


Figura 2 Mapas de diferencias entre los patrones de temperatura (tas) (derecha) y precipitación (pre) (izquierda) para las fases positivas y negativas de los índices WI (abajo) y a la NAO (arriba).

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Patrones espaciales de anomalías asociados a la WI y la NAO.

En primer lugar se evalúa la capacidad del modelo para reproducir los patrones observados de precipitación, temperatura y presión asociados a la variabilidad del WI. En la Figura 2 se representan las diferencias entre los patrones de temperatura y precipitación para eventos de WI alta y baja. Como evento de WI alta (baja) se han tomado el percentil 75 (25). Los valores representados se han escalado para que el máximo valor sea 1. De manera similar, la figura muestra también los mismos resultados pero asociados al índice de la NAO.

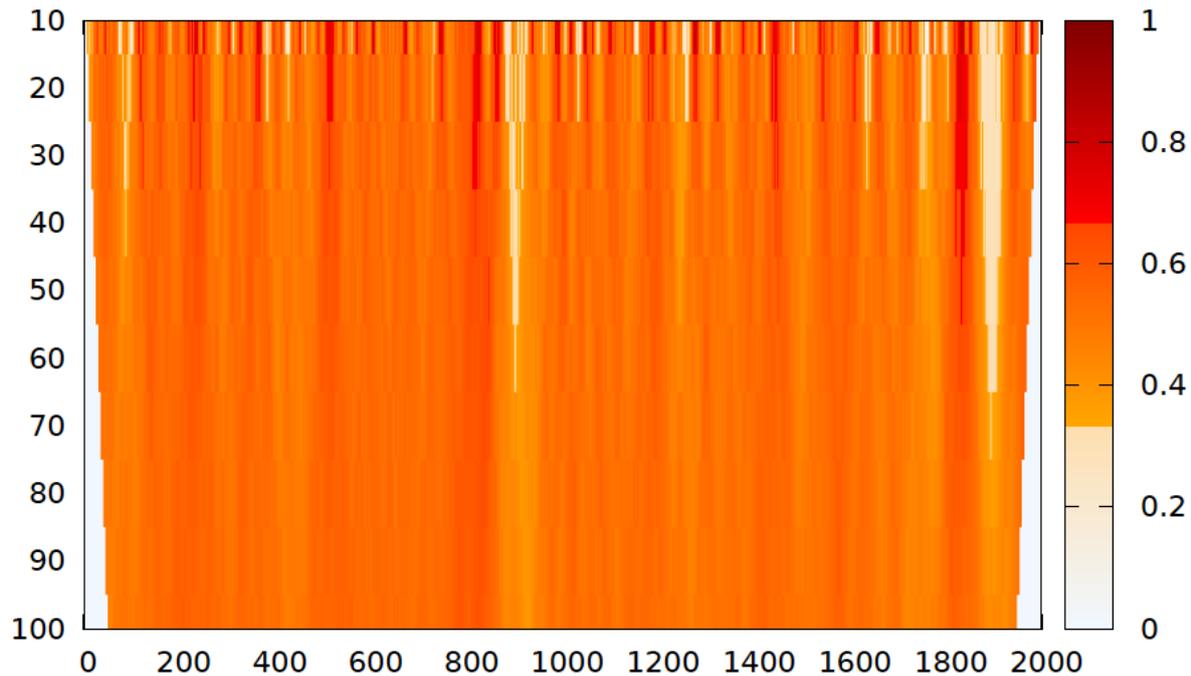


Figura 3. Correlaciones móviles entre los índices WI y de la NAO durante el periodo simulado 1-2000. En horizontal se indica la fecha del centro de la ventana, mientras que la dirección vertical indica el tamaño de la ventana utilizada para calcular la correlación, desde interanual hasta un siglo.

Comparando los patrones anteriores con los resultados discutidos por Barriopedro et al. (2013) mediante datos observacionales, se observa que los patrones reproducidos por el modelo presentan una gran similitud con las obtenidas mediante datos experimentales. El patrón de temperatura está caracterizado por mayores temperaturas en eventos de WI alta que se extiende desde las islas británicas hasta centro Europa, Península escandinava y Europa del Este. Este patrón se puede entender fácilmente en términos físicos que a grosso modo reproducen los mecanismos de la NAO (Trigo et al, 2002). Una anomalía positiva del índice WI indica una mayor persistencia de vientos del Oeste, que en invierno están asociados a una anomalía en la advección de aire cálido y húmedo desde el Océano Atlántico al continente Europeo. Así mismo, el patrón de precipitación se caracteriza por una distribución bipolar Norte-Sur. Esto ocurre debido a que una mayor zonalidad del viento en el Canal de la Mancha está asociado a una intensificación de la presión en superficie en la zona de las Azores, lo que desvía el paso de bajas presiones hacia el centro y Norte de Europa. Esto produce una anomalía positiva en la precipitación en el centro y Norte de Europa, mientras que produce un déficit de precipitación en la Europa Mediterránea.

No obstante de las similitudes entre la NAO y el WI discutidas en el párrafo anterior, los patrones de anomalías de la NAO presentan algunas diferencias respecto a los patrones del WI. En el caso de la temperatura el patrón asociado a la NAO está ligeramente desplazado hacia el norte. Para la precipitación el patrón de la NAO presenta una mayor respuesta de la precipitación en el Norte de Europa.

### 3.2. Relación entre la WI y la NAO

En la Figura 1 se presentaron las series de la NAO y la WI respectivamente en la simulación. La correlación para las series entre la NAO y WI calculadas para el periodo completo suavizando las series con distintas medias móviles muestra (no se incluye figura) que dichas correlaciones son altas ( $>0,5$ , 20 años) para ventanas pequeñas y van disminuyendo cuando se aumenta el tamaño de la ventana ( $<0,2$  100 años). Por lo tanto la relación entre ambos índices prácticamente desaparece en la baja frecuencia, siendo importante en las altas frecuencias.

En el trabajo de Barriopedro et al (2013) se presenta la dependencia de la relación con el periodo analizado comparando distintos índices reconstruidos de la NAO con el índice WI, utilizando para ello ventanas móviles de diversa longitud. En la Figura 3 se presenta las correlaciones entre los índices WI y NAO mensuales para todo el periodo de simulación, utilizando ventanas temporales de distinta longitud (indicada en el eje de ordenadas)

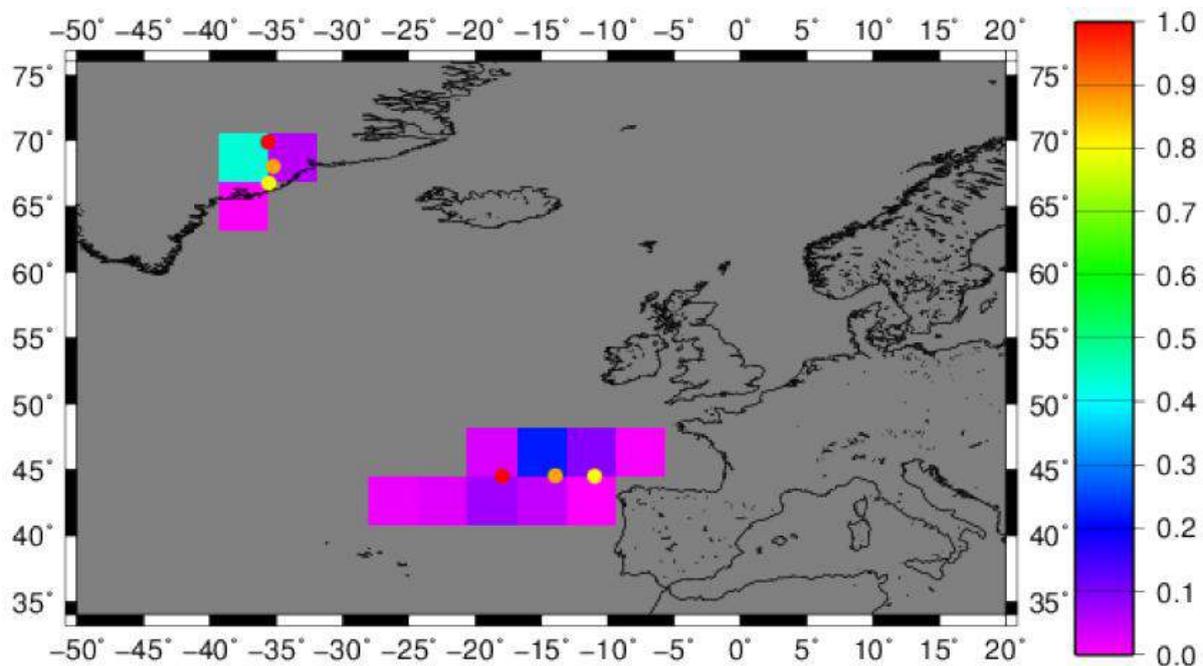


Figura 4. Evolución de los centros de acción de la NAO a lo largo de la simulación. Los cuadrados indican los lugares y la frecuencia en la que los centros de acción aparecen en cada punto del rejilla del modelo. EL punto naranja indica el punto promedio. El punto rojo (amarillo) indica el promedio en situaciones de alta (baja) correlación entre la WI y la NAO

Estos resultados muestran que la relación que aparece entre los dos índices no es estacionaria. En lugar de eso, a lo largo de los 2000 años simulados aparecen correlaciones que van desde valores prácticamente nulos hasta correlaciones por encima de 0,9. Para el caso concreto de la correlación móvil con una ventana de 41 años, se aprecian correlaciones que van desde 0,3

hasta 0,7. Estos valores están en buen acuerdo con los resultados de Barriopedro et al (2013) basados en registros instrumentales y reconstrucciones. Por lo tanto el modelo es capaz de reproducir el comportamiento observado en estos registros, lo que apoya el argumento de que los periodos de desacoplo entre el WI en la NAO pueden no ser debidos a errores en las observaciones, sino que hay un mecanismo físico real subyacente. Incluso los rangos temporales de acoplamiento y desacoplamiento son similares.

### 3.3. Estacionariedad en la relación entre WI y NAO

La cuestión que se plantea a continuación es entender a qué puede ser debido este desacoplo entre los dos índices. Una posible explicación puede ser la modificación del modo de variabilidad descrito por la NAO. Para analizar esta hipótesis, se ha calculado la posición de los centros de acción de la NAO a lo largo de la simulación. La metodología seguida consiste en calcular las EOFs de las anomalías de presión a nivel de mar en el área anteriormente descrita en periodos móviles de 60 años con pasos de un año, barriendo los 2000 años simulados. En la Figura 4 se presenta las posiciones en las aparecen estos centros de acción y su frecuencia. Así, mientras que el mínimo ha sufrido pequeñas variaciones a lo largo de la simulación, el máximo sufre importantes variaciones longitudinales.

Para estudiar la relación entre los centros de acción de la NAO y los cambios en la correlación entre NAO y WI se han elegido los periodos de máxima correlación y mínima correlación, empleando los percentiles 90 y 10 respectivamente. A partir de estos se ha calculado las posiciones medias de los centros de acción y se han indicado en los puntos de la Figura 4. Los periodos de mayor (menor) acoplamiento entre los índices están asociados con un desplazamiento del centro de altas presiones hacia el Oeste (Este), lo que conlleva una mayor zonalidad (meridionalidad) de la advección de aire del Atlántico sobre el continente Europeo.

## 4. CONCLUSIONES

En este trabajo se han reafirmado los resultados mostrados en Barriopedro et al. (2013) en el contexto de una simulación numérica. Se ha demostrado que el carácter no estacionario de la relación entre el WI y la NAO se puede reproducir mediante modelos climáticos. La relación entre estos índices no es constante y depende fundamentalmente del cambio en los centros de acción del patrón espacial de la NAO, caracterizado por la primera EOF de las anomalías de presión en a nivel del mar.

También se ha obtenido que la relación entre ambos índices es más fuerte en la alta frecuencia (escala interanual), desapareciendo en baja frecuencia (escala multidecadal y secular). Este hecho refuerza la hipótesis de que existe una falta de estacionariedad en las relaciones entre los índices y por ende con los patrones espaciales de anomalías que conllevan, pudiendo ser de utilidad a la hora de reconstruir campos climáticos de distintas variables a partir de la NAO.

Aunque no se ha discutido aquí por cuestiones de brevedad, análisis preliminares indican que no existe una relación clara entre el desacoplo entre ambos índices con el forzamiento natural y antrópico. Esto puede indicar que la no estacionariedad en la relación se debe fundamentalmente a variabilidad interna del sistema climático. No obstante pueden aparecer conexiones indirectas entre diversas variables climáticas que deben ser estudiadas en más

profundidad. Esto se puede evaluar comparando varias simulaciones que comparten el mismo forzamiento, siguiendo así una metodología similar a la empleada por Gómez-Navarro et al, (2012).

Este trabajo pretende poner de manifiesto el gran potencial de la utilización de experimentos climáticos llevados a cabo con modelos regionales como apoyo y fuente de validación de las técnicas y procedimientos de reconstrucciones climáticas.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Gobierno de España y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por medio de los proyectos SPEQ-TRES (CGL2011-29672-C02-02) y Salvá-Sinobas (200800050083542).

## REFERENCIAS

- Barriopedro, D., D. Gallego, M.C. Alvarez-Castro, M. Carmen, R. García-Herrera, D. Wheeler, C. Peña-Ortiz, C Barbosa (2013). Witnessing north atlantic westerlies variability from ships' logbooks (1685-2008). *Climate Dynamics*, pp 1-17.
- Chen F. y J. Dudhia (2001). *Coupling an Advanced Land Surface-Hidrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Preliminary Model Validation*. *Monthly Weather Review*, pp 129:587, 604.
- Dudhia J. (1989). *Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using amesoscale two-dimensional model*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20), pp 3077-3107.
- Fernandez J., J.P. Montavez, J. Saenz, J.F. Gonzalez-Rouco, y E. Zorita (2007). *Sensitivity of the MM5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: Annual cycle*. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* , 112(D4), pp D04101.
- Gómez-Navarro, J. P. Montáñez, P. Jiménez-Guerrero, S. Jerez, J. A. Garcia-Valero, y J. F. González-Rouco (2010). *Warming patterns in regional climate change projections over the Iberian Peninsula*. *Meteorologische Zeitschrift* , 19(3), pp 275-285.
- Gómez-Navarro J.J, J.P. Montáñez, S. Jerez, P. Jiménez-Guerrero, R. Lorente-Plazas, J.F. Gonzalez-Rouco, y E. Zorita (2011). *A regional climate simulation over the Iberian Peninsula for the last millennium*. *Climate of the Past*, 7: pp 451-472.
- Gómez-Navarro, J. J., Montáñez, J. P., Jiménez-Guerrero, P., Jerez, S., Lorente-Plazas, R., González-Rouco, J. F., & Zorita, E. (2012). *Internal and external variability in regional simulations of the Iberian Peninsula climate over the last millennium*. *Climate of the Past*, 8(1), pp 25-36.
- Gómez-Navarro, J.J., J.P. Montáñez, S. Wagner and E. Zorita (2013): *A regional climate palaeosimulation for Europe in the period 1500–1990 – Part 1: Model validation*, *Climate of the Past*, 9, pp 1667-1682.
- Grell. G.A (1993). *Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations*. *Monthly Weather Review* , 121(3). pp 764-787
- Grell, G.A., J. Dudhia, and D. R. Stauer (1994). *A description of the 5<sub>th</sub>-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*. NCAR Tech. Note NCAR/TN-398 1 STR, 1994.

Hong S.Y and H. L. Pan (1996). *Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model*. Monthly Weather Review, 124: pp 2322-2339.

Jerez S., J.P. Montávez, J.J. Gomez-Navarro, P.A. Jimenez, P. Jimenez-Guerrero, R. Lorente, y J.F. Gonzalez-Rouco (2012). *The role of the land-surface model for climate change projections over the Iberian Peninsula*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117 (D1).

Jerez, J.P. Montavez, P. Jimenez-Guerrero, J.J. Gomez-Navarro, R. Lorente-Plazas, y E. Zorita (2013). *A multi-physics ensemble of present-day climate regional simulations over the Iberian Peninsula*. Climate Dynamics, 40(11-12): pp 3023-3046.

Dorado-Liñán, I., Büntgen, U., González-Rouco, F., Zorita, E., Montávez, J. P., Gómez-Navarro, J. J., Brunet, M., Heinrich, I., Helle, G., Gutiérrez, E.. (2012). *Estimating 750 years of temperature variations and uncertainties in the Pyrenees by tree ring reconstructions and climate simulations*. Climate of the Past, 8(3), pp 919-933.

Luterbacher J, Xoplaki E, Dietrich D, Jones PD, Davies TD, Portis D, González-Rouco JF, von Storch H, Gyalistras D, Casty C, Wanner H (2002) *Extending North Atlantic Oscillation reconstruction back to 1500*. Atmospheric Science Letters, 2, pp 114-124.

Masson-Delmotte, V., M. Schulz, A. Abe-Ouchi, J. Beer, A. Ganopolski, J.F. González-Rouco, E. Jansen, K. Lambeck, J. Luterbacher, T. Naish, T. Osborn, B. Otto-Bliesner, T. Quinn, R. Ramesh, M. Rojas, X. Shao and A. Timmermann, (2013). *Information from Paleoclimate Archives*. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Mlawer, S.J., Taubman, P.D., Brown, M.J., Iacono, y S.A. Clough (1997). *Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave*. Journal of Geophysical Research, 102: pp 16663-16682.

Rodrigo, F.S., J.J. Gómez-Navarro, y J.P. Montávez. (2012). *Climate variability in Andalusia (southern Spain) during the period 1701–1850 based on documentary sources: evaluation and comparison with climate model simulations*. Climate of the Past, 8(1), pp 117-133.

Vicente-Serrano, S.M, López-Moreno, J.I. (2008): *The nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation*. Journal of Geophysical Research 113, D20120.

Trigo, R.M., Osborn, T.J., Corte-Real, J.M. (2002): *The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms*. Climate Research, 20, pp 9-17.

# PROYECCIÓN DE LA ACTIVIDAD CICLÓNICA FUTURA BASADA EN PATRONES SINÓPTICOS DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

Javier DÍEZ, Antonio ESPEJO,  
Fernando J. MENDEZ, Manuel DEL JESUS, Jorge PÉREZ, Iñigo J. LOSADA  
*Instituto de Hidráulica Ambiental "IH Cantabria" Universidad de Cantabria, España*  
javier.diez@unican.es, antonio.espejo@unican.es, fernando.mendez@unican.es,  
manuel.deljesus@unican.es, jorge.perezgarcia@unican.es, losadai@unican.es

## RESUMEN

La inundación así como otros efectos derivados de los ciclones tropicales (TCs) suponen hoy en día uno de los mayores riesgos naturales en las zonas costeras, afectando gravemente a las zonas bajas y altamente pobladas de las latitudes medias del planeta. En los últimos años se han producido varios eventos catastróficos como el Katrina en el 2005 o el Haiyan en el 2013 con importantes pérdidas tanto humanas como económicas. Estas graves consecuencias evidencian la necesidad de estudiar los *drivers* condicionantes de la actividad ciclónica con el objetivo de predecir cambios potenciales en el futuro.

Existen una serie de condiciones climáticas favorables para la génesis y desarrollo de los TCs: una elevada temperatura superficial del mar (SST), la baja o moderada cizalladura vertical del viento o elevados valores de humedad en el aire. El presente estudio se centra en el papel de la SST como uno de los forzamientos más importantes para explicar la variabilidad estacional e interanual de la actividad ciclónica.

Nuestro estudio está enfocado a caracterizar la relación existente entre las situaciones sinópticas de SST (predictor) y la actividad ciclónica (predictando) mediante la utilización de técnicas de minería de datos (*data mining*). Una vez establecida la relación entre el predictor y el predictando y disponiendo de las proyecciones futuras de la SST mediante modelos generales de circulación (GCMs) pueden estimarse los cambios esperados en la actividad ciclónica.

En este trabajo se muestran algunos ejemplos de aplicación de esta metodología para los huracanes del Atlántico Norte.

**Palabras clave:** Cambio climático, ciclones tropicales, *downscaling* estadístico, temperatura superficial del mar.

## ABSTRACT

Flooding and other effects of tropical cyclones (TCs) represent one of the major natural hazards in coastal areas, severely affecting low-lying and highly populated mid-latitude areas of the planet. In recent years there have been several catastrophic events like Katrina in 2005 and Haiyan in 2013 with important human and economic losses. These serious consequences motivate the need to study the drivers of cyclonic activity in order to predict potential changes in the future.

There are favorable weather conditions for the genesis and development of TCs such as: high sea surface temperature (SST), low to moderate vertical wind shear or high levels of humidity

in the air. This study is focused on the role of SST as one of the most important forcings to explain the seasonal and interannual variability of hurricane activity.

Our study is focused on characterizing the relationship between the synoptic situations of SST (predictor) and cyclonic activity (predictand) using data mining techniques. Once the relationship between predictor and predictand is established and having the future projections of SST, by means of general circulation models (GCMs), changes in hurricane activity can be estimated.

Some examples of the methodology are shown for the North Atlantic hurricanes.

**Keywords:** Climate change, tropical cyclones, statistical downscaling, sea surface temperature.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los ciclones tropicales se encuentran entre los fenómenos naturales más devastadores del planeta. Recientes eventos con consecuencias catastróficas han suscitado la necesidad de desarrollar metodologías para estimar los impactos económicos y humanos asociados a los TCs bajo distintos escenarios de cambio climático. (Mendelshon *et al.* 2012, Peduzzi *et al.* 2012).

La SST en el Atlántico Norte (NA) se incrementó en las últimas décadas debido en gran parte al efecto invernadero (Santer *et al.* 2006). Es conocido que la intensidad de los TCs es muy sensible a la SST, la cual determina principalmente la energía superficial (calor latente) transferida desde el océano a la atmósfera. Emanuel (2005, 2007) encontró una alta correlación entre la SST del NA y la duración, frecuencia e intensidad de las tormentas. Otros estudios apuntan a que la estructura espacial de la SST es más importante que los valores absolutos (Vecchi and Soden 2007; Vecchi *et al.* 2008; Villarini *et al.* 2010; Ramsay and Sobel 2011; Villarini y Vecchi, 2012). Además, recientes publicaciones muestran una migración en dirección a los polos de la localización de la máxima intensidad de los ciclones debido posiblemente a la expansión tropical como consecuencia del cambio climático (Kossin *et al.*, 2014).

El presente estudio trata de estimar los posibles cambios en la intensidad, trayectorias y frecuencias de los ciclones en el NA a través de las proyecciones de las SST estimadas por los GCMs pertenecientes a la quinta fase del Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5). Para ello, se utiliza una metodología basada en técnicas de *downscaling* estadístico con el objetivo de caracterizar la relación existente entre las situaciones sinópticas de SST (predictor) y la actividad ciclónica (predictando).

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1 Bases de datos

Con el propósito de establecer nuestro predictor se han utilizado los datos mensuales de SST en el periodo 1854-2013 de la base de datos de la NOAA: Extended Reconstruction Sea Surface Temperature versión 3b (ERSSTv3b, Smith *et al.*, 2003). El dominio espacial utilizado se encuentra entre las coordenadas 100°W y 10°W y entre 0°N y 45°N y está formado por una malla regular de 2 grados de resolución. Debido a la dependencia existente entre el déficit de presión de los TCs y la SST subyacente, usamos una transformación de la

SST a la que hemos llamado Sea Surface Temperature Index (ISST). Esta permite optimizar la información utilizada como input en el algoritmo de clasificación. Para obtener dicha transformada se relacionan la presión y la SST interpoladas horariamente a lo largo de la traza de todos los ciclones tropicales del NA. La figura 1 muestra, mediante puntos azules, la relación existente entre los valores de SST y el déficit de presión ( $P_{deficit} = P_{ambiente} - P_{centro\ perturbación}$ ), y entre la SST y los valores de ISST normalizados de 0 a 1. Estos últimos han sido obtenidos a través del ajuste de la envolvente representada mediante una línea roja. Es posible apreciar como para valores de ISST cercanos a 0 corresponden temperaturas de SST por debajo o por encima de los 20 y 31 grados Celsius respectivamente. En dichos intervalos la actividad ciclónica es prácticamente nula. Asimismo, para temperaturas comprendidas entre 26 y 29 °C, cuando existe un mayor número de eventos y sus intensidades son mayores, los valores de la ISST son cercanos a 1. Por lo tanto, el índice ISTT tiene como objetivo capturar aquellas situaciones en las cuales la actividad ciclónica es más elevada.

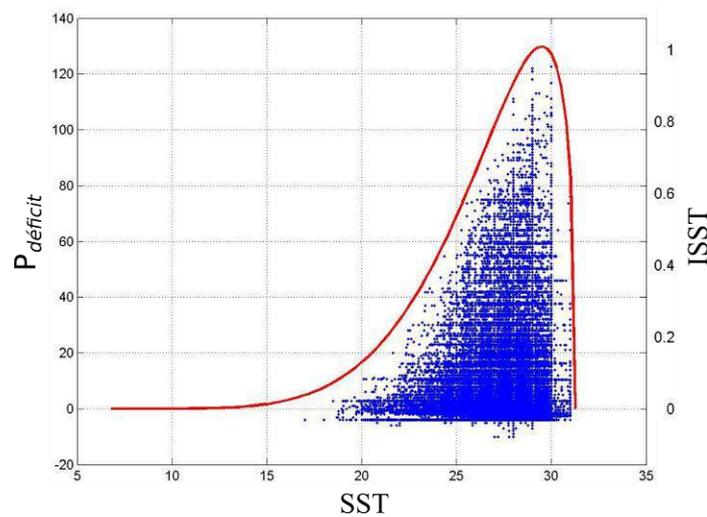


Fig. 1: SST versus déficit de presión y SST versus ISST.

La base de datos de ciclones utilizada es la IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship; Knapp *et al.* 2010). Entre todas las bases de datos existentes la IBTrACS contiene el registro más completo de TCs al disponer de información de varios centros e incluye información de la presión (mb) y posición cada 6 horas en el centro de la perturbación durante el periodo 1842-2013. Para realizar un análisis más riguroso se han interpolado horariamente los datos mediante el método descrito por Elsner y Jagger (2012). Además, se han utilizado únicamente aquellos ciclones comprendidos en el periodo 1982-2012 ya que hasta la aparición de los satélites meteorológicos geostacionarios a mediados de los 70 existían considerables incertidumbres en las medidas globales de la actividad ciclónica.

Para predecir los cambios de las SST en los periodos de estudio 2010-2040, 2040-2070 y 2070-2100 se han seleccionado cinco GCMs del CMIP5 mediante la metodología propuesta por Perez *et al.*, (2014). Estos modelos son: CanESM2 del Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Canada), CCSM4 del National Center for Atmospheric Research (USA), CESM1(BGC) del Community Earth System Model Contributors (USA), y también el CMCC-CM y el CMCC-CMS del Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici (Italy). Los escenarios escogidos para realizar el estudio han sido el RPC4.5 y el RCP8.5 pertenecientes al CMIP5 (Moss *et al.*, 2010).

## 2.2 Downscaling estadístico – Modelo de regresión

El propósito de utilizar técnicas de minería de datos es el de calibrar un modelo de regresión no lineal. Así, conociendo las variables independientes (en este caso las SST) es posible determinar la respuesta de la variable dependiente o actividad ciclónica.

Los ciclones tropicales necesitan una SST determinada para formarse y desarrollarse, (Gray, 1968, 1979, 1985), por lo que cabe esperar que con un determinado campo espacial de SST se produzca una actividad ciclónica concreta. Para establecer dicha relación se han utilizado técnicas de clasificación no lineales con las cuales es posible diferenciar patrones sinópticos de SST y vincularlos a una respuesta o anomalía climática específica como en este caso hacemos con la actividad ciclónica.

Hoy en día es posible encontrar una amplia variedad de algoritmos de clasificación en el campo de la minería de datos. Conceptualmente todos ellos se basan en localizar una serie de grupos representativos de toda la muestra con la máxima disimilitud entre ellos y se diferencian en el método de determinar las distancias y las relaciones de vecindad impuestas. Algunos de los métodos más utilizados como el algoritmo k-means (Hastie *et al.*, 2001) y los mapas de redes auto-organizativas (Kohonen, 2000) han sido utilizados para diferenciar campos espaciales de diferentes variables geofísicas (Gutiérrez *et al.*, 2005; Reusch *et al.*, 2007; Polo *et al.*, 2011; Izaguirre *et al.*, 2012; Guanche *et al.*, 2013; Espejo *et al.*, 2014).

Por lo tanto, con el propósito de encontrar patrones sinópticos de ISST en el NA, se ha aplicado el algoritmo de clasificación k-means inicializado con el método de máxima disimilitud (Camus *et al.*, 2011). Para lograr un mejor resultado a la hora de aplicar la técnica de clasificación k-means se han transformado previamente los campos espaciales de ISST en una serie de modos espaciales y temporales usando el análisis de componentes principales (PCA). De esta forma, es posible obviar la información redundante que posiblemente exista en las distintas componentes de los espacios de alta dimensionalidad. La técnica PCA permite reducir la dimensionalidad de una muestra de datos mediante la proyección en un nuevo espacio de menor dimensión conservando el máximo de la varianza de los datos.

Como resultado de aplicar dicha metodología se obtiene una serie de centroides o patrones sinópticos de ISST, cada uno representado por un prototipo y formado por los datos a los cuales el prototipo es más cercano (Hastie *et al.*, 2001). Los datos están compuestos por  $N = 159 \times 12 = 1908$  campos de ISST mensuales,  $\{ISST(x, t_1), ISST(x, t_2), \dots, ISST(x, t_N)\}$ , donde  $x$  representa cada punto con información en el océano NA (malla de 1058 puntos) y  $t$  es el tiempo en meses ( $t_1$  es el primer mes, enero de 1984, y  $t_N$  es el último mes, diciembre del 2013). Antes de realizar la clasificación, se aplica PCA capturando los  $n$  primeros modos que explican el 95% de la varianza ( $n = 11$  en este trabajo), obteniendo los autovectores de la función ortogonal,  $\{EOF_1(x), EOF_2(x), \dots, EOF_N(x)\}$ , y sus amplitudes temporales asociadas, o componentes principales,  $\{PC_1(t), PC_2(t), \dots, PC_N(t)\}$ . En segundo lugar, se implementa el algoritmo k-means a los  $N$  datos multivariados ( $n$ -dimensiones),  $\{PC_1(t), PC_2(t), \dots, PC_N(t)\}; t = 1, \dots, N$ ; obteniendo  $M$  grupos de patrones sinópticos de ISST definidos por el prototipo o centroide para cada  $k^{\text{th}}$ -cluster,  $ISST_k = \{PC_{1,k}(t), PC_{2,k}(t), \dots, PC_{N,k}(t)\}; k = 1, \dots, M$ . Después, considerando los modos espaciales (EOFs) correspondientes a cada PC, los centroides son expresados en el espacio original para el  $k^{\text{th}}$ -cluster como  $ISST_k(x) = \{EOF_1 PC_{1,k}(t) + EOF_2(x) PC_{2,k}(t) + \dots + EOF_N PC_{N,k}(t)\}; k = 1, \dots, M$ . En este

trabajo se han usado  $M = 16$  centroides, con un promedio de 149 elementos representados por cada uno.

Una vez obtenidos los 16 patrones sinópticos, se busca el centroide más cercano a cada campo de ISST mensual utilizando el criterio de mínima distancia. De esta manera se obtiene un vector con una longitud de  $N$  elementos, cada uno de ellos representado por uno de los  $M$  patrones sinópticos seleccionados. Mediante dicho vector de datos resulta sencillo asociar los ciclones que tuvieron lugar en cada uno de los 16 patrones sinópticos. Para ello, se identifica la fecha en la que el ciclón alcanzó su menor presión y se correlaciona con el grupo de ISST correspondiente. La figura 2 muestra los mapas de los 16 patrones sinópticos ordenados según la distribución espacial de la ISST. Dicha distribución espacial varía según el grupo en el que nos encontremos y muestra una gran correlación con la actividad ciclónica (ver figura 3). Existen ciertos grupos como el 4, donde el valor de ISST en gran parte de la zona del Caribe y del Atlántico es muy cercano a 1. Esto quiere decir que en dicho grupo se alcanza una ISST favorable para una elevada actividad ciclónica.

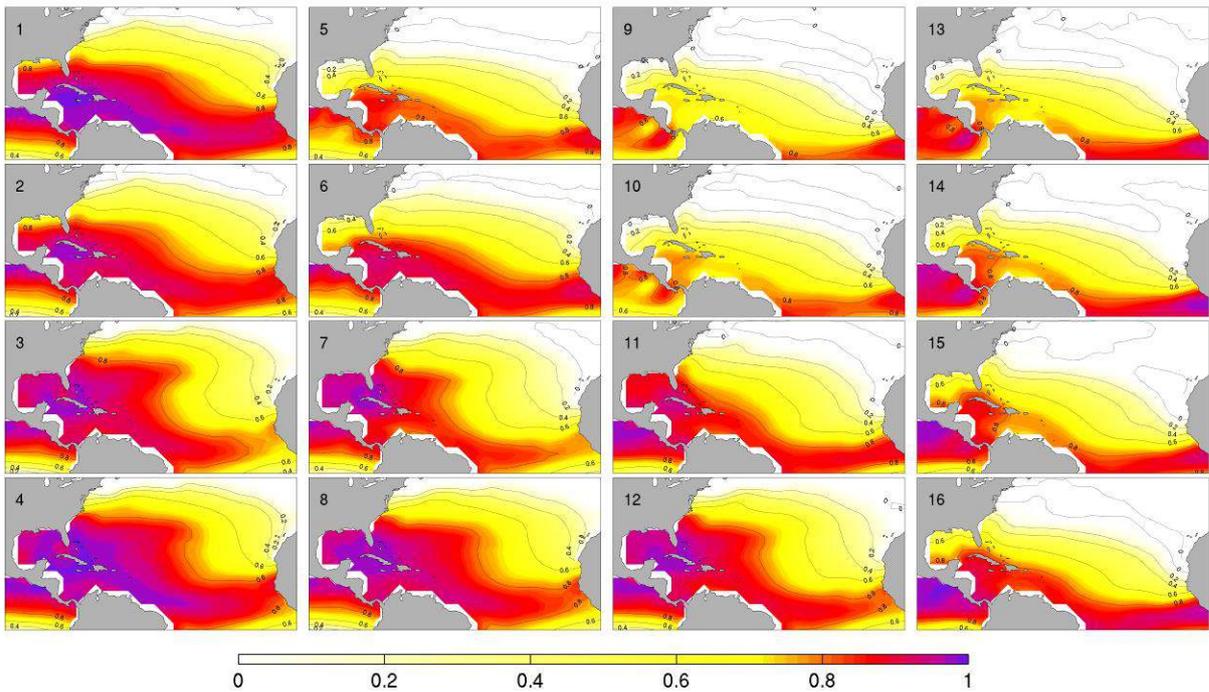


Fig. 2: 16 patrones sinópticos de ISST. La barra de colores corresponde a la magnitud de la ISST, siendo 1 el valor donde es más probable que se dé una elevada actividad ciclónica.

Para representar correctamente la frecuencia, intensidad y trayectorias de los huracanes se ha dividido el campo espacial mediante una malla hexagonal sobre la proyección Mollweide. Esto garantiza que cada hexágono cubra un área con unas dimensiones homólogas, de unos  $100.000 \text{ km}^2$  (ver Elsner *et al.*, 2012). La figura 3 muestra la actividad ciclónica correspondiente a cada grupo de ISST. La gama de colores azules indica el número de ciclones cuya trayectoria atraviesa cada hexágono de mayor tamaño desde 1982 hasta 2012. Mientras que la gama de rojos indica el número de dichos ciclones cuya categoría es mayor o igual a 3 según la escala Saffir-Simpson. Como puede apreciarse comparando las figuras 2 y

3, los grupos con un índice mayor de ISST (grupos 1, 3, 4, 8, y 12) corresponden a aquellos donde la actividad ciclónica es más intensa.

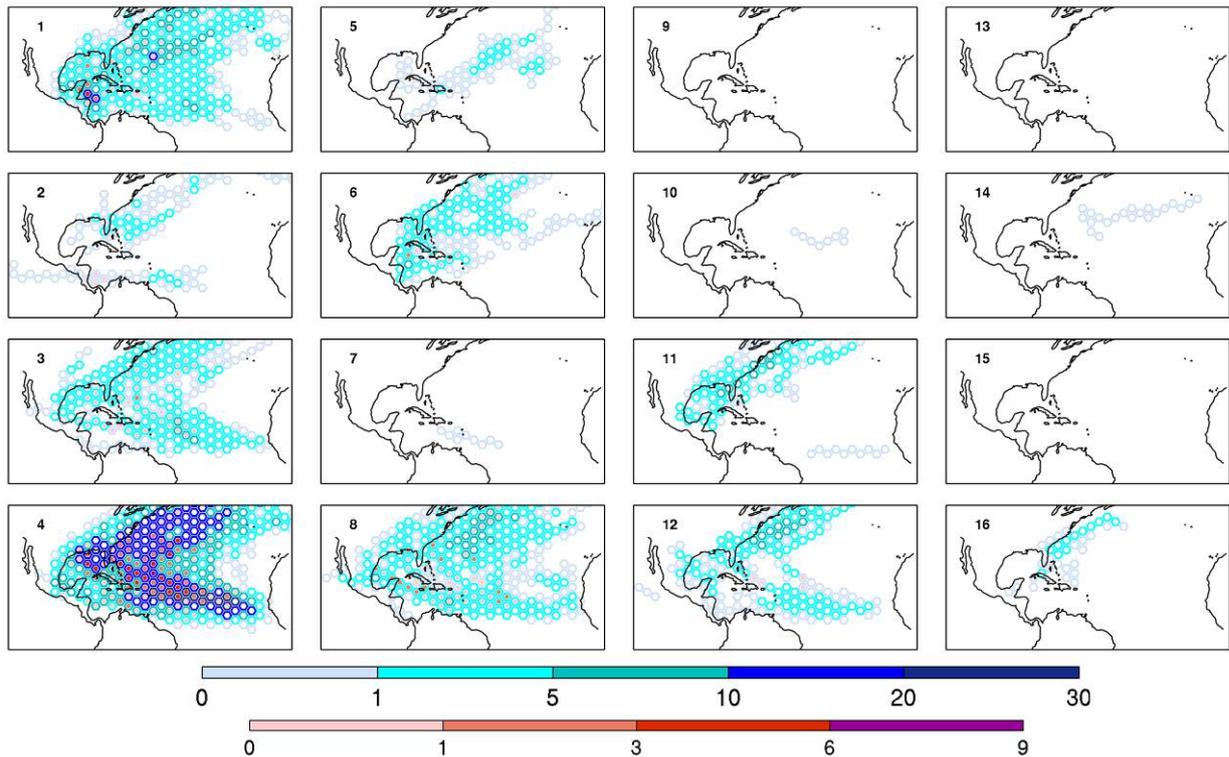


Fig. 3: Actividad ciclónica asociada a los 16 patrones sinópticos de ISST seleccionados. La gama de colores azules indica el número de ciclones cuya trayectoria atraviesa cada hexágono desde 1982 hasta 2012. La gama de rojos indica el número de dichos ciclones cuya categoría es mayor o igual a 3 según la escala Saffir-Simpson.

Los grupos de ISST muestran tendencias y patrones de estacionalidad muy claros como muestra la figura 4. Aquellos grupos con un mayor número de ciclones como el 1, 3, 4, 8 y 12 corresponden a los meses comprendidos desde junio hasta octubre, coincidiendo con la temporada de ciclones en el NA. Es importante destacar que la probabilidad de ocurrencia anual de los patrones sinópticos difiere considerablemente y, por lo tanto, su actividad ciclónica asociada también. Además, la frecuencia de ocurrencia de determinados grupos como el 9, el 15, o el 2 con una actividad ciclónica concentrada en latitudes medias está disminuyendo durante los últimos años. Por el contrario, en otros grupos como el 1, 4, 6, o el 16 con una mayor actividad ciclónica en latitudes altas, dicha frecuencia de ocurrencia está aumentando considerablemente.

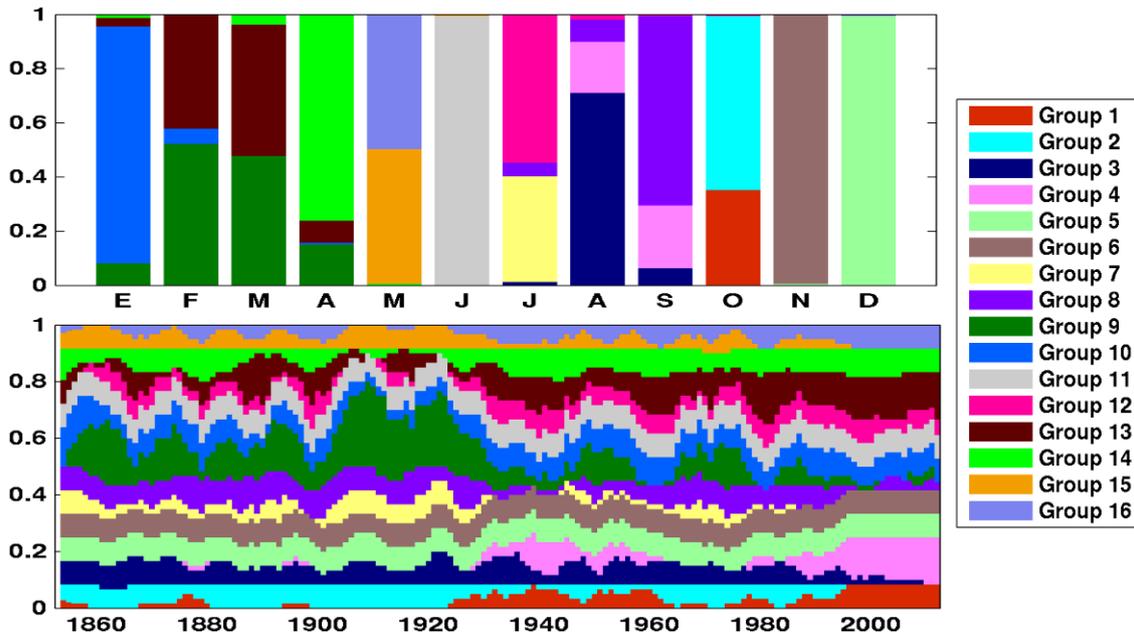


Fig. 4: Estacionalidad (panel superior) y probabilidad de ocurrencia anual (panel inferior) tras haber aplicado una media móvil de cinco años para los 16 patrones sinópticos.

### 2.3 Cambio climático

Los GCMs son modelos matemáticos capaces de simular la evolución atmosférica ante distintos escenarios de cambio climático. Se ha evaluado la calidad de dichos modelos, pertenecientes al CMIP5, para los distintos patrones sinópticos de SST siguiendo la metodología propuesta por Perez *et al.*, (2014). Para ello, se han comparado las probabilidades de ocurrencia de los 16 grupos seleccionados con los resultados de los diferentes GCMs en el periodo control 1971-2000. De esta forma, se han elegido los 5 modelos que mejor simulan la variabilidad sinóptica a través de su error cuadrático medio. Las probabilidades de ocurrencia de los diferentes grupos de SST son idénticas a las obtenidas en la clasificación de ISST, estando cada patrón sinóptico de SST formado por la media de los campos espaciales de SST que tuvieron lugar durante dichas fechas.

El objetivo del presente apartado es conocer las nuevas probabilidades de ocurrencia de los 16 patrones sinópticos de SST para los modelos seleccionados y para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 en los periodos 2010-2040, 2040-2070 y 2070-2100. Con este propósito se han comparado los campos de SST obtenidos de las simulaciones de los GCMs con los grupos de SST calculados, asignando a cada campo mensual el tipo de tiempo más parecido obtenido en la clasificación mediante su mínimo error cuadrático. De esta manera se calcula el aumento o disminución en la frecuencia de ocurrencia de los grupos de SST respecto al periodo de control.

La figura 5 muestra la actividad ciclónica para el periodo 1982-2012. Mientras que la figura 6 muestra la tasa de variación en número de ciclones al año respecto al periodo actual (1982-2012) para los diferentes escenarios y periodos propuestos. Dicha tasa se ha calculado a partir de la actividad ciclónica asociada a la media de los resultados obtenidos por los 5 modelos seleccionados. Como se puede observar en la figura 6, los resultados muestran una gran variabilidad espacial. Los dos escenarios propuestos pronostican un aumento en la frecuencia de ocurrencia e intensidad de los ciclones en casi toda la zona de estudio, disminuyendo esta última en algunas zonas como al Norte de Venezuela. Por otro lado, en gran parte de la costa

Este de Norteamérica, como es el caso de Nueva York (panel inferior derecho), los resultados obtenidos determinan un aumento de aproximadamente 0.4 ciclones al año. Mientras, en otras zonas, como Nueva Orleans, en el Golfo de México, el incremento es mucho menor, de aproximadamente 0.16 ciclones al año. Sin embargo, en este último caso, el número de ciclones con categoría mayor o igual a 3, según la escala Saffir-Simpson, aumentará en 0.1 ciclones al año (panel inferior derecho). Esto quiere decir que no se aprecia ninguna relación entre el incremento en la frecuencia total de ciclones y la intensificación de los mismos en número de ciclones al año.

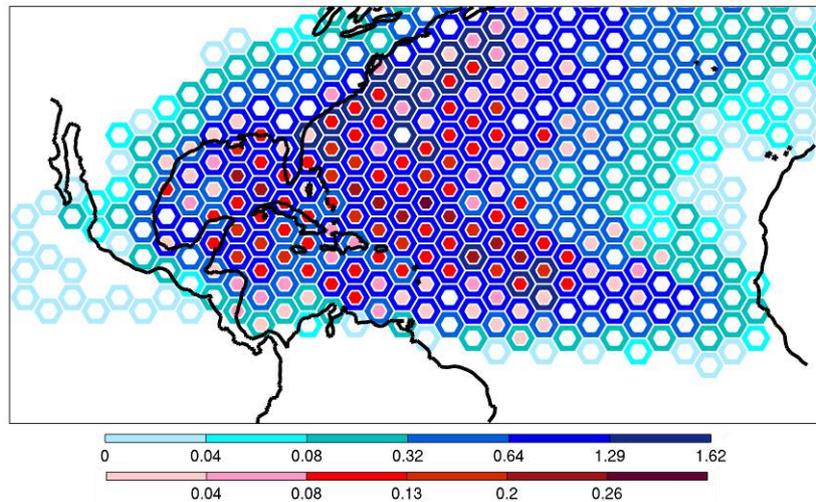


Fig. 5: Actividad ciclónica en el periodo 1982-2012. La gama de colores azules indica el número de ciclones al año cuya trayectoria atraviesa cada hexágono desde 1982 hasta 2012. La gama de rojos indica el número de dichos ciclones al año cuya categoría es mayor o igual a 3 según la escala Saffir-Simpson.

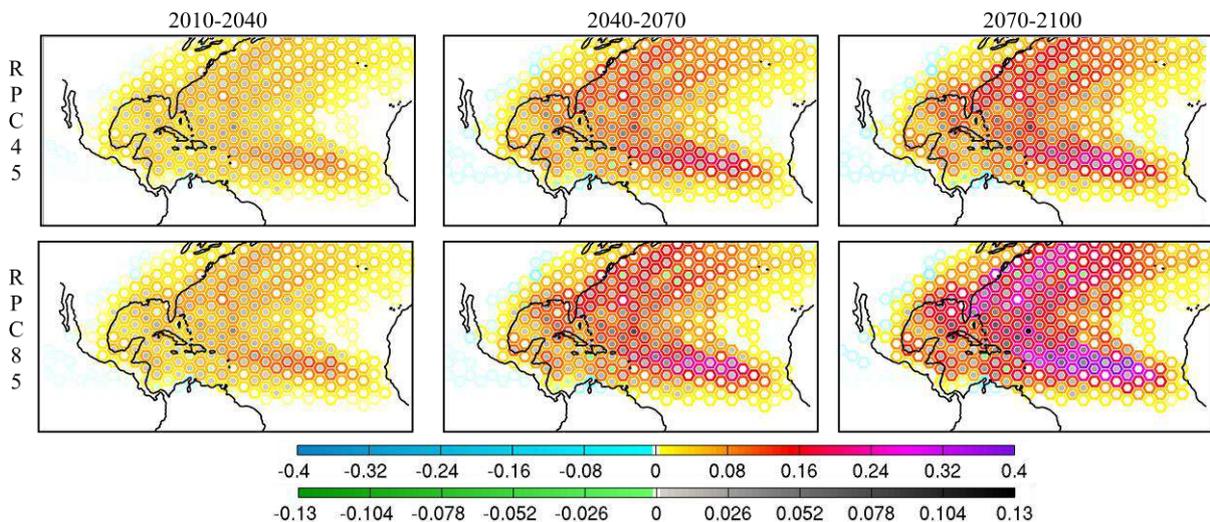


Fig. 6: Proyección de la actividad ciclónica para los periodos 2010-2040, 2040-2070 y 2070-2100 para los escenarios RPC4.5 y RPC8.5 a partir de la media de los resultados obtenidos por los 5 GCMs seleccionados. La gama de colores azul-morado indica el aumento o disminución en número de ciclones al año respecto al periodo de control 1982-2012. La gama de colores verde-negro, indica dicha tasa de variación para los ciclones cuya categoría es mayor o igual a 3 según la escala Saffir-Simpson.

### 3. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha demostrado mediante la metodología propuesta que es posible encontrar patrones sinópticos de SST y relacionarlos a una actividad ciclónica determinada. Además, apoyándonos en proyecciones de SST obtenidas mediante GCMs, se pueden estimar cambios futuros en dicha actividad ciclónica. Para ello se usan las nuevas probabilidades de ocurrencia de los diferentes patrones sinópticos de SST para diferentes escenarios de cambio climático.

Los resultados obtenidos confirman la conexión existente entre la SST y la actividad ciclónica. Por otro lado, su migración hacia latitudes más elevadas (Kossin *et al.*, 2014) no queda del todo justificada utilizando la SST como único forzamiento. Cabe destacar que la existencia de unos valores determinados de SST o ISST en este caso, no es el único condicionante necesario para explicar la génesis y desarrollo de los ciclones. Otras variables como la cizalladura del viento, la humedad o la vorticidad ciclónica también son indispensables y podrían ser incorporadas para obtener conexiones más evidentes.

### 4. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto iMar21 (CTM2010-15009) del gobierno español. Los autores queremos agradecer a los grupos modeladores que han generado los datos utilizados y a la Earth System Grid Federation (ESGF) por facilitar el acceso a ellos.

### 5. REFERENCIAS

- Camus, P., Méndez, F.J., Medina, R., Cofiño, A.S. (2011). *Analysis of clustering and selection algorithms for the study of multivariate wave climate*. Coastal Eng., 58, 453–462, doi:10.1016/j.coastaleng.2011.02.003.
- Elsner, J.B., Jagger, T.H. (2012): Hurricane Climatology. *A Modern Statistical Guide Using R*. Oxford University Press, 2013, 380pp.
- Elsner, J.B., Hodges, R.E., y Jagger, T.H. (2012). *Spatial grids for hurricane climate research*. Climate dynamics 39 (1-2), 21-36, 10.
- Emanuel, K. (2005). *Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years*. Nature, 436, 686-688.
- Emanuel, K. (2007). *Environmental factors affecting tropical cyclone power dissipation*. Journal of Climate, 20, 5497-5509.
- Espejo, A., Camus, P., Losada, I.J., Méndez, F.J. (2014). *Spectral ocean wave climate variability based on circulation patterns*. J. Phys. Oceanogr. doi: 10.1175/JPO-D-13-0276.1
- Gray, W.M. (1968). *Global view of the origin of tropical disturbances and storms*. Mon. Wea. Rev., 96, 669–700.
- Gray, W.M. (1979). *Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation*. Meteorology Over the Tropical Oceans., Shaw, D., Ed., RMS, James Glaisher House, pp. 155–218.
- Gray, W.M. (1985). Tropical cyclone global climatology. WMO Technical Document WMO/TD-No. 72, Vol. I, WMO, Geneva, Switzerland, 3–19.
- Guanche, Y., Mínguez, R., Méndez, F.J. (2013). *Autoregressive logistic regression applied to atmospheric circulation patterns*. Climate Dynamics <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-013-1690-3>.

- Gutiérrez, J.M., Cano, R., Cofiño, A.S., Sordo, C. (2005). *Analysis and downscaling multi-model seasonal forecast in Peru using self-organizing maps*. Tellus 57A, 435–447.
- Hastie, T., Tibshirani, R., Friedman, J. (2001). *The Elements of Statistical Learning*. Springer, New York.
- Izaguirre, C., Menendez, M., Camus, P., Méndez, F.J., Minguez, R., Losada, I.J. (2012). *Exploring the interannual variability of extreme wave climate in the northeast atlantic ocean*. Ocean Modelling, 59–60:31–40.
- Knapp, K.R., Kruk M.C., Levinson D.H., Diamond H.J., Neumann C.J. (2010). *The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS)*. Bulletin of American Meteorological Society, vol. 91, pp.363-376, 2010.
- Kohonen, T. (2000). *Self-organizing Maps*, 3rd ed. Springer-Verlag, Berlin Press.
- Kossin J. P., Kerry A. Emanuel, K., Gabriel A.V. (2014). *The poleward migration of the location of tropical cyclone maximum intensity*. Vol 509. Nature 349.
- Mendelsohn, R., Emanuel, K., Chonabayashi, S., Bakkensen, L. (2012). *The impact of climate change on tropical cyclone damage*. Nature Climate Change, 2, 205-209.
- Moss, R.H. and co-authors (2010). *The next generation of scenarios for climate change research and assessment*. Nature, 463(7282), 747–56. doi:10.1038/nature08823.
- Peduzzi, P. and co-authors (2012) *Tropical cyclones: global trends in human exposure, vulnerability and risk*. Nature Clim. Change 2, 289-294.
- Perez, J., Menendez, M., Mendez, F.J., Losada, I.J. (2014). *Evaluating the performance of CMIP3 and CMIP5 global climate models over the north-east Atlantic region*. Clim Dyn. DOI 10.1007/s00382-014-2078-8.
- Polo, I., Ullmann, A., Roucou, P., Fontaine, B. (2011). *Weather regimes in the euro-atlantic and mediterranean sector, and relationship with west african rainfall over the 1989–2008 period from a self organizing maps approach*. J Clim 24:3423–3432.
- Ramsay, H.A., Sobel A.H. (2011). *Effects of relative and absolute sea surface temperature on tropical cyclone potential intensity using a single-column model*. J. Climate, 24, 183–193.
- Reusch, D.B., Alley, R.B., Hewitson, B.C. (2007). *North Atlantic climate variability from a self-organizing map perspective*. J. Geophys. Res. 112, D02104.
- Santer, B, D. and co-authors (2006). *Forced and unforced ocean temperatures changes in Atlantic and Pacific tropical cyclogenesis regions*. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 103, 13905-13910.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W. (2003). *Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997)*. Journal of Climate, 16, 1495-1510.
- Vecchi, G.A., Soden, B.J. (2007). *Effect of remote sea surface temperature change on tropical cyclone potential intensity*. Nature, 450, 1066–1070.
- Vecchi, G.A., Swanson, K.L., Soden, B.J. (2008). *Whither hurricane activity?* Science, 322, 687–689.
- Villarini, G., Vecchi G.A., Smith, J.A. (2010). *Modeling the dependence of tropical storm counts in the North Atlantic basin on climate indices*. Mon. Wea. Rev., 138, 2681–2705.
- Villarini, G., Vecchi, G.A. (2012). *Twenty-first-century projections of North Atlantic tropical storms from CMIP5 models*. Nat. Climate Change, 2, 604–607.

# PROYECCIONES MULTI-MODELO DE CLIMA DE OLEAJE EN EL ATLÁNTICO NORTE

Jorge PÉREZ GARCÍA<sup>1</sup>, Melisa MENÉNDEZ GARCÍA<sup>1</sup>, Paula CAMUS BRAÑA<sup>1</sup>, Fernando J. MÉNDEZ INCERA<sup>1</sup>, Íñigo J. LOSADA RODRÍGUEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Hidráulica Ambiental “IH Cantabria”, Universidad de Cantabria,  
jorge.perezgarcia@unican.es, melisa.menendez@unican.es, paula.camus@unican.es,  
fernando.mendez@unican.es, inigo.losada@unican.es

## RESUMEN

Tener estimaciones fiables de parámetros del clima marítimo futuro (i.e. altura de ola significativa, periodo medio, dirección media) es esencial para diversas aplicaciones, como la planificación y el diseño de las defensas costeras del litoral. Sin embargo, estas variables no se simulan directamente por los modelos climáticos globales (GCMs) y la resolución de otros parámetros (por ejemplo, los campos de viento en superficie, principal forzamiento de las olas) es demasiado grosera.

Los GCMs pueden ser utilizados para obtener información de clima marítimo a alta resolución espacial por métodos de regionalización (‘downscaling’) dinámicos y estadísticos. Este trabajo presenta una regionalización estadística basada en tipos de tiempo. La clasificación de tipos de tiempo se desarrolla mediante la aplicación de la técnica K-medias sobre los campos de presión a nivel del mar en la región de estudio (predictor). Posteriormente, cada tipo de tiempo se vincula a las condiciones históricas de oleaje (predictando multivariado).

Los bajos requerimientos computacionales del enfoque estadístico permiten considerar un amplio conjunto de modelos. Además, la habilidad de los GCMs para reproducir la circulación atmosférica en la región de interés es analizada y sólo se consideran los mejores modelos. Finalmente, se muestra la aplicación de este marco metodológico en el Atlántico Norte. Las proyecciones climáticas de oleaje basadas en la quinta fase del “Coupled Model Intercomparison Project” (CMIP5) muestran un descenso de la altura de ola en esta región.

Palabras clave: Cambio climático; Escenarios; Modelos climáticos globales; Oleaje; Regionalización; Tipos de tiempo.

## ABSTRACT

Reliable estimations of future wave climate parameters (i.e. significant wave height, mean wave period, mean wave direction) are essential for several applications such as coastal planning and design of coastal defenses. However, these variables are not directly simulated by global climate models (GCMs) and the resolution of other parameters (e.g. the surface wind fields, main forcing of waves) is too coarse.

Wave climate information at high spatial resolution can be obtained from GCMs by dynamical and statistical downscaling methods. This work presents a weather-type statistical downscaling. The weather type classification is developed by applying the clustering technique K-means over the sea level pressure fields in the study region (predictor). Then, each weather type is linked to historic wave conditions from a wave hindcast (multivariate predictand).

The low computational requirements of the statistical approach allow considering a large ensemble of models. Moreover, the skill of GCMs to reproduce the atmospheric circulation in the region of interest is analyzed and only the best performing models are considered. Finally, the application of this framework in the North Atlantic Ocean is shown. Wave climate projections based on the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) show a decrease in wave height in this region.

Keywords: Climate change; Scenarios, Global climate models; Downscaling; Wind-waves; Weather types.

## 1. INTRODUCCIÓN

El tipo de actividades que desarrolla el hombre en la costa dependen del clima marítimo, así como el tipo de ecosistemas y hábitats de una determinada región. Estudiar los efectos del cambio climático sobre el clima marítimo permite comprender mejor los impactos potenciales futuros. Por ejemplo, un incremento en la energía del oleaje que alcanza las costas podría producir retrocesos en las playas, una reducción en la operatividad de los puertos, o incrementos de los caudales de rebase en las estructuras costeras, así como una alteración en las comunidades intermareales.

Los modelos climáticos globales (GCMs) permiten estudiar el comportamiento de un gran número de variables ante distintos escenarios de cambio climático. Sin embargo, el oleaje no es simulado directamente por los GCMs. Es necesario utilizar métodos dinámicos o estadísticos para obtener el clima marítimo futuro. Los métodos dinámicos se basan en la utilización de un modelo numérico y requieren un esfuerzo computacional elevado. Por ello, habitualmente se centran en un único GCM y un número reducido de escenarios de cambio climático. En cambio, los estudios estadísticos, gracias al menor coste computacional, permiten analizar un número muy superior de combinaciones de GCMs y escenarios. Esto permite considerar la incertidumbre asociada a la elección del GCM y la influencia de distintos escenarios de cambio climático en el oleaje.

En este estudio se define una metodología de tipo estadístico para obtener proyecciones regionales de clima marítimo. La metodología se basa en una clasificación de tipos de tiempo en la que cada situación atmosférica se relaciona con las condiciones de oleaje históricas. Este método presta especial atención a la definición de la variable predictora, así como la selección del área geográfica que describe, con el fin de simular correctamente las distintas familias de oleaje. Además, se considera la incertidumbre de los GCMs, evaluando la capacidad de los GCMs para representar la climatología en un periodo control. El objetivo es obtener proyecciones de oleaje robustas.

El documento se estructura en cinco secciones, siendo la primera esta introducción. En la segunda sección “Datos” se describen las bases de datos atmosféricas y de oleaje utilizadas. La tercera sección “Metodología” describe la clasificación de tipos de tiempo, las técnicas de downscaling estadístico, la selección de GCMs y las proyecciones de clima marítimo. En la cuarta sección “Resultados” se muestran las proyecciones de oleaje a escala regional y local. La última sección contiene las conclusiones más importantes.

## **2. DATOS**

En este trabajo se han utilizado datos procedentes de tres fuentes: (i) un reanálisis atmosférico; (ii) proyecciones de cambio climático de GCMs y (iii) una reconstrucción histórica de oleaje.

### **2.1. Reanálisis atmosférico**

Los reanálisis atmosféricos son reconstrucciones históricas que proporcionan datos que se pueden considerar cuasi-reales. En este trabajo se ha utilizado el “Climate Forecast System Reanalysis” (CFSR, Saha et al. 2010) generado por “The National Centers for Environmental Prediction” (NCEP). Los datos de vientos a 10 metros de altura y concentración de hielo se han utilizado como forzamientos en la reconstrucción histórica de oleaje. Los datos de presión a nivel del mar a escala diaria se han utilizado para realizar la clasificación sinóptica de tipos de tiempo. CFSR es especialmente adecuado para el modelado de oleaje ya que cuenta con una elevada resolución espacial ( $\sim 0.3^\circ$ ) y temporal (horaria).

### **2.2. GCMs**

Los GCMs representan la evolución climática ante posibles escenarios socio-económicos de cambio climático. En este estudio se analiza el conjunto de modelos de la quinta fase del “Coupled Model Intercomparison Project” (CMIP5). Se han utilizado los campos de presión al nivel del mar diarios de simulaciones “Historical” para representar las condiciones del pasado y de RCP4.5 y RCP8.5 (Representative Concentration Pathways, Moss et al. 2010) para representar condiciones futuras. El RCP4.5 representa un escenario con un nivel de emisiones intermedio, mientras que el RCP8.5 representa un futuro de altas emisiones. Todos los datos se han interpolado a una rejilla de dos grados por dos grados en el mismo dominio espacial que se utiliza para realizar la clasificación de tipos de tiempo.

### 2.3. Datos históricos de oleaje

Se ha generado una reconstrucción del oleaje forzada por hielos y vientos del reanálisis CFSR entre 1979 y la actualidad. Para ello se ha utilizado el modelo numérico WAVEWATCH III (Tolman, 2009) en su versión 4.18 y activando los términos fuente de Ardhuin et al. (2010). Se ha empleado una configuración multigrad con anidamiento ‘two-way’ que permite simular con mayor resolución espacial sobre las plataformas continentales, donde la batimetría afecta más al oleaje. El conjunto de seis mallas lo componen una malla global de 1.5°x1° a la que se anida una malla de 0.5x0.5° en el Atlántico Norte. La malla del Atlántico contiene cuatro mallas de 0.125°x0.125°: una gran malla que cubre Europa y tres pequeñas mallas sobre los archipiélagos Azores, Canarias y Cabo Verde. La validación con datos de satélite y boyas muestra resultados excelentes. Por ejemplo, la altura de ola significativa presenta correlación superior a 0.95 y scatter index inferior a 0.15 en toda la fachada Atlántica.

### 3. METODOLOGÍA

La figura 1 describe la metodología utilizada para obtener proyecciones regionales de clima marítimo. Primero, se hace una clasificación de tipos de tiempo a partir de un reanálisis atmosférico. Después, se establece la técnica de downscaling estadístico basada en una relación empírica entre los tipos de tiempo y el clima marítimo multivariado. Por otra parte se vuelca la información de los GCMs en la clasificación para analizar la calidad de las simulaciones y evaluar cambios en la frecuencia de presentación de las situaciones sinópticas. Por último, se combinan la técnica estadística y los cambios en la circulación atmosférica para obtener proyecciones de clima marítimo.

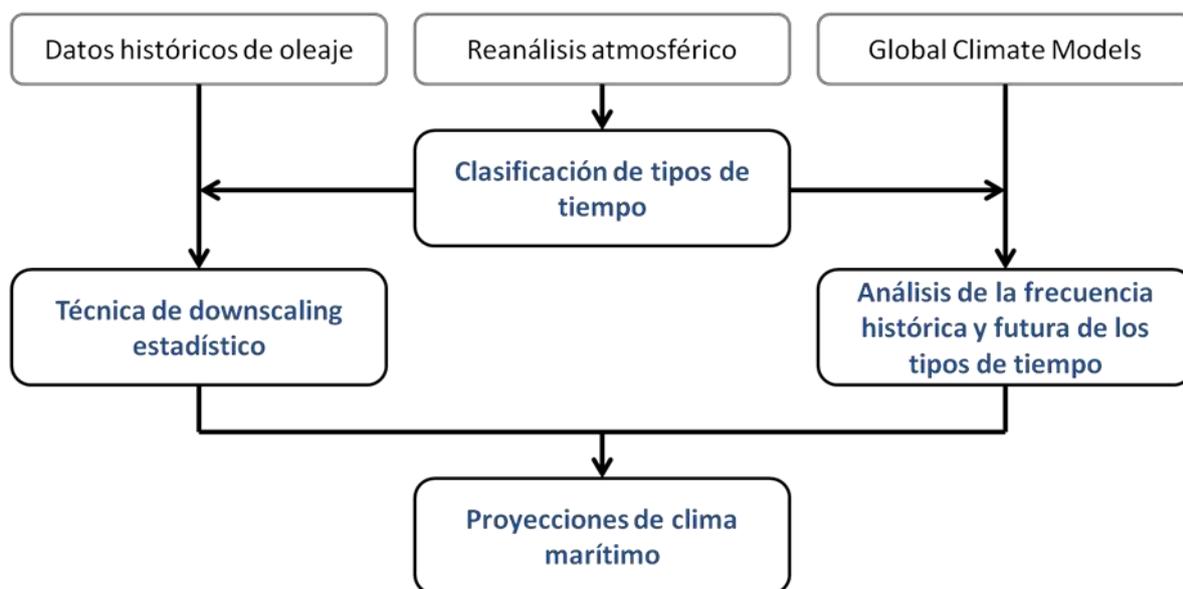


Fig. 1: Diagrama de la metodología para obtener proyecciones regionales de oleaje.

### 3.1. Clasificación de tipos de tiempo

Los tipos de tiempo se definen en función de los campos de presiones a nivel del mar (SLP) en el Atlántico Norte. El predictor se establece siguiendo la metodología propuesta por Camus et al. (2014) conservando la escala diaria de los campos de magnitud y gradientes de SLP pero agrupándolos en bloques de tres días. Es necesario considerar la situación atmosférica durante tres días para tener en cuenta cambios atmosféricos durante la propagación del oleaje. Los bloques 3-diaros son sintetizados utilizando varias herramientas de minería de datos (componentes principales y K-medias) para obtener  $N$  tipos de clima representativos.

El número de tipos de clima considerado se ha fijado en  $N=100$  como solución de compromiso entre un número de clases suficientemente grande como para contener situaciones que en el presente son poco probables pero pueden aparecer con mayor frecuencia en las próximas décadas, y a la vez suficientemente pequeño como para que el número de datos disponibles en cada clase permita construir tipos de tiempo representativos.

Los 100 tipos de clima se han representado en una cuadrícula 10x10 organizada minimizando la suma de errores cuadráticos entre tipos de tiempo contiguos (Figura 2). Esto facilita la interpretación de resultados al permitir que los tipos de tiempo de características similares se muestren agrupados según un criterio de proximidad.

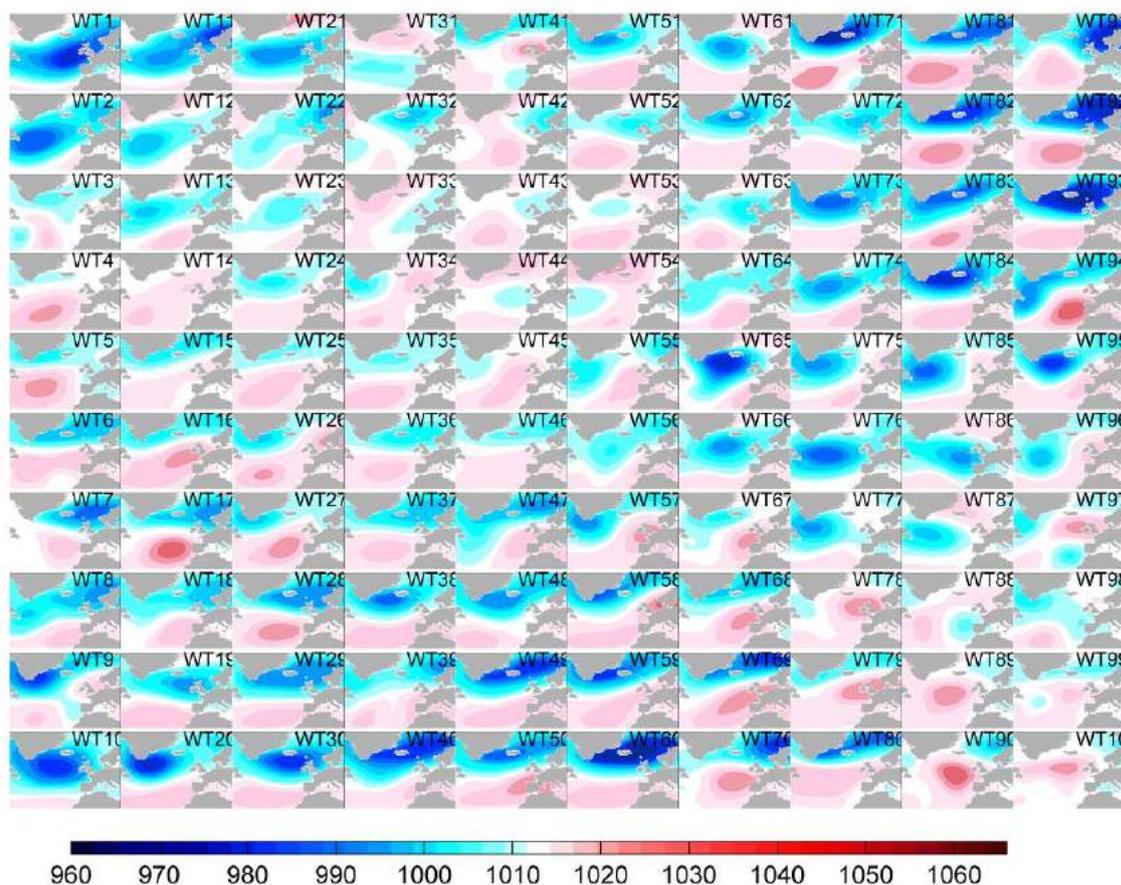


Fig. 2: Clasificación de tipos de tiempo en el Atlántico Norte. Se muestra la SLP en mb del último de los 3 días de cada bloque.

### 3.2. Técnica de downscaling estadístico

El downscaling está basado en el hecho de que el clima marítimo a escala local está determinado por los patrones circulatorios de meso y gran escala mediante una relación  $Y=f(x)$ , donde el predictando  $Y$  representa el clima marítimo a escala local mientras que el predictor  $X$  es un tipo de tiempo o patrón sinóptico de circulación atmosférica.

Una vez establecidos los tipos de tiempo en la región de interés, se vincula cada dato de oleaje local con el tipo de tiempo más parecido a la situación atmosférica real que produjo dicho oleaje. Se tiene así, para cada tipo de tiempo, la colección de estados de mar asociados. Esto permite caracterizar la distribución del oleaje vinculado a cada tipo de tiempo (Figura 3).

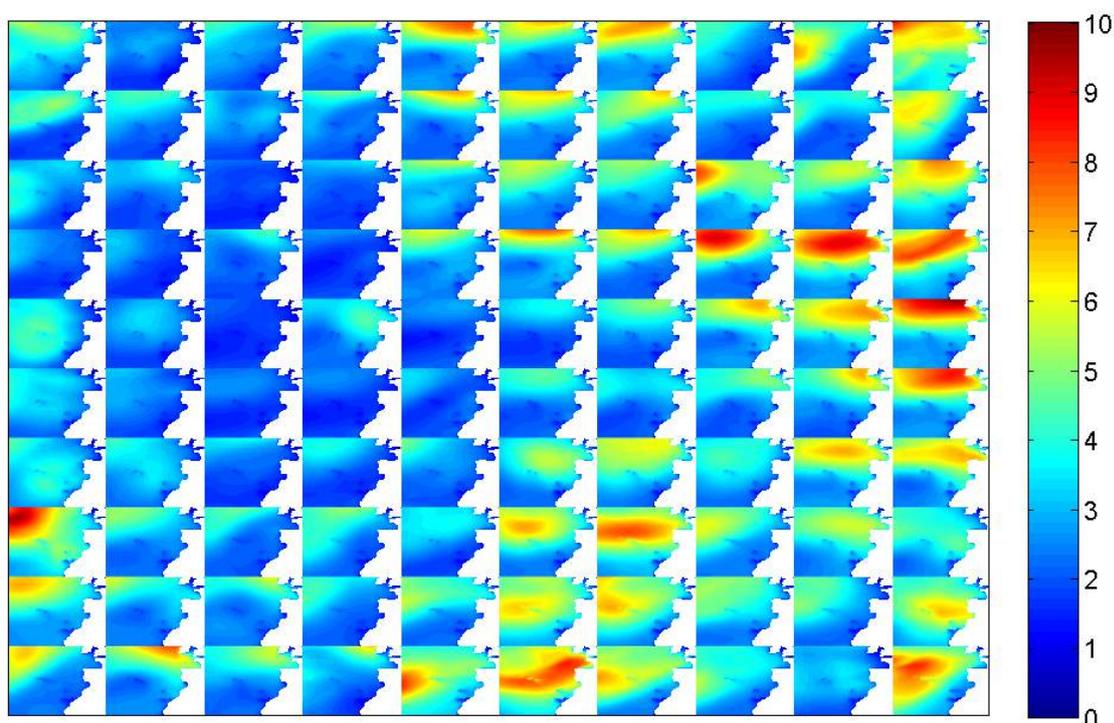


Fig. 3: Altura de ola significativa en el Atlántico Norte para cada tipo de tiempo (en metros).

### 3.3. Análisis de la frecuencia histórica y futura de los tipos de tiempo

Para evaluar los cambios en la frecuencia de situaciones sinópticas se ha definido un periodo control de 1980 a 2000 y dos periodos futuros: 2040-2070 y 2070-2100. Los datos de SLP de los GCMs en estos periodos se han procesado de la misma forma que los del reanálisis CFSR para volcarlos en la clasificación de tipos de tiempo. El proceso de volcado consiste en asignar el tipo de tiempo más parecido por mínimo error cuadrático. De esta forma se puede evaluar la frecuencia de presentación de cada tipo de tiempo en los periodos de estudio.

Las incertidumbres en las simulaciones (por ejemplo en forzamientos y parametrizaciones) hacen que las frecuencias calculadas a partir de distintos GCMs sean diferentes. Para reducir

la incertidumbre en las proyecciones es aconsejable utilizar un ensemble de varios modelos de forma que se compensen las deficiencias de las simulaciones individuales. La elección de los modelos a utilizar para la construcción del ensemble es una decisión a la que habitualmente se presta escasa atención a pesar de que afecta claramente a los resultados. En este estudio se ha realizado un análisis de calidad siguiendo la metodología propuesta por Perez et al. (2014). La figura 3 muestra los GCMs ordenados por su capacidad para representar la frecuencia de los tipos de tiempo en el periodo control con respecto al reanálisis. En el ensemble final se han utilizado todos los modelos que aparecen reflejados en la figura 4 excepto IPSL-CM5A-MR, MIROC-ESM, IPSL-CM5A-LR y FGOALS-s2. Estos modelos se han descartado ya que reproducen el predictor seleccionado claramente peor que el resto.

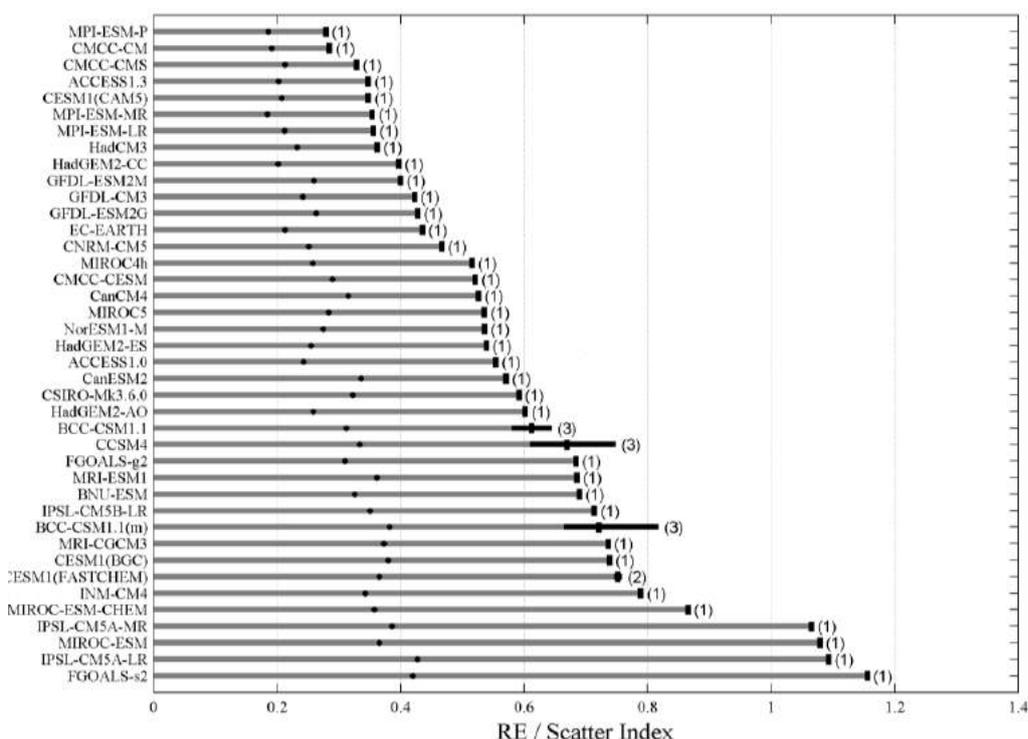


Fig. 4: GCMs ordenados por su habilidad para simular las situaciones sinópticas en el periodo control.

### 3.3. Proyecciones de clima marítimo

Una vez definido el predictando ( $Y_i$ ) asociado a cada tipo de tiempo ( $WT_i$ ) los cambios en el clima marítimo ( $\Delta Y_i$ ) pueden calcularse a partir de los cambios en la frecuencia de presentación de los tipos de tiempo ( $\Delta f_i$ ):

$$\Delta Y = \sum_{i=1}^N \Delta f_i \square Y_i \tag{1}$$

En este estudio se han utilizado dos variables del oleaje como predictandos: La altura de ola significativa media y el periodo medio. Los cambios de estos dos parámetros han sido calculados en aproximadamente 30000 nodos de la región atlántica europea. Esto se ha hecho

para todas las simulaciones de GCMs, tanto de RCP4.5 como de RCP8.5, en el medio (2040-2070) y largo plazo (2070-2100), respecto al control. El ensemble se ha construido dando el mismo peso a todos los GCMs. Los cambios en el oleaje ( $\Delta Y$ ) para los distintos GCMs en un mismo escenario y periodo permiten obtener el cambio promedio para el ensemble completo y evaluar su incertidumbre.

#### 4. RESULTADOS

El efecto del cambio climático en el oleaje se ha estudiado en dos escalas espaciales: la escala regional y la escala local. Se han marcado los nodos en los que la incertidumbre de las proyecciones es menor (más del 80% de las simulaciones coinciden en el signo del cambio).

##### 4.1. Proyecciones regionales

En la figura 5 se muestran las proyecciones de altura de ola significativa (hs) para el ensemble completo. Se puede apreciar una clara reducción de la hs media en el Atlántico. Esta reducción es más intensa para el RCP8.5 que para el RCP4.5, y en ambos casos se intensifica en el largo plazo llegando a disminuir la hs media más de 20 cm. En el caso de RCP8.5 la mayoría de modelos coinciden en pronosticar este cambio. Sin embargo, para RCP 4.5 no hay tanta uniformidad. Los cambios en el periodo medio (tm02) del oleaje tienen un patrón espacial similar, y presentan reducciones de hasta 0.2 segundos.

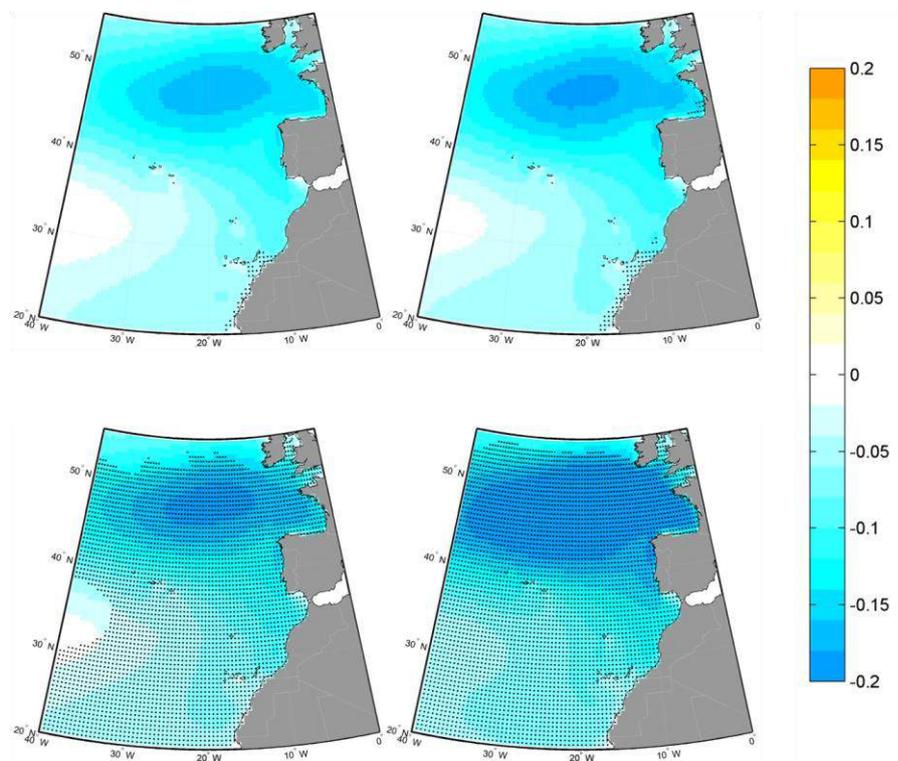


Fig. 6: Cambios en la altura de ola significativa media en el Atlántico Norte para el RCP4.5 (arriba) y el RCP8.5 (abajo). A la izquierda el periodo 2040-2070 y a la derecha 2070-2100.

A pesar de que la mayoría de modelos coinciden en pronosticar una reducción de  $h_s$  y  $tm_{02}$  en el Atlántico, otros, como el MPI-ESM-LR y el MRI-CGCM3 muestran un fuerte aumento. Esto es indicativo del riesgo de basarse en un único modelo para hacer proyecciones.

#### 4.2. Proyecciones locales

El oleaje en las proximidades de la costa se ve sometido a efectos locales (e.g. refracción, difracción y fricción por fondo) que modifican de forma importante sus características. Esto provoca que los cambios que se observan a gran escala difieran de forma importante de los que se observan cerca de costa. En la figura 5 se muestran las proyecciones de  $h_s$  media en las islas Canarias. Se puede observar como los patrones de cambio en las zonas de aguas abiertas y en las zonas de sombra son diferentes. Esto indica la necesidad de utilizar datos de oleaje de alta resolución para estudiar cambios en el oleaje cerca de costa.

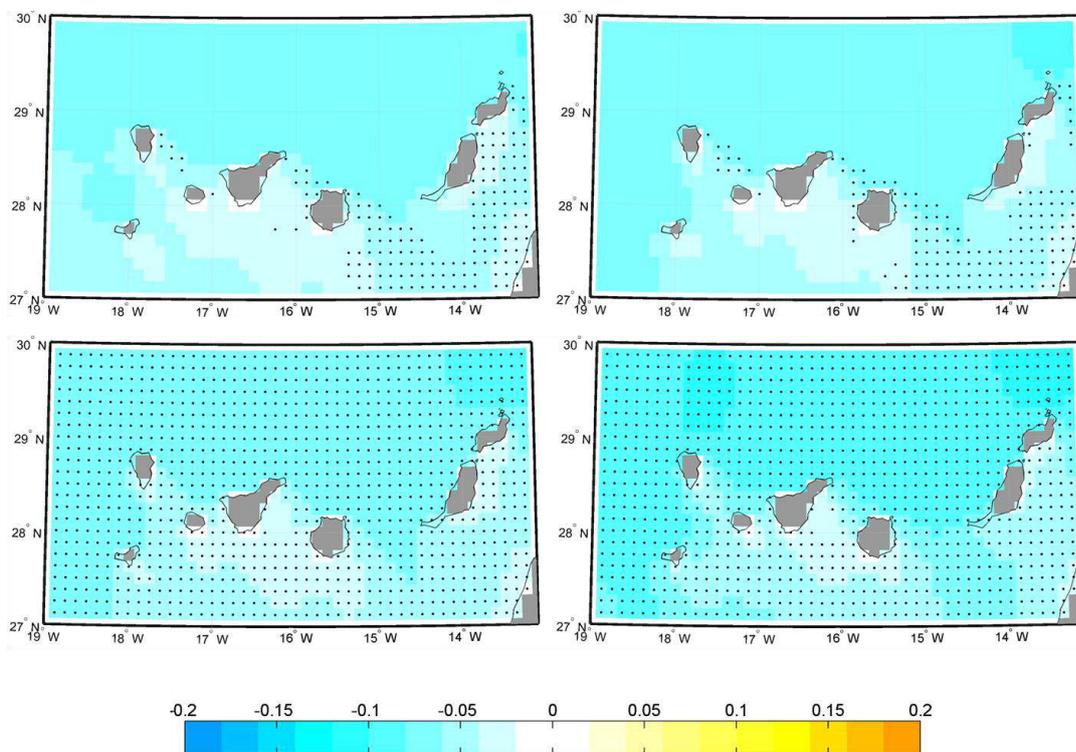


Fig. 5: Cambios en la altura de ola significativa media en las islas Canarias para el RCP4.5 (arriba) y el RCP8.5 (abajo).

## 5. CONCLUSIONES

Se ha definido un marco metodológico para obtener proyecciones de oleaje basado en tipos de tiempo. En este trabajo se han utilizado los campos de presiones a nivel del mar como predictor. Esta variable ha resultado especialmente adecuada para representar el efecto de los campos de viento sobre el medio marino, y además, es mucho más robusta en el modelado

climático que los vientos en superficie. Como predictando se ha utilizado una reconstrucción numérica de oleaje pero es extrapolable a medidas instrumentales (e.g. boyas).

Esta metodología presenta varios puntos clave:

- La relación predictor-predictando permite entender qué cambios en la circulación atmosférica provocan los cambios en las condiciones de oleaje.
- Debido a su bajo coste computacional, es posible considerar un gran número de simulaciones y tener una medida de la incertidumbre asociada a las proyecciones.
- El análisis de la habilidad de los modelos en el periodo control permite descartar modelos que muestren un comportamiento significativamente peor que los demás. De esta forma se obtienen proyecciones más robustas.
- Se puede utilizar para estudiar zonas de batimetría compleja próximas a la costa utilizando reconstrucciones de oleaje de alta resolución.

Los resultados obtenidos indican un descenso de altura de ola y periodo medio en el dominio seleccionado. Estos resultados son coherentes con los de estudios globales estadísticos (Wang et al. 2014) y dinámicos (Fan et al. 2014) que también muestran una reducción de ola en el Atlántico Norte. La aplicación de esta metodología en el conjunto de cuencas oceánicas haría posible obtener proyecciones multi-modelo de alta resolución a escala global.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto iMar21 (CTM2010-15009) del gobierno español y el proyecto europeo FP7 CoCoNet (287844). Los autores queremos agradecer a los grupos modeladores que han generado los datos utilizados y a la ESGF por facilitar el acceso a ellos.

## 7. REFERENCIAS

- Ardhuin, F.; Rogers, E.; Babanin, A.V.; Filipot, J.-F., Magne, R.; Roland, A.; ... Collard, F. (2010). *Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation*. *Journal of Physical Oceanography*, 40(9), 1917–1941. doi:10.1175/2010JPO4324.1
- Camus, P.; Méndez, F.J.; Losada, I.J.; Menéndez, M.; Espejo, A.; Pérez, J.; Rueda, A. y Guanche Y. (2014). *A method for finding the optimal predictor indices for local wave climate conditions*. 10.1007/s10236-014-0737-2
- Fan, Y.; Lin, S.-J.; Griffies, S. M.; Hemer, M. A. (2014). *Simulated global swell and wind-sea climate and their responses to anthropogenic climate change at the end of the twenty-first century*. *J. Climate*, 27, 3516–3536. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00198.1
- Moss, R.H.; Edmonds, J. a; Hibbard, K. a; Manning, M.R.; Rose, S. K.; van Vuuren, D. P.; ... Wilbanks, T.J. (2010). *The next generation of scenarios for climate change research and assessment*. *Nature*, 463(7282), 747–56. doi:10.1038/nature08823
- Perez, J., Menendez, M., Mendez, F. J., & Losada, I. J. (2014). *Evaluating the performance of CMIP3 and CMIP5 global climate models over the north-east Atlantic region*. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-014-2078-8
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., ... Goldberg, M. (2010). *The NCEP Climate Forecast System Reanalysis*. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 91(8), 1015–1057. doi:10.1175/2010BAMS3001.1
- Tolman, H. L. (2009). *User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14*. Technical note, MMAB Contribution, (276).
- Wang, X.L.; Feng, Y. y Swail, V.R. (2014). *Changes in global ocean wave heights as projected using multimodel CMIP5 simulations*. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1026–1034. doi:10.1002/2013GL058650.1

# TENDENCIAS DE LA NUBOSIDAD EN EL MEDITERRÁNEO A PARTIR DE OBSERVACIONES DESDE SUPERFICIE, SATÉLITES, REANÁLISIS Y SIMULACIONES CLIMÁTICAS

Arturo SANCHEZ-LORENZO, Aaron ENRIQUEZ-ALONSO, Josep CALBÓ,  
Josep-Abel GONZÁLEZ

*Grupo de Física Ambiental, Universidad de Girona*

arturo.sanchez@udg.edu, aaron.enriquez@udg.edu, josep.calbo@udg.edu, jose.gonzalez@udg.edu

## RESUMEN

Se presentan las tendencias de la nubosidad total en el Mediterráneo durante el periodo 1984-2005. En concreto, se han comparado los resultados proporcionados por diferentes fuentes de datos desde superficie, satélite (ISCCP, CLARA, PATMOS-x) y reanálisis (ERA-Interim, NCEP-DOE, MERRA). Igualmente, se han estudiado las simulaciones climáticas históricas proporcionadas por 44 modelos globales del Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5). Para todos los productos globales y simulaciones se ha generado una malla común con una resolución espacial de  $2^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  en latitud y longitud. Los resultados muestran una tendencia descendente de la nubosidad total en el Mediterráneo durante el período analizado. Dicho descenso se ve reflejado en la mayor parte de los productos de satélite y reanálisis considerados en este estudio, y confirmados por las observaciones desde superficie. Igualmente, las simulaciones climáticas reproducen dicho descenso de la nubosidad en el Mediterráneo.

**Palabras clave:** nubosidad total, tendencias, observaciones desde superficie, satélites, reanálisis, simulaciones climáticas, Mediterráneo.

## ABSTRACT

In this study, total cloud cover trends provided by different global databases have been compared among them for the Mediterranean region, and for the period 1984-2005. Specifically, databases from several satellite projects (ISCCP, CLARA, PATMOS-x) and reanalysis products (ERA-Interim, NCEP-DOE, MERRA) have been chosen. Other regional databases built from observational sources have been selected as additional references. Simulations from 44 climate runs of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) corresponding to the historical scenario have been compared against the observations. All databases were interpolated to a  $2^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  resolution grid before performing comparisons and statistical analyses. Overall, there is a relatively good agreement between the time evolution of total cloud cover provided by most of the satellite and reanalysis products, as well as from surface observations. In addition, the historical climate model simulations indicate a cloud cover decrease of lower magnitude.

**Key words:** total cloud cover, trends, surface observations, satellites, reanalyses, climate model simulations, Mediterranean.

## 1. INTRODUCCIÓN

Las nubes tienen un papel muy importante en la regulación de los flujos de radiación en la cima de la troposfera y en la radiación que llega a la superficie terrestre, y por lo tanto, en el sistema climático (Boucher *et al.*, 2013). En concreto, las nubes reflejan radiación solar hacia el espacio (contribuyendo significativamente al albedo planetario y por lo tanto provocando un efecto de enfriamiento) y también absorben radiación infrarroja (provocando efecto invernadero y el consiguiente calentamiento). Aunque actualmente el efecto neto global de las nubes es de enfriamiento (forzamiento negativo), no se conoce con exactitud cuál puede ser el efecto de las nubes en un clima futuro (Boucher *et al.*, 2013).

De hecho, la respuesta de la nubosidad al cambio climático contemporáneo, provocado principalmente por el aumento de gases de efecto invernadero, sigue siendo la mayor fuente de incertidumbre presente en las estimaciones de la sensibilidad climática (Flato *et al.*, 2013). Por consiguiente, el estudio de las variaciones pasadas de la nubosidad puede contribuir significativamente a mejorar la comprensión de la respuesta de la nubosidad al cambio climático, y a cuantificar correctamente el forzamiento radiativo de los gases de efecto invernadero y el aerosol atmosférico. Igualmente, un mayor conocimiento de las tendencias de la nubosidad podría servir para evaluar mejor las causas del *global dimming (brightening)* observado en buena parte del planeta (Wild, 2009), y que consiste en un descenso (aumento) de la radiación solar incidente en superficie entre las décadas de 1950 y 1980 (desde los años 1980), posiblemente debido a un aumento (descenso) de la nubosidad y el aerosol atmosférico (Wild, 2009; Sanchez-Lorenzo y Wild, 2012).

La observación de la nubosidad suele hacerse visualmente desde superficie, o bien mediante el análisis de las imágenes tomadas desde los satélites. Ninguno de los dos sistemas está libre de limitaciones, problemas que se incrementan por la alta variabilidad temporal y espacial de la nubosidad (Norris, 2000). Todo ello explica la escasez de estudios climatológicos de la nubosidad, en particular, sobre sus tendencias, al menos si se compara con la abundancia de trabajos centrados en variables como la temperatura o la precipitación. En cualquier caso, y en base a las observaciones desde la superficie, se aprecia una tendencia ascendente de nubosidad total desde principios del siglo XX sobre muchas zonas continentales, incluyendo Europa occidental (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2012). No obstante, si los análisis se restringen a las últimas décadas, se aprecia un ligero descenso de la nubosidad total desde los años 1970 (Eastman y Warren, 2013), especialmente en latitudes medias. Los análisis realizados con datos satelitales, y en concreto del proyecto ISCCP (Rossow y Dueñas, 2004), muestran igualmente un descenso desde los años 1980 a la actualidad, aunque posiblemente debido a inhomogeneidades en los datos del ISCCP (Norris, 2000; Evan *et al.*, 2007), pues otros productos satelitales, como PATMOS-x, presentan diferentes tendencias (Arndt *et al.*, 2010).

Para el Mediterráneo, son escasos los trabajos relacionados sobre la evolución de la nubosidad en el pasado. No obstante, en España las tendencias de la nubosidad muestran un aumento significativo desde mediados del siglo XIX (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2012), aunque desde mediados del siglo XX se aprecia un claro descenso de la nubosidad (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2009, 2012), descenso que desde los años 80s se aprecia igualmente en productos de satélite y reanálisis (Calbó y Sanchez-Lorenzo, 2009). Igualmente, Maugeri *et al.* (2001) observan un descenso de la nubosidad en Italia durante el periodo 1951-1996 a partir de observaciones desde la superficie. Lolis (2009) observa una tendencia negativa en la nubosidad invernal del Mediterráneo entre 1951 y el 2005 a partir de datos de reanálisis del NCEP/NCAR.

En el presente trabajo se presentan las tendencias de la nubosidad total en el conjunto del Mediterráneo, las cuales se han estudiado a partir de fuentes de datos proporcionados por satélites (ISCCP, CLARA, PATMOS-x) y reanálisis (ERA-Interim, NCEP/DOE, MERRA). Igualmente, se han empleado observaciones desde superficie de diferentes países que han servido para validar los resultados de las fuentes de datos globales. Además, se han estudiado las simulaciones climáticas históricas proporcionadas por diferentes modelos climáticos.

## 2. DATOS Y MÉTODOS

Los valores medios mensuales de la nubosidad total (%) se han extraído de diferentes productos de satélite y reanálisis. La Tabla 1 detalla la información para cada uno de estos productos. Igualmente, se han empleado series procedentes de observaciones desde superficie disponibles en España (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2012), Suiza (Sanchez-Lorenzo y Wild, 2012) y Bulgaria (Klein Tank *et al.*, 2002).

PRODUCTO	REFERENCIA	RESOLUCIÓN (lat×lon)	PERIODO
ISCCP-D2	Rossov y Dueñas (2004)	280 km	July1983 – 2009
CLARA	Karlsson <i>et al.</i> (2013)	0.25° × 0.25°	1983-2009
PATMOS-x	Foster y Heidinger 2013	1° × 1°	1981-2012
ERA-Interim	Dee <i>et al.</i> (2011)	0.75° × 0.75°	1979-actualidad
NCEP/DOE	Kanamitsu <i>et al.</i> (2002)	~1.9° × 1.9°	1979-actualidad
MERRA	Rienecker <i>et al.</i> (2011)	0.5° x ~0.67°	1979-actualidad

Tabla 1. DETALLE DE LOS PRODUCTOS DE SATÉLITE Y REANÁLISIS

Las simulaciones de los modelos climáticos globales empleados en este estudio se han extraído de los 44 modelos disponibles en el *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5, Taylor *et al.* 2012). Se han usado las simulaciones del experimento histórico (disponibles entre 1850 y 2005), es decir, incluyendo los forzamientos naturales y antrópicos. En concreto, se han considerado los valores medios mensuales para la primera realización disponible en cada uno de los 44 modelos (más detalles en Enriquez-Alonso *et al.*, 2014).

Se han usado los datos entre 1984 y 2005, pues corresponde al periodo común entre las diferentes bases de datos y las simulaciones. Para todos los productos y simulaciones se ha generado una rejilla a una resolución espacial de 2°×2.5° en latitud y longitud a partir de una función de interpolación bilineal implementada en el *NCAR Command Language* (NCL). Finalmente, se han extraído los valores de la nubosidad en el Mediterráneo, que se corresponden a las celdas comprendidas entre los 10°W y 40°E, y 30°N y 48°N.

Los valores medios mensuales de la nubosidad total se han desestacionalizado en todos los productos, simulaciones, y observaciones desde superficie, calculando las anomalías mensuales respecto a la media del periodo 1984-2005. En este estudio, las tendencias lineales se han calculado mediante el método de mínimos cuadrados, y se ha evaluado su significación ( $p \leq 0.05$ ) a partir del estadístico de Mann-Kendall. Igualmente, para evaluar la relación lineal entre diferentes productos, se ha calculado los coeficientes de correlación de Pearson entre las series.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Tendencias de los productos de satélite y reanálisis

La Fig. 1 muestra las tendencias lineales de la nubosidad total en el Mediterráneo entre 1984 y 2005 para cada una de las bases de datos descritas en el apartado anterior. Los resultados muestran un predominio de tendencias negativas en la mayor parte del área de estudio y productos, con la excepción del reanálisis NCEP-DOE donde se aprecian áreas extensas con destacadas tendencias positivas. El rango de los valores en las tendencias observadas igualmente es diferente entre los productos considerados, especialmente en CLARA y NCEP-DOE. Así, en CLARA se aprecian tendencias negativas muy acusadas en buena parte del área de estudio, con valores que incluso son inferiores a un -5% por década. Por su parte, el NCEP-DOE presenta aumentos muy importantes de la nubosidad en sectores del noroeste de la Península Ibérica y, especialmente, en los sectores centro-orientales del Mar Mediterráneo, donde se superan tendencias positivas de +5% por década.

En línea con lo anterior, las series medias del área de estudio muestran que NCEP-DOE tiene un valor positivo (+0.2% por década), mientras que los otros productos presentan tendencias negativas. Dicho descenso en los otros productos están entre un mínimo de -0.7% por década (PATMOS-x) y un máximo de -2.0% por década (ISCCP), pasando por los valores de MERRA (-0.8% por década) y ERA-Int (-1.4% por década). Por su parte, CLARA presenta el mayor descenso medio, con una tendencia negativa de -4.3% por década.

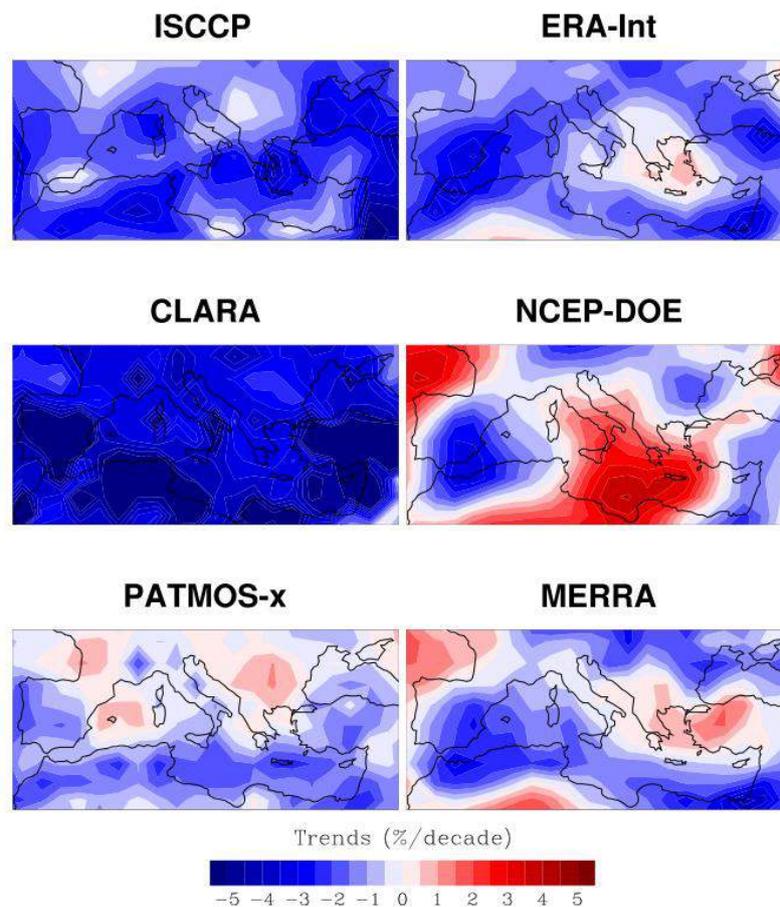


Fig. 1: Tendencias (% por década) de las anomalías mensuales de la nubosidad total en el Mediterráneo en productos satelitales (izquierda) y reanálisis (derecha) entre 1984 y 2005.

Las diferencias apuntadas para CLARA y NCEP-DOE respecto a los otros productos se han confirmado al comparar cada uno de los productos con las series procedentes de observaciones desde superficie en España, Suiza y Bulgaria. Si bien es cierto que los coeficientes de correlación entre las series de anomalías mensuales de las observaciones y los diferentes productos no presentan diferencias importantes, pues siempre tienen valores iguales o superiores a 0.8, las tendencias en cada una de esas áreas muestran diferencias relevantes, especialmente para CLARA y NCEP-DOE. Así, por ejemplo, en Suiza las observaciones apuntan a un ligero descenso no significativo de la nubosidad durante el periodo de estudio, mientras que CLARA y NCEP-DOE muestran descensos significativos de -2.6% y -1.8% por década. El resto de productos capturan el ligero descenso de la nubosidad, sin que dichos descensos sean significativos. Igualmente, sobre Bulgaria se aprecia un ligero aumento no significativo con las observaciones desde superficie, que contrasta con los importantes descensos observados en CLARA (-2.4% por década) y NCEP-DOE (-1.4% por década), y valores mucho más próximos a las observaciones desde superficie para los otros productos.

Por lo tanto, se ha considerado oportuno descartar a CLARA y NCEP-DOE como productos de referencia en los análisis posteriores. Igualmente, y debido a las incertidumbres existentes en las propias observaciones desde superficie y los propios productos de satélite y reanálisis, se ha descartado seleccionar solo uno de los restantes como producto de referencia o de mayor calidad. Así, se ha optado por considerar el promedio de las anomalías mensuales de ISCCP, PATMOS-x, ERA-Int y MERRA (que a continuación se le denominará IPeM) para estimar las tendencias de la nubosidad en el conjunto del Mediterráneo y evaluar las simulaciones de los modelos climáticos. La Fig. 2 muestra un ejemplo del excelente acuerdo existente entre las series de anomalías medias mensuales procedentes de las observaciones desde la superficie y la correspondiente para el IPeM en España y Bulgaria.

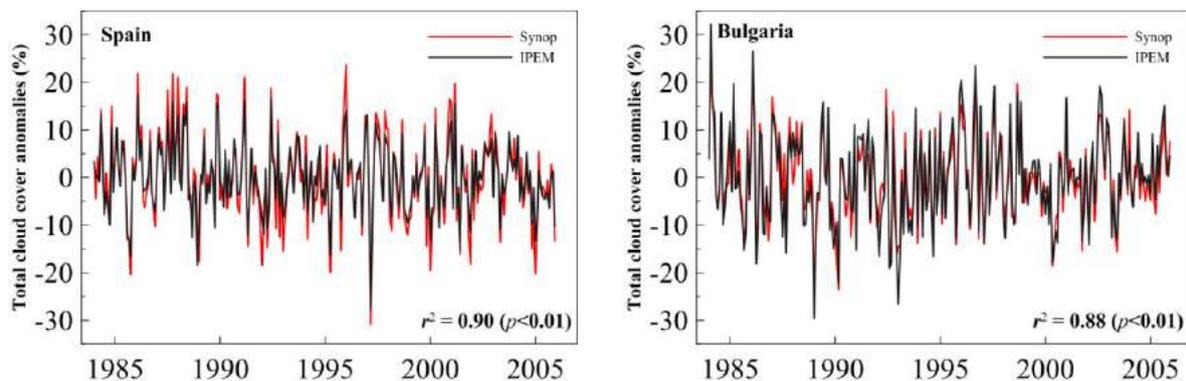


Fig. 2: Evolución de las anomalías medias mensuales de la nubosidad total en España (izquierda) y Bulgaria (derecha) entre 1984 y el 2005 a partir de las observaciones desde superficie (línea roja) e IPeM (línea negra). El producto IPeM es el resultado de promediar las anomalías mensuales del ISCCP, PATMOS-x, MERRA y ERA-Int.

La Fig. 3 (arriba) muestra las tendencias lineales de la nubosidad total en el Mediterráneo entre 1984 y 2005 para el producto IPeM. Los resultados muestran un predominio de tendencias negativas en la mayor parte del área de estudio, especialmente en los sectores del suroeste de Europa, norte de África y sectores más orientales y surorientales. Con todo, también se aprecian tendencias próximas a cero, o con valores ligeramente positivos, en el área occidental de Francia y el este y sudeste de Europa. Las tendencias observadas son consistentes, pues la mayor parte de los productos empleados indican la misma tendencia de forma individual (Figura 3, abajo).

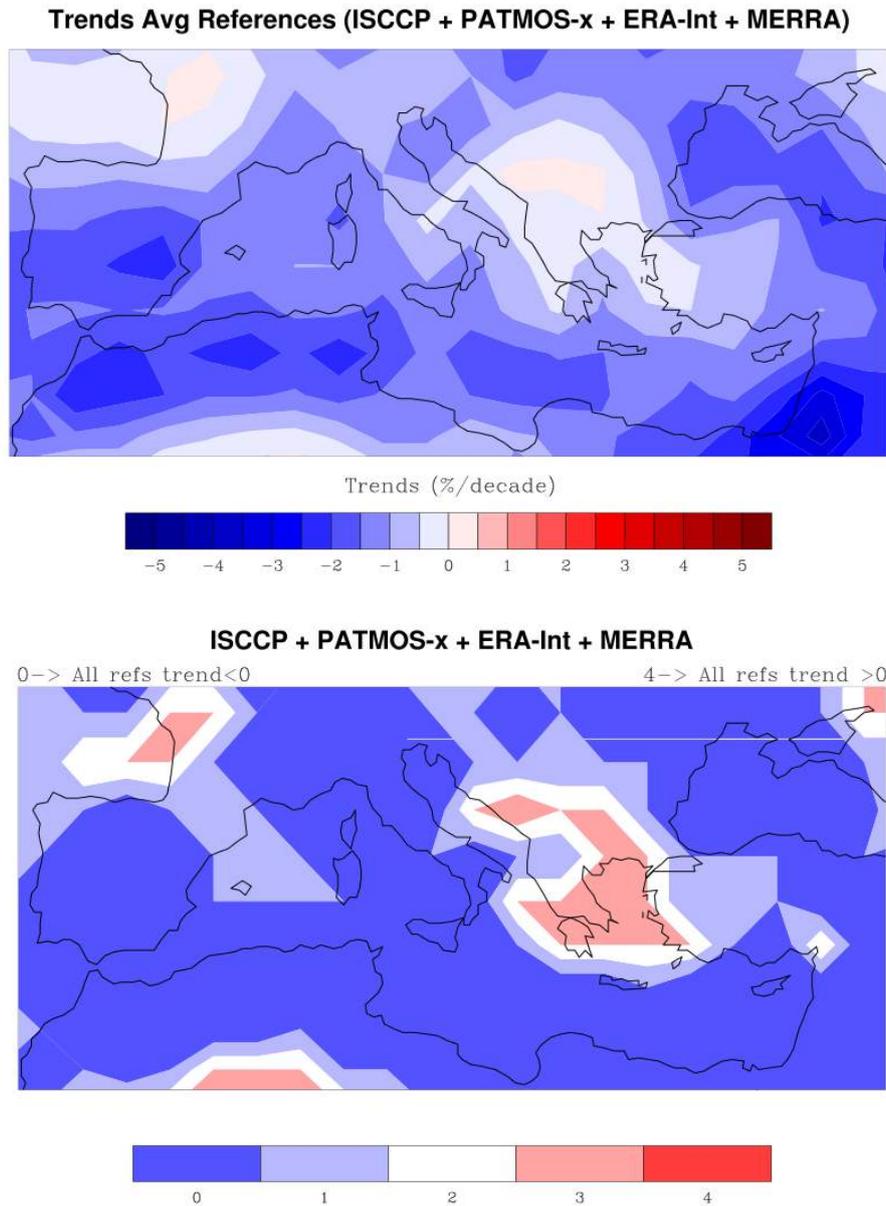


Fig. 3: (arriba) Tendencias (% por década) de la nubosidad en el Mediterráneo para el IPeM (promedio de ISCCP, PATMOS-x, ERA-Int y MERRA) durante el periodo 1984-2005. (abajo) Evaluación de la incertidumbre en las tendencias de IPeM indicando el número de productos que dan un descenso en la nubosidad. Así, un valor de 0 indica que los 4 productos considerados muestran tendencias negativas. En cambio, un valor de 4 indicaría que ningún producto da descensos, es decir, que todos apuntan a aumentos de la nubosidad.

La Fig. 4 muestra la evolución temporal de la serie media del IPeM para todo el área de estudio, junto con un filtro de paso bajo de 5 años para resaltar la evolución interanual y sub-decadal, y donde destaca un periodo de elevadas anomalías positivas centradas en 1987, y que va seguido de un importante descenso a finales de los años 80. Este periodo inicial condiciona de forma importante la tendencia lineal del periodo de estudio, que es negativa y significativa (-1.2% por década), pues la tendencia ya no es significativa si el análisis se restringe, por ejemplo, al periodo 1991-2005. Con todo, este valor se aproxima a la tendencia cercana a un -1% por década mostrado por Eastman y Warren (2013) para el conjunto del Mediterráneo durante el periodo 1971-2009.

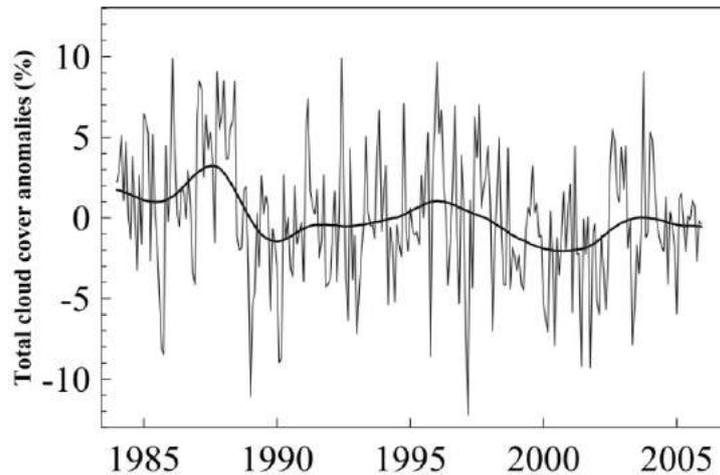


Fig. 4: Evolución las anomalías (%) medias mensuales de la nubosidad total en el conjunto del Mediterráneo a partir de IPEM (línea fina), junto a un filtro gaussiano de paso bajo de 5 años (línea gruesa) entre 1984 y 2005.

### 3.2. Tendencias de las simulaciones del CMIP5

La Fig. 5 (arriba) muestra las tendencias de la nubosidad total obtenidas con el promedio de todos los modelos del CMIP5. Los resultados muestran que buena parte del área de estudio tiene tendencias negativas, especialmente en los sectores occidentales de Europa y área central del Mar Mediterráneo. De hecho, en general hay un acuerdo en las tendencias proporcionadas por los modelos de forma individual, pues la mayor parte de ellos apuntan a un descenso de la nubosidad y en ningún punto los modelos que muestran tendencias positivas superan a los que muestran tendencias negativas (Fig. 5, abajo).

La tendencia media del conjunto de 44 modelos, para todo el área de estudio, es negativa y con un valor de  $-0.4\%$  por década, valor sensiblemente inferior a lo deducido para el conjunto del Mediterráneo a partir del producto IPEM (ver sección 3.1). Debido a la menor variabilidad de la media de los 44 modelos respecto a lo observado, la tendencia es igualmente significativa. Aproximadamente un 80% de los 44 modelos muestra una tendencia negativa en la serie media de todo el área de estudio, con un intervalo de confianza (95%) para esos 44 valores de tendencias en cada uno de los modelos, de entre  $-0.3\%$  y  $-0.6\%$  por década. Así, y aunque se aprecia una ligera subestimación generalizada de los valores de las tendencias de la nubosidad en los modelos climáticos, es interesante resaltar que son capaces de capturar el signo respecto a los resultados proporcionados por las observaciones. Esta consistencia entre las observaciones y las simulaciones se refleja igualmente en la Fig. 6, donde se aprecia que para aproximadamente el 90% del área de estudio existe una tendencia negativa tanto en IPEM como en la media de las simulaciones de los 44 modelos del CMIP5. Así, aunque existe una ligera subestimación de las tendencias simuladas por los modelos, se constata un acuerdo respecto a los cambios de la nubosidad observados entre 1984 y 2005 en el Mediterráneo.

Finalmente, es necesario destacar que si se seleccionan los 9 mejores modelos a la hora de reproducir las características climatológicas (valores medios, ciclo anual, etc.) de la nubosidad total en el Mediterráneo (Enriquez-Alonso *et al.*, 2014), la tendencia media de esos modelos es considerablemente más negativa, con un valor de  $-0.7\%$  por década (con un intervalo de confianza de  $-0.3\%$  a  $-1.0\%$ ), y por tanto algo más acorde con las observaciones.

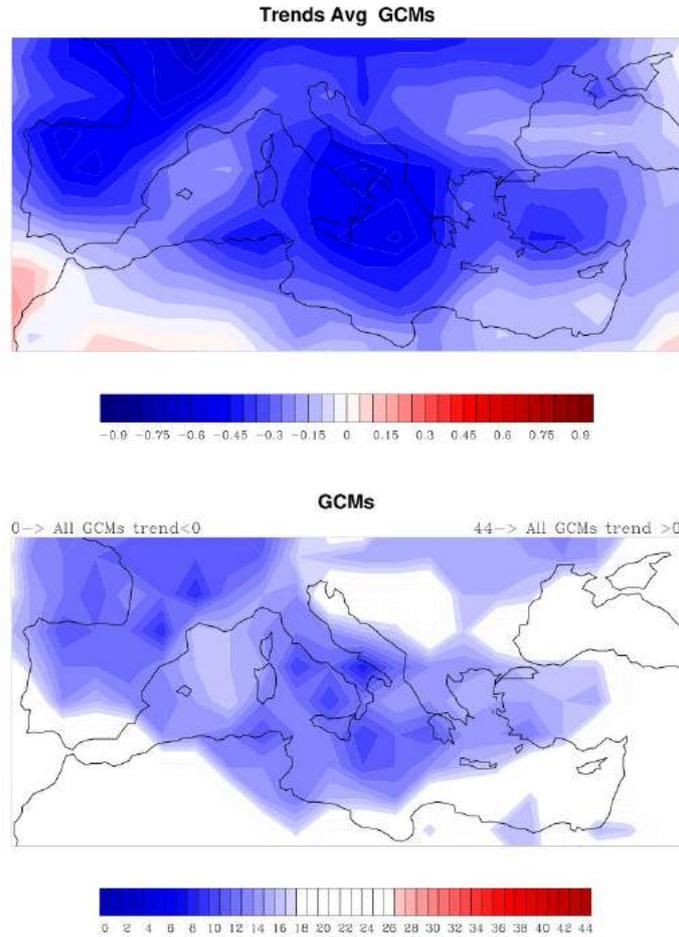


Fig. 5: (arriba) Tendencias de la nubosidad en el Mediterráneo obtenidas a partir del promedio de los 44 modelos globales, periodo 1984-2005. (abajo) Evaluación de la incertidumbre de las tendencias en los modelos, indicando el número de modelos que dan un descenso en la nubosidad. Así, un valor de 0 indica que los 44 modelos analizados muestran tendencias negativas. En cambio, un valor de 44 indica que ningún modelo da descensos, es decir, que todos apuntan a aumentos de la nubosidad.

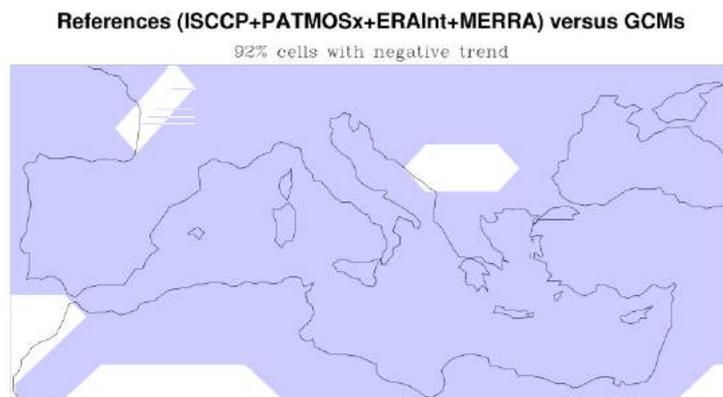


Fig. 6: Evaluación del acuerdo en las tendencias indicadas por IPEM y el conjunto de 44 modelos del CMIP5 para el Mediterráneo durante el periodo 1984-2005. En sombreado se muestran los puntos de la rejilla donde las observaciones y simulaciones coinciden en el signo negativo, y en blanco donde no existe acuerdo entre ambas.

#### 4. CONCLUSIONES

Existe una elevada incertidumbre en las tendencias de la nubosidad a nivel global y regional, principalmente debido a los problemas de homogeneidad temporal de los diferentes productos de satélite y reanálisis (Evan *et al.*, 2007). Además, las observaciones de superficie tienen un elevado grado de subjetividad y no tienen cobertura global. Igualmente, la nubosidad es una de las principales fuentes de incertidumbres en los modelos climáticos actuales, debido principalmente a las dificultades para obtener parametrizaciones precisas para la mayor parte de sus procesos físicos (Boucher *et al.*, 2013).

En este trabajo se ha estudiado, en primer lugar, las tendencias de la nubosidad total proporcionadas por diferentes productos satelitales y de reanálisis. La validez de dichos productos se ha completado mediante una comparación con observaciones de nubosidad desde superficie obtenidas en tres países diferentes del área de estudio. Esta comparación confirma que los datos de satélite CLARA y reanálisis NCEP-DOE proporcionan las tendencias más contradictorias respecto a las otras fuentes de datos y las observaciones desde superficie. Así, se ha generado un nuevo producto obtenido a partir del promedio de los otros productos que obtienen unos resultados más aproximados a lo observado. Ese producto, que considera los datos de los satélites ISCCP y PATMOS-x y los reanálisis ERA-Int y MERRA, muestra un descenso generalizado de la nubosidad total en el Mediterráneo, con unos valores medios que rondan el -1% por década entre 1985 y 2005, aunque dichas tendencias están condicionadas por un máximo muy marcado en 1987 (al inicio del periodo analizado). Estos resultados están en línea con las tendencias observadas desde superficie desde los años 1970 en el Mediterráneo (Maugeri *et al.*, 2001; Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2009, 2012; Lolis, 2009; Eastman y Warren, 2013).

En segundo lugar, las simulaciones históricas del CMIP5 reproducen el descenso de la nubosidad en el Mediterráneo, aunque con unos valores que subestiman las tendencias observadas. Con todo, un importante número de las simulaciones consideradas para los 44 modelos del CMIP5 se aproximan a las tendencias medias observadas. Así, por ejemplo, las tendencias de los mejores modelos en capacidad de reproducir las características climáticas de la nubosidad en el Mediterráneo (Enriquez-Alonso *et al.*, 2014), proporcionan una tendencia media entorno al -0.7% por década, un valor más próximo al de las observaciones. Este aspecto es de especial interés debido a las limitaciones que tradicionalmente han tenido los modelos climáticos para reproducir las variaciones decadales de la nubosidad y por consiguiente, de la radiación solar en superficie (Wild y Schmucki, 2011).

Los resultados de este estudio evidencian que los modelos climáticos del CMIP5 simulan un descenso de la nubosidad total en el Mediterráneo, y por lo tanto en el futuro sería interesante evaluar los cambios de la radiación solar en superficie, tanto en las observaciones como en las propias simulaciones del CMIP5, con el objetivo de mejorar el conocimiento de las causas del global *brightening* observado desde los años 1980.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio Economía y Competitividad (MINECO), a través del proyecto NUCLERSOL (CGL2010-18546). El primer autor está financiado por una beca postdoctoral de la Generalitat de Catalunya (2011 BP-B 00078). El segundo autor está financiado por el programa FPI (BES-2011-049095) del MINECO.

## 6. REFERENCIAS

- Arndt, D. S. et al. (2010). “State of the Climate in 2009”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1–224.
- Boucher, O. et al. (2013). Clouds and Aerosols. En: Stocker, T.F. et al. (eds). *Clim. Chang. 2013 Phys. Sci. Basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Calbó, J. y Sanchez-Lorenzo, A. (2009). “Cloudiness climatology in the Iberian Peninsula from three global gridded datasets”. *Theor. Appl. Climatol.*, 96, 105–115.
- Dee, D.P. et al. (2011). “The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system”. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597.
- Eastman, R. y Warren, S.G. (2013). “A 39-Yr Survey of Cloud Changes from Land Stations Worldwide 1971–2009: Long-Term Trends, Relation to Aerosols, and Expansion of the Tropical Belt”. *J. Climate*, 26, 1286–1303.
- Enriquez-Alonso, A. et al. (2014). “Assessment of total cloud cover climatologies obtained from satellite, surface observations, reanalysis, and CMIP5 simulations: a comparison for the Mediterranean region (1984–2005)”. *Clim. Dyn.*, en revisión.
- Evan, A.T., Heidinger, A.K. y Vimont, D.J. (2007). “Arguments against a physical long-term trend in global ISCCP cloud amounts”. *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi: 10.1029/2006GL028083.
- Flato, G. et al. (2013). Evaluation of Climate Models. En: Stocker, T.F. et al. (eds). *Clim. Chang. 2013 Phys. Sci. Basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Foster, M.J. y Heidinger, A. (2013). “PATMOS-x: Results from a Diurnally Corrected 30-yr Satellite Cloud Climatology”. *J. Climate*, 26, 414–425.
- Kanamitsu, M. et al. (2002). “NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2)”. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1631–1643.
- Karlsson, K.-G. et al. (2013). “CLARA-A1: a cloud, albedo, and radiation dataset from 28 yr of global AVHRR data”. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 5351–5367.
- Klein Tank, A.M.G. et al. (2002). “Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment”. *Int. J. of Climatol.*, 22, 1441–1453.
- Maugeri, M. et al. (2001). “Trends in Italian total cloud amount, 1951–1996”. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (24), 4551–4554.
- Lolis, C.J. (2009). “Winter cloudiness variability in the Mediterranean region and its connection to atmospheric circulation features”. *Theor. Appl. Climatol.*, 96, 357–373.
- Norris, J.R. (2000). “What can cloud observations tell us about climate variability?”. *Space Sci. Rev.*, 94, 375–380.
- Rienecker, M.M. et al. (2011). “MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications”. *J. Climate*, 24, 3624–3648.
- Rossow, W.B. y Dueñas, E. (2004). “The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) web Site: an online resource for research”. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 167–172.
- Sanchez-Lorenzo, A. y Wild, M. (2012). “Decadal variations in estimated surface solar radiation over Switzerland since the late 19th century”. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 8635–8644.
- Sanchez-Lorenzo, A. Calbó, J.; Brunetti, M. y Deser, C. (2009). “Dimming/brightening over the Iberian Peninsula: Trends in sunshine duration and cloud cover, and their relations with atmospheric circulation”. *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JD011394.
- Sanchez-Lorenzo, A.; Calbó, J. y Wild, M. (2012). “Increasing cloud cover in the 20th century: review and new findings in Spain”. *Clim. Past.*, 8, 1199–1212.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G. (2012). “An Overview of CMIP5 and the Experiment Design”. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498.
- Wild, M. (2009). “Global dimming and brightening: A review”. *J. Geophys. Res.*, 114, D00D16, doi:10.1029/2008JD011470.
- Wild, M. y Schmucki, E. (2011). “Assessment of global dimming and brightening in IPCC-AR4/CMIP3 models and ERA40”. *Clim. Dyn.*, 37, 1671–1688.

# PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA EL CAUDAL DE INVIERNO DEL RÍO GUADALQUIVIR

María Jesús ESTEBAN-PARRA<sup>1</sup>, José Manuel HIDALGO MUÑOZ<sup>1</sup>,  
Reiner PALOMINO-LEMUS<sup>1,2</sup>, Samir CÓRDOBA-MACHADO<sup>1,2</sup>,  
Sonia Raquel GÁMIZ-FORTIS<sup>1</sup>, Yolanda CASTRO-DÍEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Departamento de Física Aplicada, Universidad de Granada, Granada, España,*

<sup>2</sup> *Universidad Tecnológica del Chocó, Colombia*

esteban@ugr.es, jhidalgo@ugr.es, rpalomino@ugr.es, scordobam1@ugr.es,  
srgamiz@ugr.es, ycastro@ugr.es.

## RESUMEN

En este trabajo se han obtenido proyecciones de cambio climático para el caudal de invierno del río Guadalquivir en el periodo 2071-2100 usando el método de regresión de componentes principales (PCR).

La base de datos de caudales empleada ha sido suministrada por el Centro Estudios y Experimentación de Obras Públicas, CEDEX. En ella se han considerado series provenientes de estaciones de aforo y embalses con un número de datos faltantes inferior al 10% (rellenados mediante regresión con estaciones vecinas bien correlacionadas). La homogeneidad de estas series se ha evaluado a través del test de Pettit y su grado de alteración antrópica mediante el índice de área común. La aplicación de estos criterios ha dado lugar a la selección de 13 series de caudal distribuidas homogéneamente sobre la cuenca, cubriendo el periodo 1952-2008. Para estos datos de caudal, los valores estacionales de invierno se han obtenido mediante el promedio de los valores mensuales de enero a marzo.

Se ha aplicado el método PCR, usando las componentes principales de las anomalías medias de la presión a nivel del mar (SLP) en invierno (promediando de diciembre a febrero) como variables predictoras del caudal, para la construcción de un modelo de *downscaling* estadístico. La base de datos de SLP es el reanálisis NCEP para todas las longitudes entre 20°N y 90°N y los periodos de calibración y validación utilizados para el ajuste y evaluación de la habilidad del modelo son 1952-1990 y 1991-2008, respectivamente. En general, usando tres componentes principales, los modelos de regresión son capaces de explicar aproximadamente hasta un 60% de la varianza de los datos de caudal.

Finalmente, el modelo estadístico obtenido para clima presente ha sido aplicado a los datos de SLP del periodo 2071-2100, usando las salidas del escenario RPC8.5 del modelo MPI-ESM-LR. Los resultados encontrados para finales de siglo muestran cambios no significativos de los caudales de este río en invierno.

**Palabras clave:** *Downscaling* estadístico, caudal, río Guadalquivir, cambio climático.

## ABSTRACT

In this work we have obtained climate change projections for the winter streamflow of the Guadalquivir River in the period 2071-2100 using the Principal Component Regression (PCR) method.

The streamflow data base used has been provided by the Center for Studies and Experimentation of Public Works, CEDEX. It is considered series from gauging stations and reservoirs with less than 10% of missing data (filled by regression with well correlated neighboring stations). The homogeneity of these series has been evaluated through the Pettit test and degree of human alteration by the common area index. The application of these criteria led to the selection of 13 streamflow time series homogeneously distributed over the basin, covering the period 1952-2008. For this streamflow data, winter seasonal values were obtained by averaging the monthly values from January to March.

The PCR method has been applied using the principal components of the mean anomalies of sea level pressure (SLP) in winter (December to February averaged) as predictors of streamflow for the development of downscaling statistical model. The SLP database is the NCEP reanalysis for all latitudes between 20°N and 90°N, and the calibration and validation periods used for fitting and evaluating the ability of the model are 1952-1990 and 1991-2008, respectively. In general, using three principal components, regression models are able to explain up to 60% of the variance of the streamflow data.

Finally, the statistical model obtained for the observational data was applied to the SLP data for the period 2071-2100, using the outputs of the MPI-ESM-LR model under the RPC8.5 scenario. The results found for the end of the century show no significant changes in the streamflow of this river in winter.

**Keywords:** Statistical downscaling, streamflow, Guadalquivir River, climate change.

## 1. INTRODUCCIÓN

El último informe del IPCC (IPCC-AR5) afirma que los patrones de precipitación y temperatura van a cambiar de manera significativa a finales del siglo XXI. Los cambios en las precipitaciones y la temperatura afectarán sustancialmente a la hidrología de las cuencas hidrográficas, ya que son los principales factores que actúan sobre el ciclo hidrológico global (Teutschbein and Seibert, 2010). Una de las áreas más afectadas posiblemente por estos cambios hidrológicos es la región mediterránea, en particular el sur de la Península Ibérica (PI), sometido actualmente a un fuerte estrés hídrico, en la que un descenso en el caudal de los ríos puede implicar importantes impactos ambientales y socio-económicos.

Actualmente, los modelos de circulación general, GCMs, son las principales herramientas que se utilizan para simular el clima actual y proyectar el futuro cambio climático. Sin embargo, la resolución de las salidas de los GCMs es demasiado vasta para ser utilizada directamente por los modelos hidrológicos en la evaluación del impacto del cambio climático. Para subsanar esas deficiencias se han utilizado técnicas de reducción de escala dinámicas y estadísticas. El *downscaling* dinámico utiliza las condiciones de contorno laterales dadas por un GCM para conducir un modelo climático regional (RCM) de mayor resolución (Giorgi, 1990). Los RCMs proporcionan una mejor descripción de los efectos locales (p.e. orografía), si bien suponen un elevado coste computacional. Además una problemática importante es que existen sesgos importantes heredados del GCM que conduce al RCM (Fowler et al., 2007). Por otro lado, el *downscaling* estadístico implica relacionar el comportamiento a gran escala de algunas variables (predictores) con el comportamiento de ciertas variables en una escala más pequeña (predictandos; Wilby et al., 1998). Este enfoque asume que las variables de gran escala están perfectamente simuladas por los modelos climáticos, y que las relaciones encontradas entre predictores y predictandos no cambian con el tiempo, por ejemplo, a consecuencia del cambio climático.

El objetivo de este trabajo es obtener proyecciones de cambio climático para el caudal de invierno del río Guadalquivir mediante *downscaling* estadístico usando como campo predictor la presión media a nivel del mar. La originalidad de este estudio estriba en que la variable predicha es directamente el caudal, así como en el uso de uno de los GCMs analizados en el IPCC-AR5 con uno de los nuevos escenarios de emisión, el RCP8.5. Este escenario se caracteriza por presentar el ritmo de crecimiento de gases de efecto invernadero más marcado, alcanzando concentraciones de CO<sub>2</sub> equivalente de 1370 ppm en 2100 (van Vuuren et al., 2011).

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

La base de datos de caudales empleada ha sido suministrada por el Centro Estudios y Experimentación de Obras Públicas, CEDEX. Consiste en series mensuales de caudal provenientes de estaciones de aforo y embalses con un número de datos faltantes inferior al 10% en el periodo 1951-2008. La homogeneidad de estas series se ha evaluado a través del test no paramétrico de Pettitt que permite localizar rupturas o cambios abruptos en las series, y el grado de alteración antrópica de las series se ha analizado mediante el índice de área común (Kundzewicz and Robson, 2004). Este índice calcula el porcentaje de área común entre las curvas de los ciclos anuales de caudal antes y después de la ruptura localizada por el test de Pettitt. Aquellas series que presentaron valores de este índice menores del 50% fueron descartadas del estudio al considerar que presentan un régimen de caudal altamente alterado.

La aplicación de estos criterios ha dado lugar a la selección de 13 series de caudal distribuidas homogéneamente sobre la cuenca del río Guadalquivir, cubriendo el periodo 1951-2008 (Fig. 1). Para estos datos de caudal, los valores estacionales de invierno se han obtenido mediante el promedio de los valores mensuales de enero a marzo, ya que la respuesta del caudal suele estar retrasada del orden de un mes respecto a la precipitación (Trigo et al., 2004). Las series de caudal consideradas presentan fuertes correlaciones entre ellas (con valores por encima de 0.8), por lo que aquí se presentarán con mayor detalle sólo los resultados para dos de ellas, correspondientes al embalse del Tranco de Beas y al embalse de El Pintado.

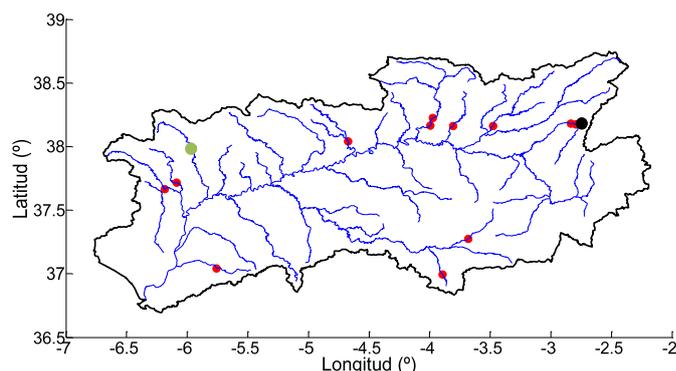


Fig. 1: Localización de las series de caudal analizadas en este trabajo. En negro se muestra la de Tranco de Beas y en verde la de El Pintado.

Como variable predictora del caudal se ha usado la presión a nivel del mar (SLP) obtenida de los datos de reanálisis NCEP/NCAR. Los datos de invierno se han obtenido promediando la SLP mensual de los meses de diciembre a febrero en el mismo periodo de tiempo que la base de datos de caudal.

Para la obtención de las proyecciones de cambio climático se han usado las salidas de la variable SLP del modelo MPI-ESM-LR, obtenidas del *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP5, Taylor et al., 2012). El modelo de *downscaling* obtenido se ha aplicado tanto a las salidas de clima presente como a las correspondientes al escenario de emisión RCP8.5.

La metodología para la obtención del modelo estadístico de *downscaling* es la regresión de componentes principales, PCR, siguiendo el esquema propuesto por Li and Smith (2009). Este método ha sido ampliamente usado en la realización de *downscaling* estadístico. Esencialmente consiste en obtener un modelo de regresión en el que las variables predictoras son las series de componentes principales (PCs) de un campo, en este caso la SLP de invierno, siendo el predictando el caudal de invierno en una determinada estación. Dado que las PCs no están correlacionadas por construcción, esta metodología evita los problemas ligados a la colinealidad de los predictores. El periodo de calibración utilizado para el ajuste del modelo es 1952-1990, mientras que el periodo 1991-2008 ha sido usado en la validación del mismo.

Un aspecto fundamental en esta metodología es la elección del número de PCs a retener. Para ello se ha tenido en cuenta que expliquen un elevado porcentaje de varianza, la correlación entre las distintas PCs con las series de caudal, así como el error cuadrático medio del modelo de predicción obtenido con la inclusión de las sucesivas PCs. Para evaluar los límites de confianza de las estimaciones se ha usado la técnica *bootstrapping* (Li and Smith, 2009).

Una vez ajustado, este modelo de predicción ha sido aplicado al campo de la SLP de invierno de las salidas de clima presente del GCM MPI-ESM-LR, para el periodo 1951-2005. Esto ha permitido obtener el sesgo esperable en la modelización, que ha sido tenido en cuenta al obtener las proyecciones de cambio climático aplicando el modelo de *downscaling* a las salidas del GCM en el periodo 2071-2100.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 Patrones medios y variabilidad de la SLP

Como se ha comentado anteriormente, el *downscaling* estadístico asume la permanencia de las relaciones entre los predictores y el predictando. Una forma de comprobar este aspecto es, en cierta medida, analizar la estabilidad del campo predictor, de sus patrones de variabilidad y su varianza asociada obtenidos mediante un PCA. La Figura 2 muestra los campos medios de la SLP de invierno tanto para los datos del NCEP como para la salida histórica del MPI-ESM-LR en el periodo 1952-2005, y para la de clima futuro en la treintena 2071-2100 bajo el escenario RCP8.5. En general, los tres campos mostrados presentan un aceptable grado de similitud, si bien el modelo tiende a subestimar las altas presiones siberianas y a mostrar un mayor gradiente de la SLP sobre el Atlántico Norte, con valores de presión más altos sobre la mitad sur de la PI en la simulación de futuro.

Por otro lado, los principales modos de variabilidad obtenidos del análisis de componentes principales de los datos de reanálisis de la SLP de invierno y del modelo MPI-ESM-LR, tanto para clima presente como para la salida de clima futuro considerada, muestra estructuras espaciales parecidas sobre el Ártico y el Atlántico. Además los porcentajes de varianza explicada por cada EOF son similares, tanto en los datos de reanálisis como en las salidas del GCM, si bien para los datos de futuro el EOF1 explica algo más de varianza y muestra un patrón más diferenciado al de los datos del NCEP, lo que no afectan a los resultados pues estos se basan en la proyecciones de los datos sobre los EOFs observacionales. La Tabla 1 muestra estos porcentajes para los 10 primeros EOFs.

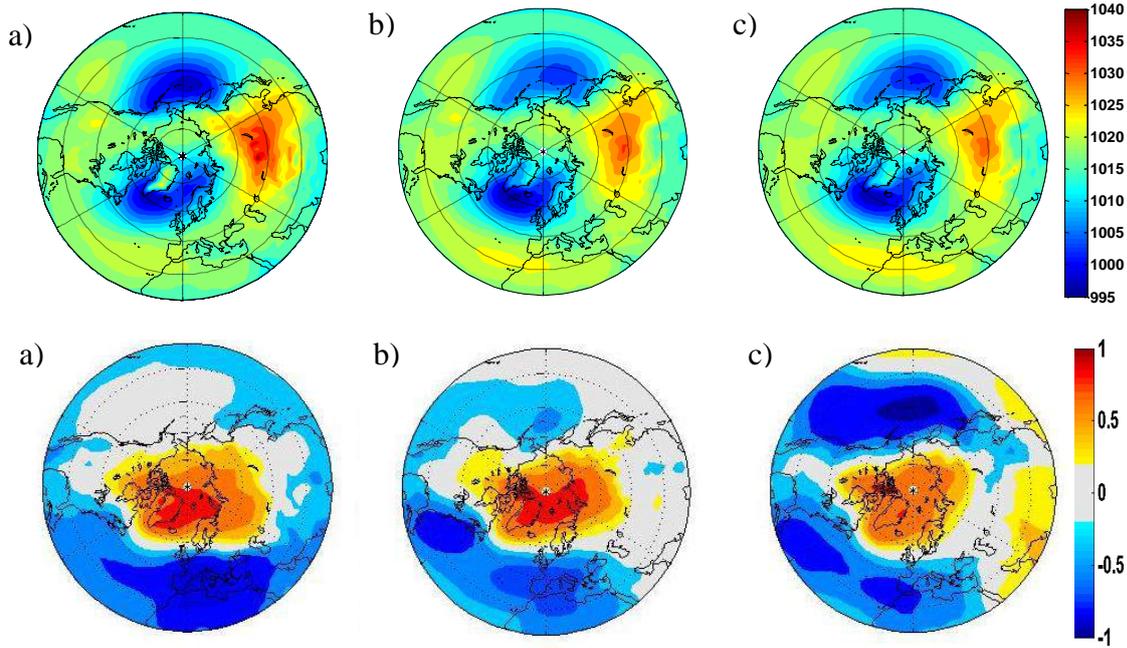


Fig. 2: (Panel superior) Mapas de la SLP media de invierno (mb) de a) los datos del NCEP en el periodo 1952-2008, b) las salidas del MPI-ESM-LR en el periodo 1952-2005, c) las salidas del MPI-ESM-LR en el periodo 2071-2100 bajo el escenario RCP8.5. (Panel inferior) Mapas mostrando los factores de carga asociados a la primera PC para a) los datos del NCEP en el periodo 1952-2008, b) la SLP del GCM en la simulación de clima presente (1951-2005), y c) la SLP del GCM en el escenario RPC8.5 en el periodo 2071-2100.

	NCEP	GCM_presente	GCM_futuro
1	28.85	30.06	34.45
2	14.79	14.75	15.85
3	9.86	9.41	9.78
4	8.13	7.33	7.82
5	6.84	6.63	6.43
6	5.68	5.19	4.31
7	4.43	3.67	3.62
8	3.23	3.06	2.85
9	2.72	2.84	2.71
10	1.88	2.46	2.15

Tabla 1: PORCENTAJE DE VARIANZA EXPLICADA POR LOS 10 PRIMEROS EOFS OBTENIDOS DEL PCA PARA CADA BASE DE DATOS DE SLP UTILIZADA.

### 3.2 Obtención del modelo de *downscaling*

La Figura 3 muestra los *loading factors* asociados a los cuatro primeros EOFs de la SLP de invierno de los datos de reanálisis. El primer EOF está asociado con la Oscilación Ártica (AO), estando su PC altamente correlacionada con este índice y con el de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). El segundo EOF representa esencialmente el patrón del

Pacífico/Norte América (PNA), mientras que el tercer y cuarto EOFs, están asociados a los patrones del Atlántico Este (EA) y del Atlántico Este/Oeste de Rusia (EA/WR), respectivamente.

Todas las series de caudal consideradas en este estudio presentan correlaciones significativas con las PCs 1, 3 y 4. De las 13 estaciones analizadas, 5 de ellas presentan además correlaciones con la PC8, correlacionada significativamente con la serie temporal del patrón SCAND, mientras que para el resto de PCs analizadas (hasta la décima) no se encuentran correlaciones significativas. Por otra parte los errores de predicción del modelo se minimizan en la cuarta PC. Así pues en el desarrollo del modelo PCR se han usado las series PC1, PC3 y PC4 de la SLP de invierno como variables predictoras.

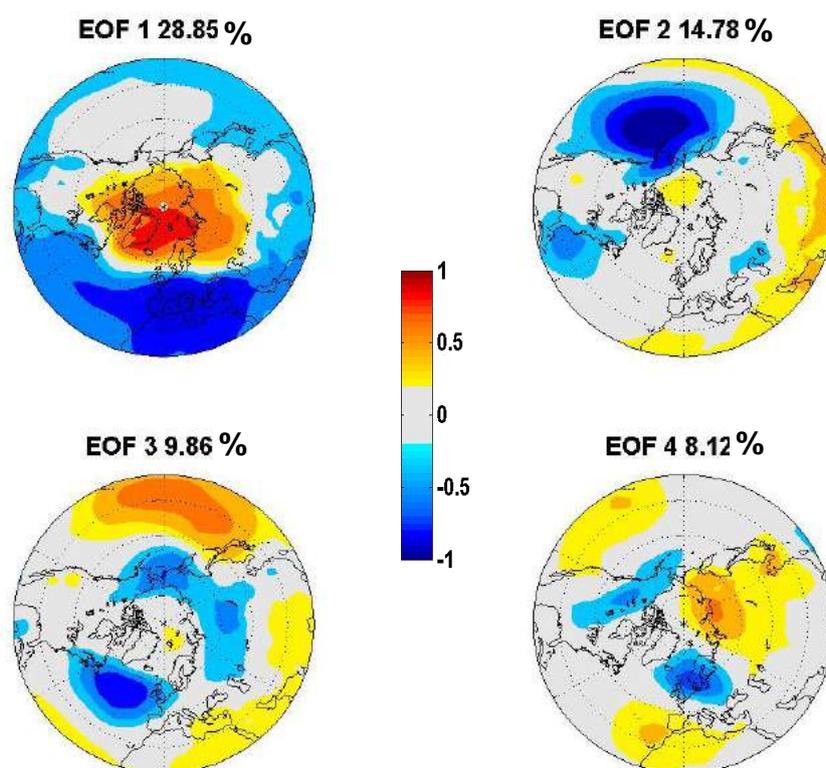


Fig. 3: Mapas de *loading factors* (correlaciones) asociados a las 4 primeras PCs obtenidas de la aplicación del PCA a los datos del NCEP en el periodo 1951-2008. Se indica también el porcentaje de varianza explicada por cada modo.

La Figura 4 muestra las dos series de caudal de invierno del Río Guadalquivir correspondientes a los embalses de Tranco de Beas y El Pintado, junto con los valores estimados por el modelo de *downscaling* obtenido en el periodo de calibración, así como los intervalos de confianza al 95% (obtenidos mediante *bootstrapping*) de las predicciones generadas para el caudal en el periodo de validación. Por otro lado, la Tabla 2 presenta un resumen de la estadística de dicha modelización, mostrando los valores de correlación entre los caudales observados y predichos, significativos al nivel de confianza del 95% y el error cuadrático medio (*rmse*), para ambos periodos.

Como puede verse el modelo funciona razonablemente bien, aunque falla claramente al estimar los altos valores de caudal registrados en los años 1963 y 1996-98. Estos años

corresponden a años muy lluviosos. El procedimiento aplicado a los datos de precipitación correspondientes a algunas estaciones de la cuenca falla también al subestimar marcadamente la precipitación de estos años (resultados no mostrados). Estos años son los principales responsables de los altos valores del *rmse*.

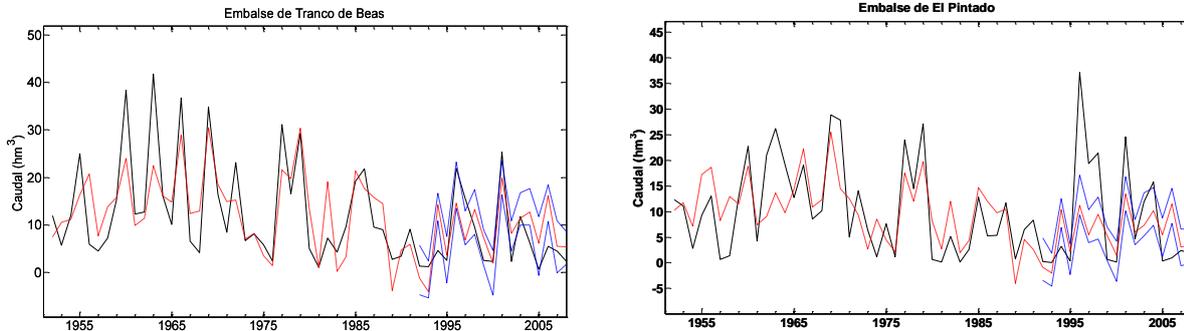


Fig. 4: Series de caudal para las estaciones del Embalse de Tranco de Beas y del Embalse de El Pintado (línea negra continua), valores del modelo en los periodos de calibración y validación (línea roja discontinua) e intervalos de confianza al 95% para la estimación en el periodo de validación (línea azul discontinua).

	Tranco de Beas		El Pintado	
	Calibración	Validación	Calibración	Validación
<i>r</i>	0.73	0.67	0.71	0.64
<i>rmse</i>	7.8	6.7	6.0	5.1

Tabla 2: CORRELACIÓN (*r*) Y ERROR CUADRÁTICO MEDIO (*rmse*) ENTRE LOS VALORES DEL CAUDAL OBSERVADOS Y PREDICHOS POR EL MODELO AJUSTADO TANTO PARA EL PERIODO DE CALIBRACIÓN (1951-1990) COMO DE VALIDACIÓN (1991-2008).

Una vez validado el modelo de *downscaling*, este se ha reajustado usando todos los datos, esto es, calibrándolo de nuevo en el periodo completo. Los coeficientes de correlación entre los valores observados y predichos son ahora 0.8 y 0.76 y los *rmse* son 5.7 y 6.3 para Tranco de Beas y El Pintado, respectivamente.

### 3.3 Proyecciones de cambio climático

Una vez establecido el modelo PCR para el *downscaling* estadístico del caudal, este se ha aplicado a los datos de las simulaciones de clima presente del GCM MPI-ESM-LR en el periodo 1952-2005, coincidiendo esencialmente con el periodo de datos de caudales (1952-2008), y a las de clima futuro en el periodo 2071-2100 bajo el escenario RCP8.5.

La Tabla 3 muestra los valores medios de caudal estimados en ambos periodos de tiempo, junto con sus intervalos de confianza al 95%, obtenidos mediante *bootstrapping*. Se observa un sesgo no despreciable entre los datos observacionales de caudal y las estimaciones de clima presente, lo que puede deberse a que el GCM tiende a mostrar un patrón más zonal de la SLP que los datos del NCEP. Este sesgo es tenido en cuenta al calcular las proyecciones del caudal de invierno en el periodo 2071-2100. Así, en esta tabla las diferencias de caudal en el futuro

se obtienen restando los valores medios obtenidos para clima presente, siendo los porcentajes relativos a la media observacional.

Como puede apreciarse, los cambios proyectados para la treintena 2071-2100 presentan moderados descensos del caudal, algo mayores para la estación más oriental Tranco de Beas (17.51%) que para la más occidental, El Pintado (12.22%). Los márgenes de confianza son muy amplios, en consonancia con el hecho de que las medias entre los dos periodos no son significativamente distintas según el test de Wilcoxon.

Estación		Presente (1952-2005)			Futuro (2071-2100)		
		Caudal (hm <sup>3</sup> )	Dif. obs (hm <sup>3</sup> )	Dif. (%)	RCP8.5 Caudal (hm <sup>3</sup> )	Dif. presente (hm <sup>3</sup> )	Dif. (%)
Tranco de Beas	Obs.	11.82					
	DS	14.32	2.50	21.15	12.25	-2.07	-17.51
	GCM	(8.20 18.3)			(5.60 16.36)		
El Pintado	Obs.	9.98					
	DS	11.36	1.38	13.82	10.14	-1.22	-12.22
	GCM	(5.56 15.41)			(4.28 13.87)		

Tabla 3: VALORES MEDIOS OBTENIDOS POR EL MODELO DE *DOWNSCALING* (DS GCM) PARA CLIMA PRESENTE (1952-2005) Y CLIMA FUTURO (2071-2100) CON EL GCM MPI-ESM-LR. ENTRE PARÉNTESIS FIGURAN LOS INTERVALOS DE CONFIANZA OBTENIDOS MEDIANTE *BOOTSTRAPING*. LOS RESULTADOS PARA EL PERIODO 2071-2100 SE OBTIENEN RESPECTO A LOS RESULTADOS DEL MODELO EN EL PERIODO HISTÓRICO.

#### 4. CONCLUSIONES

En este trabajo se han obtenido proyecciones del caudal del río Guadalquivir para el escenario RCP8.5 en el periodo 2071-2100 usando las salidas del GCM MPI-ESM-LR en un esquema de *downscaling* estadístico. La metodología empleada para este *downscaling* ha sido la obtención de un modelo para el caudal a partir de la metodología denominada regresión de componentes principales (PCR) de la SLP junto con técnicas de *bootstrapping* para la obtención de los intervalos de confianza de las estimaciones obtenidas.

En particular, se han estudiado dos series de caudal del total de la base de datos seleccionada, una correspondiente a una estación ubicada en la cabecera del río Guadalquivir (Embalse de Tranco de Beas) y otra al oeste de la cuenca (embalse de El Pintado). Ambas series presentan correlaciones altas con el resto de las series de caudal disponibles para el estudio. Las series utilizadas como variables predictoras en los modelos PCR son las PCs 1, 3 y 4 de la SLP de invierno de los datos de reanálisis del NCEP. Los modelos estadísticos ajustados para estas dos estaciones de caudal muestran un aceptable comportamiento tanto en el periodo de calibración (1951-1990) como en el de validación (1991-2008), si bien fallan al estimar valores especialmente altos del caudal. Este comportamiento es también encontrado en otras series analizadas así como en el *downscaling* de la precipitación de invierno en el área de estudio. Una fuente error puede ser la elección de la amplia área predictora en relación a la PI.

El GCM MPI-ES-LR usa como componente dinámico el modelo ECHAM6, que hereda los sesgos en precipitación de su antecesor, el ECHAM5, mostrando una sobrestimación de la misma en las zonas extratropicales continentales (Stevens et al., 2013) y, en particular, sobre la PI (Nieto y Rodríguez-Puebla, 2006). En simulaciones de la precipitación sobre la PI con el

modelo regional Weather Research and Forecasting model (WRF) usando como modelo de entrada el ECHAM5, se obtienen sobrestimaciones de la precipitación, llegando en muchas zonas a superar aumentos de 100%, en particular en la zona oriental del valle del Guadalquivir (Argüeso et al., 2012a). Estos autores muestran que, como se ha comentado anteriormente, el ECHAM5 tiende a simular un patrón de la SLP más zonal que el de los datos de reanálisis. Este mismo aspecto es también mostrado por el ECHAM6 (Stevens et al., 2013), si bien argumentan que este factor deber ser insuficiente para justificar la elevada sobrestimación de la precipitación cuando se usa el modelo ECHAM5 como condiciones de contorno en el *downscaling* dinámico (Argüeso, 2011).

Los resultados de las proyecciones del caudal de invierno en el Guadalquivir para finales del siglo XXI bajo el escenario RCP8.5, muestran descensos medios entorno al 15%, que no son estadísticamente significativos. Este resultado está de acuerdo con las proyecciones de cambio climático para la precipitación usando el ECHAM5 en simulaciones obtenidas mediante *downscaling* dinámico con el modelo WRF realizadas por Argüeso et al. (2012b) para el mismo periodo de tiempo. En ese trabajo, usando los escenarios B1, A1B y A2, se encuentran descensos aproximadamente de un 20% durante el invierno en la mayor parte del sur peninsular, no significativos salvo en áreas limitadas de la zona más oriental de la cuenca del río Guadalquivir, ni siquiera para el escenario de mayores concentraciones.

Por otra parte, el caudal del río Guadalquivir no sólo está dirigido por la precipitación. La temperatura es otro factor que afecta al caudal, regulando los procesos de evapotranspiración en la cuenca así como el agua en forma de nieve caída en invierno que contribuye al caudal de primavera (López-Moreno y García-Ruíz, 2004). Mientras que la precipitación durante el invierno en gran parte de la PI, en particular en el valle del Guadalquivir, está controlada en gran medida por la circulación atmosférica, fundamentalmente a través del impacto de la NAO (Esteban-Parra et al., 1998), este patrón afecta de forma muy limitada al comportamiento de las temperaturas invernales (Esteban-Parra et al., 2003). Las simulaciones de la temperatura en clima presente usando el modelo WRF con condiciones de contorno dadas por ECHAM5 (Argüeso, 2011) muestran valores más bajos de temperaturas máximas en la mayor parte de la cuenca del Guadalquivir con leves sobrestimaciones en el área oriental, pero sobrestiman marcadamente las temperaturas mínimas en toda zona de cabecera del río. El presente estudio no permite dilucidar o acotar el impacto directo de la temperatura en el caudal en el sentido de conocer si el aumento de caudal obtenido en clima presente pudiera reflejar, por ejemplo, el aporte de la nieve fundida durante el invierno en vez de en primavera.

Por otro lado, el estudio mencionado anteriormente muestra que para diversos escenarios, incluido el A2, los aumentos medios de la temperatura en invierno en el periodo 2071-2100 obtenidos usando ECHAM5 como entrada del WRF se sitúan alrededor de 2.5°C respecto al periodo 1970-2000. Es necesaria una investigación más completa para conocer si el efecto de estos aumentos de temperatura podría propiciar un aumento o disminución del caudal de invierno vía los cambios en la ratio de lluvia/nieve, influjo de una temprana fusión de la nieve, cambios debidos a la evapotranspiración u otros factores más complejos con retroalimentaciones en la respuesta del suelo y la cubierta vegetal (García-Ruiz et al., 2011).

## 5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CGL2010-21188/CLI (MICINN, FEDER) y P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía). La Universidad Tecnológica del Chocó y COLCIENCIAS financian la estancia de S. Córdoba y R. Palomino en la Universidad de Granada.

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- Argüeso, D. *High-resolution projections of climate change over the Iberian Peninsula using a mesoscale model*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Argüeso, D.; Hidalgo-Muñoz, J.M; Gámiz-Fortis, S.R.; Esteban-Parra, M.J. y Castro-Díez, Y. (2012a). “Evaluation of WRF Mean and Extreme Precipitation over Spain: Present Climate (1970–99)”. *J. Climate*, **25**, 4883–4897.
- Argüeso, D.; Hidalgo-Muñoz, J.M; Gámiz-Fortis, S.R.; Esteban-Parra, M.J. y Castro-Díez, Y. (2012b). “High-resolution projections of mean and extreme precipitation over Spain using the WRF model (2070-2099 versus 1970-1999)”. *J. Geophys. Res.*, 117 (12), D12108.
- Esteban-Parra, M.J., F.S. Rodrigo y Y. Castro-Díez (1998). “Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880–1992”. *Int. J. Climatol.*, 18 (14), 1557-1574.
- Esteban-Parra, M.J., Pozo-Vázquez D., Castro-Díez, Y. and Trigo, R.M. (2003). *NAO influence on maximum and minimum temperature of the Iberian Peninsula*. 14th Symposium on Global Change and Climate Variations, AMS, CD-ROM, 6.6-1-6.6-6.
- Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C (2007). “Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling”. *Int J Climatol.*, 27,1547–1578.
- Kundzewicz, Z. W., and A. J. Robson (2004). “Change detection in hydrological records”. *Hydrol. Sci. J.*, 49, 7-19.
- Li, Y., Smith, I. (2009). “A Statistical Downscaling Model for Southern Australia Winter Rainfall”. *J. Climate*, 22, 1142–1158. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JCLI2160.1>
- López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M., (2004). “Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees”. *Hydrol. Sci. J.*, 49, 787–802.
- Nieto, S, y Rodríguez-Puebla, C. (2006). “Comparison of Precipitation from Observed Data and General Circulation Models over the Iberian Peninsula”. *J. Climate*, 19, 4254–4275.
- García-Ruiz J.M., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta-Martínez, T. y Beguería, S. (2011). “Mediterranean water resources in a global change scenario”. *Earth-Science Reviews*. 105, 121-139.
- Giorgi, F. (1990). “Simulation of regional climate using a limited area model nested in a GCM”. *J. Climate*, 3, 941–963.
- Stevens, B., Giorgetta, M., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S., Salzmann, M., Schmidt, H., Bader, J., Block, K., Brokopf, R., Fast, I., Kinne, S., Kornblueh, L., Lohmann, U., Pincus, R., Reichler, T., & Roeckner, E. (2013). “Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6”. *J. Adv. Mod. Earth Sys.*, 5, 146-172.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl (2012). “An overview of CMIP5 and the experiment design”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, DOI:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Teutschbein, C. and Seibert, J. (2010). “Regional Climate Models for Hydrological Impact Studies at the Catchment Scale: A Review of Recent Modeling Strategies”. *Geogr. Com.* 4(7), 834-860.
- Trigo, R.M., D. Pozo-Vázquez, T.J. Osborn, Y. Castro-Díez, S.R. Gámiz-Fortis and M. J. Esteban-Parra (2004). “North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula”. *Inter. J. Climatol.*, 24 (8), 925-944.
- van Vuuren D.P., Edmonds .J, Kainuma M.L.T., Riahi K., Thomson A., Matsui T., Hurtt G., Lamarque J.-F., Meinshausen M., Smith S., Grainer C., Rose S., Hibbard K.A., Nakicenovic N., Krey V., Kram T. (2011). “Representative concentration pathways: An overview”. *Climatic Change*, 109, 3-51.
- Wilby, R.L., Wigley, T.M.L., Conway, D., Jones, P.D., Hewitson, B.C., Main, J. and Wilks, D.S. (1998). “Statistical downscaling of General Circulation Model output: A comparison of methods.” *Water Res. Res.* 34(11), 2995-3008 (R).

# PROYECCIONES A MEDIO PLAZO DE CAMBIOS CLIMÁTICOS EN LOS RECURSOS SOLAR Y EÓLICO SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Sonia JEREZ, Jose María LÓPEZ ROMERO, Pedro JIMÉNEZ GUERRERO, Raquel LORENTE PLAZAS, Juan Pedro MONTÁVEZ

*Grupo de Modelización Atmosférica Regional (MAR), Departamento de Física, Universidad de*

*Murcia*

sonia.jerez@um.es, jm.lopezromero@um.es, pedro.jimenezguerrero@um.es, lorente.plazas@gmail.com, montavez@um.es

## RESUMEN

Las energías renovables son parte fundamental de las estrategias de mitigación del cambio climático, pero también un sector potencialmente afectado por este último. La Península Ibérica (PI) presenta también esta doble faceta: un gran potencial para el desarrollo, en particular, de parques solares y eólicos y una alta vulnerabilidad al cambio climático. En este contexto, el objetivo de este trabajo es investigar los cambios proyectados a medio plazo, y las incertidumbres asociadas, en los campos de viento y de radiación solar superficiales. Para ello se ha analizado un conjunto multi-modelo y multi-escenario de proyecciones de cambio climático sobre la PI con un total de 26 proyecciones distintas que fueron obtenidas de los proyectos ESCENA y Euro-CORDEX. Los resultados individuales muestran variaciones máximas del orden del 20-30% para mediados de siglo en ambos recursos, solar y eólico, si bien existe una gran discrepancia entre las distintas proyecciones no solo en cuanto a las áreas más afectadas sino también en cuanto a la intensidad y al signo del cambio proyectado, incluso bajo el mismo escenario de futuro. Por ello, la media de los cambios proyectados se mantiene en general en el rango [-5%,+5%] y tiene asociada una importante incertidumbre.

**Palabras clave:** cambio climático, energía solar, energía eólica, incertidumbres, Península Ibérica, ESCENA, Euro-Cordex, modelos climáticos regionales

## ABSTRACT

Renewable energies are an important part of the mitigation strategies aimed at abating climate change, but simultaneously they are one of the sectors threatened by this latter. The Iberian Peninsula (IP) shows also a similar twofold: a great potential for the development of solar plants and wind farms, in particular, and a high vulnerability to climate change effects. In such a context, the objective of this work is to investigate medium-term projected changes, and associated uncertainties, in the surface wind and solar radiation fields. In order to do that, a multi-model and multi-scenario ensemble of climate change projections for the IP, including a total of 26 different projections that have been retrieved from the ESCENA and Euro-CORDEX projects, has been analyzed. The individual results show maximum variations of 20-30% for mid century in both resources, solar and wind, although the disagreement among the various projections regards not only the most affected areas but also the intensity and sign of the projected change, even under the same future scenario. Thereby, the ensemble mean projected change remains overall in the range [-5%,+5%] and has associated an important uncertainty.

**Key words:** climate change, solar energy, wind power, uncertainties, Iberian Peninsula, ESCENA,

## Euro-CORDEX, regional climate models

**1. INTRODUCCIÓN**

El cambio climático es uno de los grandes problemas a los que se enfrenta hoy en día la humanidad, con implicaciones no sólo de carácter medioambiental sino también socio-económico (IPCC, 2013). Por ello, y ante las no muy halagüeñas perspectivas de futuro, se desarrollan estrategias de adaptación y mitigación. Las energías renovables son parte fundamental de estas últimas (IPCC, 2011), posicionándose como una de las mejores alternativas a los limitados recursos fósiles que además contribuye a la independencia energética de los países y promueve el empleo local (Moreno y López, 2008; Bhattacharyya, 2009; Apergis y Payne, 2010).

Sin embargo, las energías renovables, en particular la eólica y la solar, no sólo forman parte de la solución al problema del cambio climático, sino también, por su dependencia de las condiciones atmosféricas (Jerez *et al.*, 2013a), de los sectores potencialmente vulnerables al mismo (Pryor y Barthelmie, 2010; Hueging *et al.*, 2013). En este sentido, si bien la Península Ibérica (PI) muestra un gran potencial para la generación de energía eólica y solar (Ruiz-Arias *et al.*, 2012), también ha sido identificada como una de las zonas del planeta donde los efectos del cambio han sido y se prevé que sean más notables (Giorgi, 2006; IPCC, 2013). Por lo tanto, la pregunta, aún sin contestar, que se plantea es: ¿supone el cambio climático una amenaza para las medidas de desarrollo de instalaciones eólicas y solares en la PI?

Para estudiar impactos del cambio climático es necesario tener en cuenta las incertidumbres asociadas al proceso de obtención de las proyecciones de futuro. Éstas abarcan desde la elección del escenario de emisiones o de forzamiento radiativo futuro (Gómez-Navarro *et al.*, 2011), probablemente la fuente de incertidumbre más importante, hasta la elección del modelo de simulación climática (Déqué *et al.*, 2012) así como de su configuración tanto física como espacial (Jerez *et al.*, 2013b). Más aún, a la hora de realizar simulaciones de alta resolución utilizando Modelos Climáticos Regionales (RCMs), a las incertidumbres asociadas a la elección y configuración del RCM, hay que sumar las asociadas a la elección y configuración del Modelo de Circulación General (GCM) al que se anida el RCM.

En este trabajo se estudian los cambios proyectados en la PI de aquí a mediados de siglo para la radiación solar incidente y la velocidad del viento en superficie. Para ello se cuenta con un conjunto de 26 simulaciones proporcionadas por las recientes iniciativas ESCENA (<http://proyectoescena.uclm.es/wikiescena>) y Euro-CORDEX (<http://www.euro-cordex.net>) realizadas bajo distintos escenarios de futuro y con distintos RCMs que a su vez han sido anidados a distintos GCMs. Esta extensa base de datos proporciona por tanto un marco único para el estudio de señales de cambio climático e incertidumbres.

**2. DATOS**

Los datos empleados en este trabajo (series temporales de radiación de onda corta incidente en superficie y velocidad del viento a 10 metros de altura) fueron obtenidos de simulaciones climáticas regionales que cubren al menos el periodo 2001-2050 y al menos la PI, y que han sido realizadas en el marco del proyecto nacional ESCENA (<http://proyectoescena.uclm.es/wikiescena>) y de la iniciativa internacional Euro-CORDEX (<http://www.euro-cordex.net>). En la Tabla 1 se especifican los RCMs y GCMs utilizados en la realización de cada simulación, su resolución espacial, escenarios de futuro considerados y la institución que proporciona los datos (en total se han analizado 26 simulaciones diferentes). En ESCENA se utilizaron los escenarios de emisiones

(ordenados del menos al más pesimista) B1, A1B y A2 de SRES (IPCC, 2000), mientras que en Euro-CORDEX éstos fueron sustituidos por los más recientes escenarios de forzamiento radiativo RCP (Moss *et al.*, 2010), entre los que escogimos el moderado RCP4.5 y el pesimista RCP8.5 para este trabajo.

Proyecto	Resolución	RCM	GCM	Escenarios	Institución
ESCENA	25 km	MM5	ECHAM5r2	A1B, B1, A2	Universidad de Murcia
		MM5	CNCM3	A1B, B1	
		MM5	HCM3Q3	A1B	
		MM5	HCM3Q16	A1B	
		PROMES	ECHAM5r2	A1B, B1, A2	Universidad de Castilla La Mancha
		PROMES	CNCM3	A1B, B1	
		PROMES	HCM3Q3	A1B	
		PROMES	HCM3Q16	A1B	
		WRF	ECHAM5r2	A1B (×2 configuraciones físicas), A2	Universidad de Cantabria
Euro CORDEX	0.44° (~ 50 km)	CCLM	MPI-ESM	RCP4.5, RCP8.8	Universidad Tecnológica de Brandeburgo (BTU)
		HIRHAM5	EC-EARTH	RCP4.5, RCP8.5	Instituto Meteorológico de Dinamarca (DMI)
		RACMO22E	EC-EARTH	RCP4.5, RCP8.5	Instituto Meteorológico de Holanda (KNMI)
		WRF	IPSL-CM5A	RCP4.5, RCP8.5	Instituto Pierre Simon Laplace (LSCE)
		RegCM	CNRM-CM5	RCP4.5	Universidad Charles de Praga (CUNI)

Tabla 1: CARACTERÍSTICAS DE LAS SIMULACIONES UTILIZADAS EN ESTE TRABAJO: PROYECTO, RESOLUCIÓN ESPACIAL, RCM, GCM, ESCENARIOS E INSTITUCIÓN.

### 3. METODOLOGÍA

Las series de radiación y viento analizadas en este trabajo cubren el periodo 2001-2050 y contienen valores medios estacionales. El análisis se ha llevado a cabo para cada estación por separado. Por brevedad, se seleccionan los resultados obtenidos para invierno (DJF) y verano (JJA), ya que los resultados obtenidos para primavera y otoño presentan en general señales intermedias.

La metodología aplicada a las series de cada estación es la siguiente:

1º) Ajustamos por mínimos cuadrados las series estacionales de cada punto de la rejilla espacial a la

recta  $y=a+b\cdot t$ , donde  $y$  es la variable en cuestión y  $t$  el tiempo. El parámetro  $b$  indica por lo tanto la tendencia lineal de las series, cuya significancia estadística es evaluada mediante el test de Mann-Kendall.

2º) Atendiendo a ese valor de la tendencia, tendremos que en 50 años (la longitud del periodo de estudio) el cambio en la variable en cuestión vendrá dado por  $\Delta=N\cdot b$ , donde  $N$  es el número de pasos temporales de las series, en nuestro caso 50 valores estacionales por serie. Sólo se considerarán significativos aquellos valores de  $\Delta$  obtenidos a partir de un valor de  $b$  con una significancia estadística del al menos el 95%.

3º) Por último,  $\Delta$  se expresa en % con respecto al valor medio de la variable en el periodo de estudio:

$$\Delta_{\%} = \frac{\Delta}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i} \cdot 100$$

Los resultados de aplicar esta metodología a las series de invierno y de verano de cada variable obtenidas de cada una de las 26 simulaciones se muestran en las Figuras 1 y 2.

A partir de los resultados individuales de cada simulación, calculamos la media y la dispersión de las señales obtenidas para cada uno de los escenarios futuros considerados. La dispersión la calculamos como la máxima diferencia entre los miembros de cada conjunto de simulaciones y representa la incertidumbre asociada al cambio medio proyectado. Ambas magnitudes se muestran en la Figura 3.

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Cambios proyectados para la radiación solar

Los cambios estadísticamente significativos proyectados para mediados de siglo en la radiación solar en superficie por cada una de las simulaciones, para invierno y verano, se muestran en la Figura 1. En invierno todas las señales de ESCENA son negativas, independientemente del escenario futuro, proyectando descensos de más del 20% en amplias regiones, si bien la localización de estas regiones varía entre las distintas simulaciones (Figura 1a). Sin embargo, algunas de las proyecciones de Euro-CORDEX para invierno muestran señales de cambio significativas positivas, sobre todo para el escenario RCP4.5 (Figura 1c). En verano, las señales significativas son mayoritariamente negativas en el subconjunto de simulaciones de ESCENA alimentadas por el GCM ECHAM5r2, pero positivas en el resto (Figura 1b,d). Cuantitativamente, los cambios proyectados en verano son menores que en invierno (raramente alcanzan el 15%).

Los resultados individuales de las simulaciones de ESCENA mostrados en la Figura 1a,b, indican que tanto el cambio de escenario como el cambio de GCM al que se anida el RCM tienen una influencia decisiva en las señales obtenidas (signo, intensidad y distribución espacial de las mismas), mientras que la influencia de utilizar un RCM u otro es mucho menor.

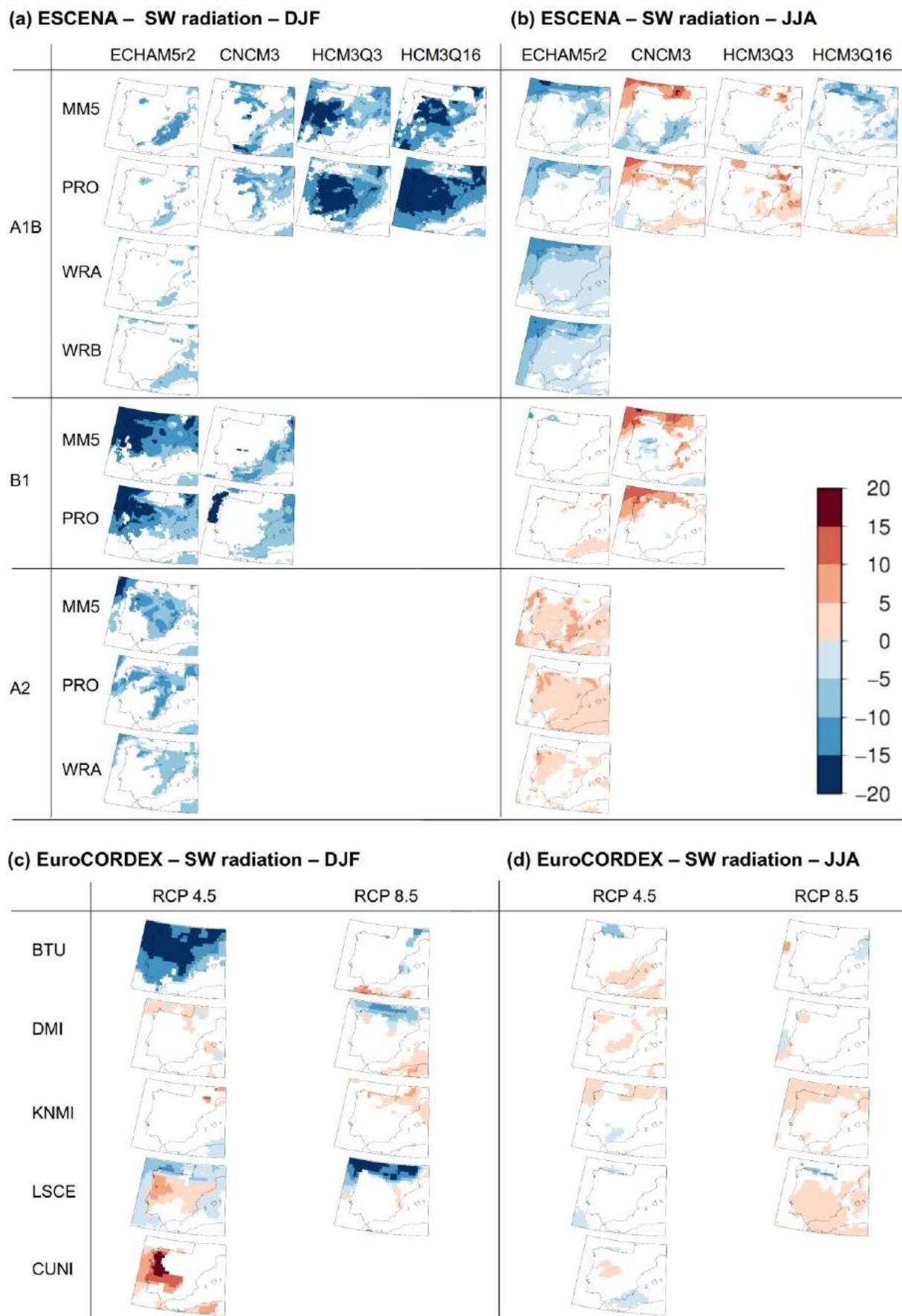


Fig. 1: Cambios estadísticamente significativos en la radiación solar incidente en superficie para mediados de siglo proyectados por cada experimento para invierno y verano (en %).

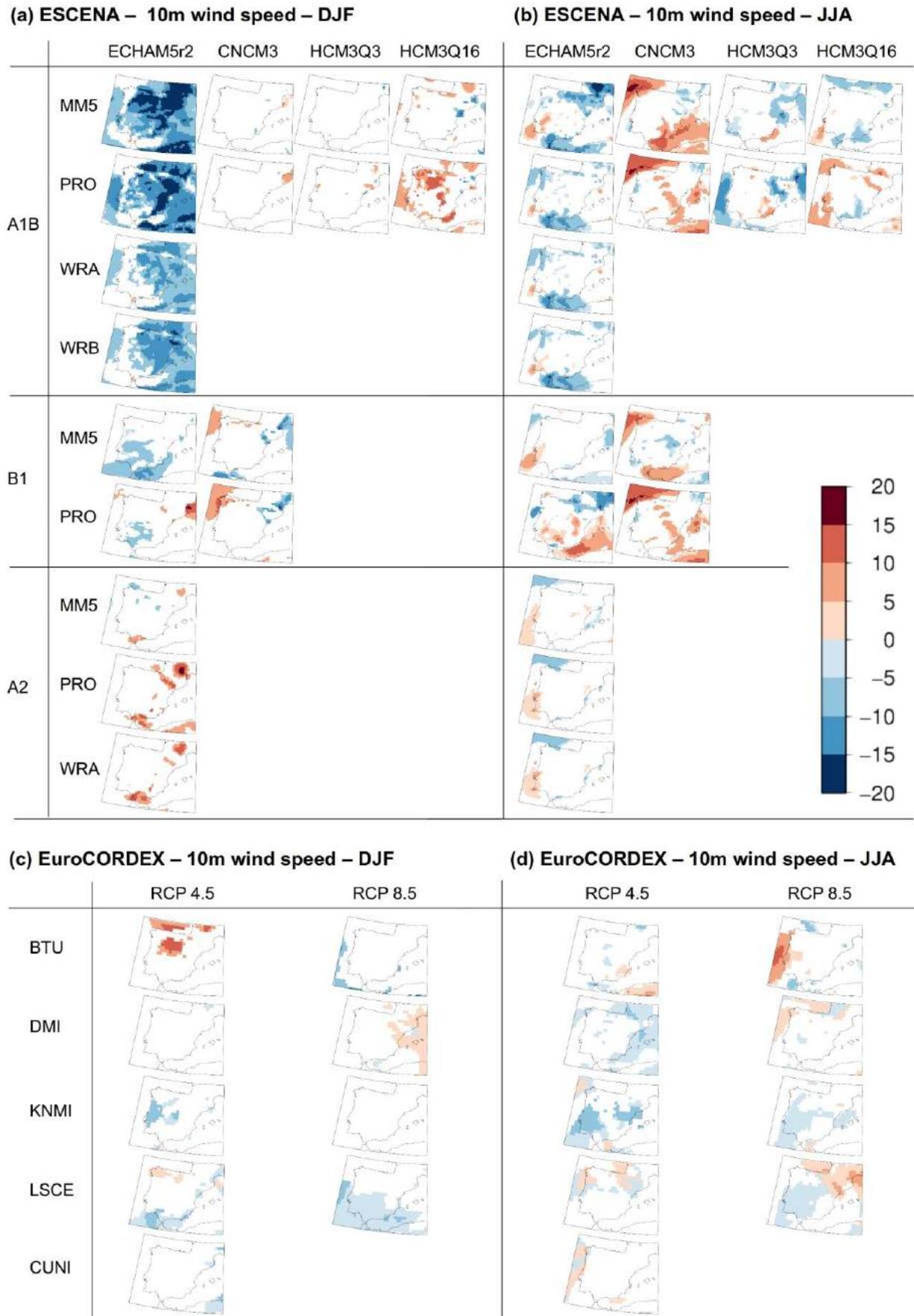


Fig. 2: Cambios estadísticamente significativos en la velocidad del viento a 10 metros de altura para mediados de siglo proyectados por cada experimento para invierno y verano (en %).

En la Figura 3 se presenta el valor medio de los cambios proyectados bajo cada escenario de futuro y la incertidumbre (dispersión) asociada. También se indica si existe discrepancia en el signo de los cambios que se proyectan significativos entre las distintas simulaciones (con puntos negros) y si sólo menos de la mitad de las señales individuales de cada conjunto de simulaciones son significativas estadísticamente (con cruces). En verano los cambios medios proyectados son inferiores al 5%, tienen asociada una baja incertidumbre (dispersión máxima del 10%) y aunque hay proyecciones significativas de signo contrario (en particular bajo el escenario A1B), la mayoría de las simulaciones proyecta cambios no significativos (salvo para el escenario A2). En invierno, tanto el cambio medio proyectado como la incertidumbre asociada son mayores (hasta del 15% y por encima del 30% respectivamente). Por lo tanto, y a pesar de que la proporción de señales no significativas es también elevada (excepto en el este peninsular para todos los escenarios de SRES), no parece cauto extraer conclusiones categóricas más allá de que las proyecciones individuales están por debajo del 30% con un predominio de señales negativas, en particular bajo los escenarios de SRES.

#### **4.2. Cambios proyectados para la velocidad del viento**

La Figura 2 es análoga a la Figuras 1, mostrando en este caso los cambios proyectados en la velocidad del viento a 10 metros de altura. De nuevo observamos un alto grado de incertidumbre en los cambios proyectados (fundamentalmente debido al cambio de GCM y de escenario) si bien siguen manteniéndose en todo caso en el rango  $[-30\%, +30\%]$ , siendo las señales generalmente más intensas en las simulaciones de ESCENA (Figura 2a,b) que en las de Euro-CORDEX (Figura 2c,d) tanto en invierno como en verano. A modo de ejemplo de las discrepancias entre los distintos experimentos, si comparamos los resultados para invierno del experimento PROMES-ECHAM5r2-A1B con los del experimento PROMES-ECHAM5r2-A2 (entre los que cambiamos del escenario A1B al A2; Figura 3a), las señales significativas pasan de ser mayoritariamente negativas y del orden del 20% en este peninsular, a ser positivas del mismo orden en las zonas del valle del Ebro y del Estrecho de Gibraltar. En general, a pesar de las diferencias entre las señales de invierno y de verano y entre los distintos escenarios a nivel de cada experimento, no existe dentro de cada estación ni de cada escenario un comportamiento mayoritario en el conjunto de simulaciones.

Como muestra la Figura 3, menos de la mitad de los miembros de cada conjunto de simulaciones proyectan cambios significativos, tanto en invierno como en verano. Además, en ambas estaciones los cambios medios que se proyectan están por debajo del 5%. Por lo tanto, es la dispersión de los cambios individuales la que indica si estamos bien ante un escenario de cambios relativamente despreciables, como ocurre en verano con una dispersión en torno al 10%, o bien ante un escenario de cambios no tan despreciables pero bastante inciertos, como ocurre en invierno con una dispersión que crece hasta el 20-30% y que implica incluso discrepancia en el signo del cambio proyectado, en particular bajo el escenario A1B.

### **5. CONCLUSIONES**

El estudio de 26 proyecciones de cambio climático (multi-modelo y multi-escenario) sobre la Península Ibérica para mediados de siglo, de las que hemos analizado los cambios en radiación solar incidente en superficie y en velocidad del viento a 10 metros de altura por estaciones (invierno y verano), revela:

- una mayor influencia del GCM y el escenario considerados en cada simulación que de la elección del RCM;
- cambios máximos del orden del 20-30%, siendo las señales generalmente más intensas en el conjunto de simulaciones ESCENA que en Euro-CORDEX;

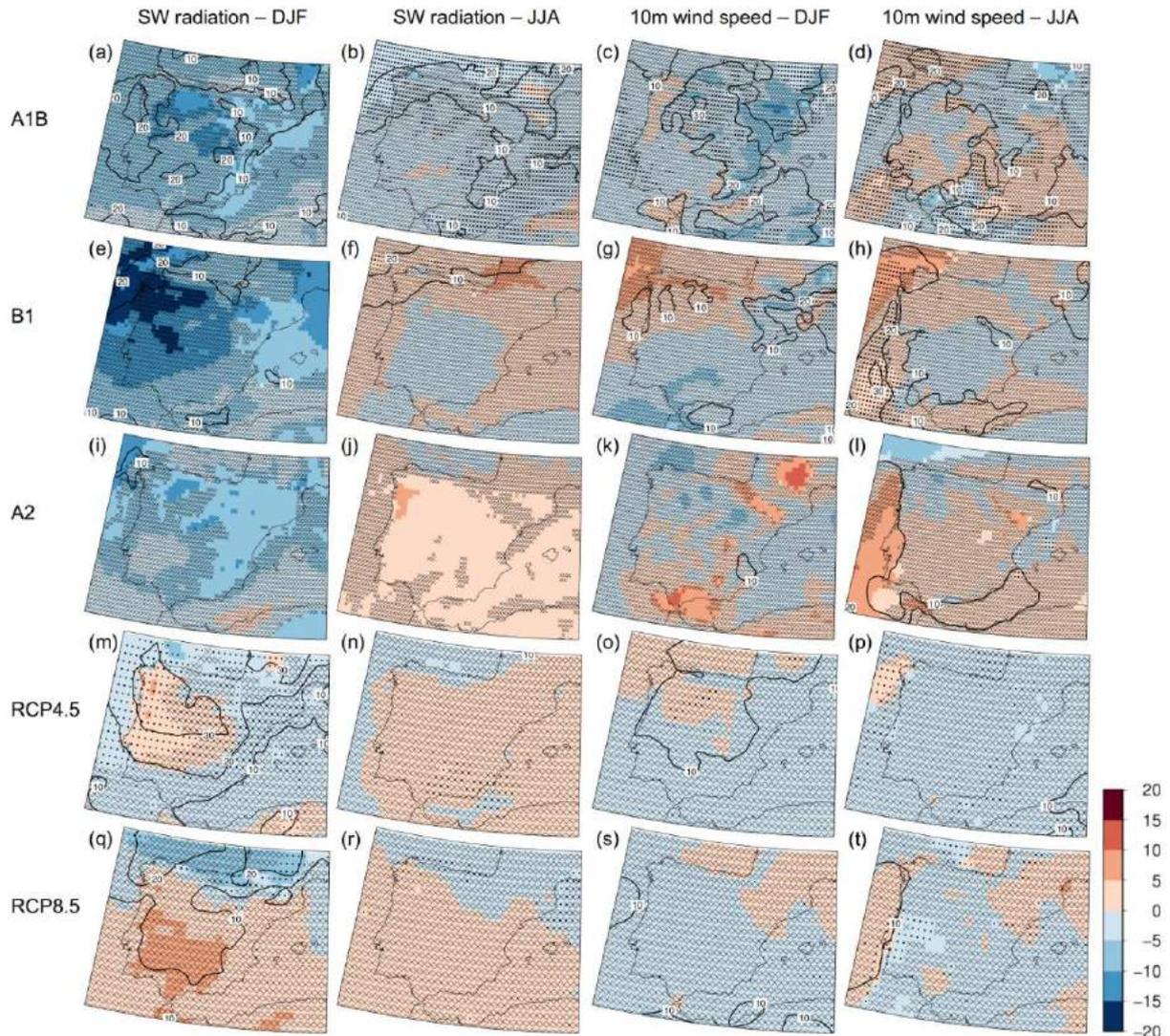


Fig. 3: Media (en colores) y dispersión (en contornos) de los cambios proyectados para cada escenario de futuro (en %) en invierno y verano para la radiación solar incidente en superficie y la velocidad del viento a 10 metros de altura. Las cruces indican que menos de la mitad de las proyecciones individuales son estadísticamente significativas (dentro de cada conjunto de simulaciones dado por el escenario de futuro). Los puntos indican que hay al menos una proyección estadísticamente significativa cuyo signo discrepa del de al menos otra proyección estadísticamente significativa dentro de cada conjunto de simulaciones.

- en ningún punto de la PI el número de simulaciones que proyectan cambios significativos es mayor o igual que la mitad del número total de simulaciones;
- discrepancia entre los distintos experimentos en cuanto a la distribución espacial, la intensidad y el signo de las señales, lo que resulta en valores del cambio medio proyectado raramente superiores al 5%, siendo la dispersión de los cambios proyectados mayor en invierno que en verano.

A pesar de que estos resultados desvelan una enorme incertidumbre en las proyecciones de estas dos variables, en vista de los mismos podríamos asegurar que, al menos en verano, no son esperables cambios muy bruscos que comprometan el desarrollo masivo de instalaciones de energía eólica y solar en una región con un enorme potencial para la generación de energías renovables como es la Península Ibérica.

## 6. REFERENCIAS

- Apergis, N. y Payne, J.E. (2010). Renewable energy consumption and economic growth: Evidence from a panel of OECD countries. *Energy Policy*, 38(1), pp. 656-660.
- Bhattacharyya, S.C. (2009). Fossil-fuel dependence and vulnerability of electricity generation: Case of selected European countries. *Energy Policy*, 37(6), pp. 2411-2420.
- Déqué, M.; Somot, S.; Sanchez-Gomez, E.; Goodess, C.M.; Jacob, D.; Lenderink, G. y Christensen, O. B. (2012). The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios: regional climate models, driving general circulation models and interannual variability. *Climate Dynamics*, 38(5-6), pp. 951-964.
- Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33, L08707.
- Gómez-Navarro, J.J.; Montávez, J.P.; Jimenez-Guerrero, P.; Jerez, S.; Garcia-Valero, J.A. y Gonzalez-Rouco, J.F. (2010). Warming patterns in regional climate change projections over the Iberian Peninsula. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(3), pp. 275-285.
- Hueging, H.; Haas, R.; Born, K.; Jacob, D. y Pinto, J.G. (2013). Regional changes in wind energy potential over Europe using regional climate model ensemble projections. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(4), pp. 903-917.
- IPCC (2000). Special Report on Emission Scenarios. Nebojsa Nakicenovic and Rob Swart (Eds.) Cambridge University Press, UK, pp. 570.
- IPCC (2011). IPCC Special Report on Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation. O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, K. Seyboth, P. Matschoss, S. Kadner, T. Zwickel, P. Eickemeier, G. Hansen, S. Schlömer, C. von Stechow (Eds.). Cambridge University Press, UK, pp. 1075.
- IPCC (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Eds.). Cambridge University Press, UK, pp. 1535.
- Jerez, S.; Trigo, R.M.; Vicente-Serrano, S.M.; Pozo-Vázquez, D.; Lorente-Plazas, R.; Lorenzo-Lacruz, J.; Santos-Alamillos, F. y Montávez, J.P. (2013a). The Impact of the North Atlantic Oscillation on Renewable Energy Resources in Southwestern Europe. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, 52, pp. 2204-2225.
- Jerez, S.; Montavez, J.P.; Gomez-Navarro, J.J.; Lorente-Plazas, R.; Garcia-Valero, J.A. y Jimenez-Guerrero, P. (2013b). A multi-physics ensemble of regional climate change projections over the Iberian Peninsula. *Climate dynamics*, 41(7-8), pp. 1749-1768.
- Moreno, B. y López, A.J. (2008). The effect of renewable energy on employment. The case of Asturias (Spain). *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 12(3), pp. 732-751.
- Moss, R.H.; Edmonds, J.A.; Hibbard, K.A.; Manning, M.R.; Rose, S.K.; Van Vuuren, D.P. *et al.* (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), pp. 747-756.
- Pryor, S.C. y Barthelmie, R.J. (2010). Climate change impacts on wind energy: A review.

*Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 14(1), pp. 430-437.

Ruiz-Arias, J.A.; Terrados, J.; Pérez-Higueras, P.; Pozo-Vázquez, D. y Almonacid, G. (2012). Assessment of the renewable energies potential for intensive electricity production in the province of Jaén, southern Spain. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 16(5), pp. 2994-3001.

## CLIMATOLOGÍA DEL VIENTO SOBRE LA PENINSULA IBÉRICA: OBSERVACIONES Y MODELOS

Juan P. MONTÁVEZ<sup>1</sup>, Raquel LORENTE-PLAZAS<sup>1</sup>, Sonia JEREZ<sup>1</sup>, Pedro JIMÉNEZ-  
GUERRERO<sup>1</sup>, Juan Andrés GARCIA-VALERO<sup>2</sup>, Pedro A. JIMÉNEZ<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Física, Universidad de Murcia, Murcia, España.*

<sup>2</sup>*AEMET, Delegación de Murcia, España*

<sup>3</sup>*NCAR, Mesoscale and Microscale Meteorology division, EEUU*

montavez@um.es, lorente.plazas@gmail.com, sonia.jerez@gmail.com, pedro.jimenezguerrero@um.es,  
jugarciav@aemet.es, jimenez@ucar.edu

### RESUMEN

En este trabajo se presenta la climatología del viento en la Península Ibérica (PI) obtenida a partir de datos de más de 500 estaciones con registros horarios para el periodo 1999-2007. Se describen distintos aspectos; rosa de los vientos, funciones de distribución de probabilidad, ciclo anual y respuesta a distintos tipos de circulación del campo de vientos a escala regional (20 regiones). Las regiones fueron obtenidas a partir de un análisis clúster imponiendo máxima similitud temporal entre las series observacionales.

En un segundo apartado se evalúa la capacidad de un modelo climático regional para reproducir la climatología del viento sobre la PI. Dicha simulación cubre el periodo 1959-2007. Esta base de datos simulada nos permite evaluar la fiabilidad de la climatología de los datos observados, que puede sufrir carencias debido a los valores perdidos, el corto periodo instrumental y la cobertura espacial de las observaciones. Además, estos datos permiten analizar la variabilidad del viento en superficie en un período largo y evaluar las tendencias y su relación con los cambios en la dinámica.

**Palabras clave:** viento, Península Ibérica, modelos climáticos regionales, tipos de circulación, regionalización

### ABSTRACT

In this work the wind climatology of the Iberian Peninsula is presented. It has been obtained using more than 500 weather stations with hourly records for the period 1999-2007. Wind Roses, annual cycles and probability distribution functions as well as the response of the wind field to circulation types are characterized at regional scale. Regions are obtained using a cluster analysis, grouping places with similar temporal variability.

On the other hand, the ability of a Regional Climate model for reproducing the wind climatology is evaluated. The regional climate run covers the period 1959-2007. The obtained data base permits to evaluate the spatial and temporal limitations (spatial coverage and short time) of the observational data and the confidence that one can have on the climatology previously presented. In addition it permits to obtain some other characteristics of the wind field at longer time scales such as trends and its relation with changes in the atmospheric circulation

**Key words:** wind, Iberian Peninsula, Regional Climate Model, Circulation types, Regionalization.

## 1. INTRODUCCIÓN

Una mejora en la caracterización de los vientos y un mayor conocimiento de los mecanismos físicos involucrados en su generación puede beneficiar a multitud de campos de investigación, aplicaciones empresariales y consecuentemente mejorar nuestra calidad de vida. Los vientos transportan contaminantes y material particulado que afectan a multitud de enfermedades respiratorias, polinizan las plantas, determinan las trayectorias de los pájaros, controlan la propagación de los fuegos, erosionan las costas, etc. Además, la energía cinética de los vientos puede utilizarse para generar energía eléctrica de manera limpia.

El viento presenta una gran variabilidad tanto espacial como temporal que resulta de complejas conexiones entre diferentes procesos que se dan a diferentes escalas. Las heterogeneidades del terreno, como son distintos tipo de suelos y la orografía, tiene un papel relevante en esta variabilidad (Whiteman, 2008). Estas características dificultan su comprensión y en última estancia su precisa predicción. El estudio del viento puede abordarse desde dos perspectivas; desde el punto de vista observacional o mediante el uso de modelos numéricos.

En los últimos años, la instalación de nuevas estaciones meteorológicas automáticas, junto al establecimiento de los protocolos de medida (WMO, 2008) han favorecido la disponibilidad de datos de viento con mayor resolución temporal y cobertura espacial. Este hecho ha supuesto un importante avance en el entendimiento de la variabilidad del viento. No obstante, varias razones hacen que los datos obtenidos tengan que ser sometidos a controles de calidad que garanticen la fiabilidad de los mismos (DeGaetano, 1997). Por otro lado, el avance de los ordenadores en las últimas décadas ha supuesto un punto de inflexión en el desarrollo de modelos numéricos y por ende en el de los modelos atmosféricos. A finales de los ochenta y principios de los noventa, surgen los modelos regionales (MR) o de área limitada (Giorgi, 1990) que se basan en las ecuaciones de la dinámica atmosférica, pero sólo simulan una región del planeta. Esto reduce el coste computacional, permitiendo aumentar considerablemente la resolución espacial. Sin embargo, los MR necesitan de unas condiciones de contorno. Para ello, una práctica habitual es utilizar como condiciones de contorno los datos de *reanálisis*, una interesante mezcla entre realidad observada y simulación.

Los MR generan registros homogéneos espacial y temporalmente que pueden ser utilizados como bases de datos climáticas *pseudoreales*. Si estas bases de datos son capaces de reproducir correctamente el clima observado en lugares donde se disponga de datos, se puede suponer que también lo hacen en tiempos y lugares donde no se disponga de ellos, convirtiéndose en un herramienta muy potente. Por lo tanto, la evaluación de dichas bases de datos es fundamental para poder establecer la confianza en ellas, además de posibilitar la identificación de errores en la representación de distintos procesos físicos. Esto abre las puertas a la mejora de la física incluida en dichos modelos.

En este marco, este trabajo se centra en la caracterización del viento observado en la Península Ibérica mediante una bases de datos de observaciones con más de 500 estaciones. Además, la capacidad de los modelos climáticos regionales para reproducir la climatología del viento es analizada. La Península Ibérica (PI) ha sido elegida como región de estudio porque su complejidad orográfica y su influencia de la gran escala hacen que ésta sea el escenario perfecto donde tienen lugar una amplia variedad de regímenes de viento.

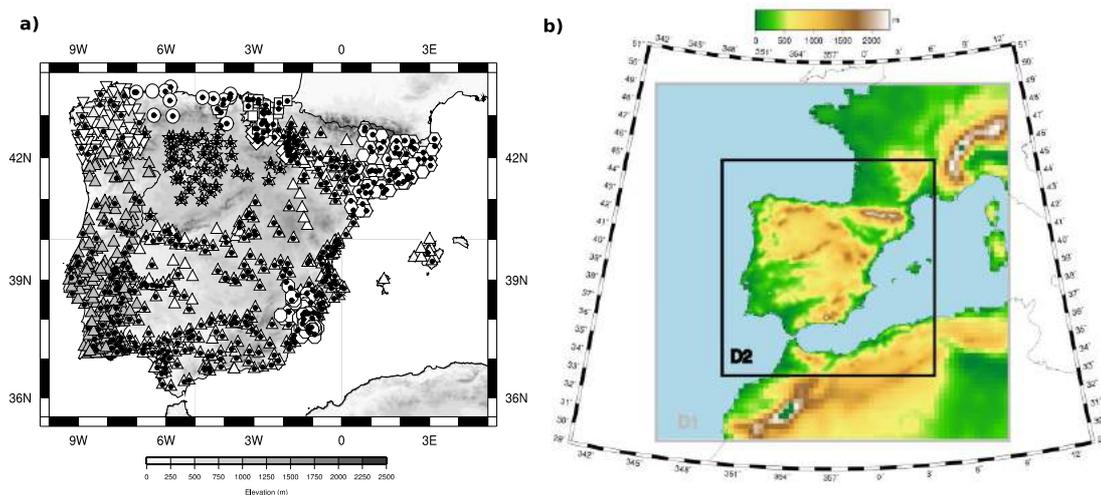


Figura 1. {a) Distribución espacial de las estaciones meteorológicas. Los símbolos representan las diferentes instituciones que proporcionaron datos y las cruces negras denotan las estaciones seleccionadas tras el control de calidad. b) Configuración espacial de los dominios usados en la simulación climática. D1 y D2 representan los dominios anidados con una resolución espacial de 30 km y 10 km, respectivamente.

## 2. BASES DE DATOS

### 2.1. Observaciones

Una adecuada caracterización del viento en superficie en la PI requiere gran número de datos puesto que esta variable meteorológica presenta gran variabilidad espacial. Se han recopilado registros de la dirección y de la velocidad del viento de 868 estaciones meteorológicas durante el periodo 1999-2007 (Figura 1), proporcionados por ocho instituciones españolas como portuguesas. Todos los datos fueron unificados a una misma resolución temporal (1 h) y a una misma altura de sensor (10 m) considerando la aproximación logarítmica del viento con la altura (Stull, 1988) con una rugosidad del terreno variable. La base de datos original fue sometida a un estricto control de calidad siguiendo la metodología expuesta en Jiménez *et al.*, (2010). Los registros cuestionables, de acuerdo al control de calidad, fueron etiquetados como valores perdidos. Las estaciones con alto porcentaje de valores perdidos (superior al 50%) fueron eliminadas de la base de datos. Por otro lado, se ha escogido un periodo que contenga al menos un 90% de estaciones en común. Finalmente, considerando lo anterior se ha creado una base de datos con 514 series horarias de velocidad y dirección del viento, cubriendo el periodo 2002-2007 (Lorente *et al.*, 2014).

### 2.2. Simulación Regional.

La simulación climática regional ha sido realizada con el *Fifth-Generation Pennsylvania State University - National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model* (MM5) (Grell, 1994). El MM5 ha sido ampliamente usado en estudios climáticos (Jiménez- Guerrero 2013, Jerez *et al* 2013), y diversos estudios apoyan su adecuada habilidad para reproducir el clima en la PI (Fernández *et al.*, 2007, Gómez-Navarro *et al.*, 2010) entre otros muchos.

La configuración espacial empleada consiste en dos dominios anidados bidireccionalmente sobre la IP (Figura 1). El dominio exterior/interior tiene una resolución espacial de 30/10 km. Verticalmente la simulación consta de 28 niveles sigma con el tope a 100 hPa. El periodo simulado engloba desde 1959 hasta 2007, con resolución temporal horaria. Las parametrizaciones físicas usadas han sido seleccionadas teniendo en cuenta previos estudios

sobre la IP (Fernández *et al.*, 2007, Jerez *et al.*, 2013<sup>a</sup>, Jerez *et al.* 2012). Se ha usado; la parametrización de cúmulos de Grell (Grell, 1993), el esquema *Simple Ice* para microfísica (Dudhia, 1989), MRF para la capa límite (Hong and Pang, 1996) y el esquema de radiación de onda larga RRTM (Mlawer *et al.*, 1997). El modelo de suelo usado es Noah (Chen and Dudhia, 2001).

Las condiciones de contorno e iniciales para realizar la simulación han sido los re-análisis del centro Europeo de predicción a medio plazo ERA40 (Uppala *et al.*, 2005) cubriendo el periodo 1958-2002 y los análisis para 2002-2007, cuya resolución espacial es 1.125°. Los datos de la topografía y usos de suelo fueron obtenidos por U.S. Geological Survey (USGS) (Loveland *et al.*, 2000).

### 3. METODOLOGÍA

Con el fin de simplificar la descripción de la climatología del viento así como la validación de las simulaciones regionales se ha llevado a cabo una división del área de estudio en distintas regiones. Estas regiones han sido obtenidas mediante un análisis *clustering* aplicado a las series medias diarias del módulo del viento. La metodología consistió en la aplicación de un método no jerárquico (k-means) utilizando como semillas una clasificación previa mediante un método jerárquico (Ward) aplicado a los modos principales de variabilidad obtenidos mediante un análisis de componentes principales (Lorente *et al.*, 2014). Esta metodología ha permitido extraer la señal regional filtrando el detalle local.

El análisis del viento en la PI en base a las regiones obtenidas ha consistido en la descripción del ciclo anual, las rosas de viento estacionales, las funciones de distribución del módulo del viento así como la respuesta estacional a distintas situaciones meteorológicas tipo y la correlación temporal entre las distintas regiones. Para ello se ha usado una clasificación previa de las situaciones sinópticas que gobiernan la PI (García-Valero *et al.*, 2012). Estos tipos de circulación (CTs) fueron obtenidos a partir de la presión a nivel del mar y la altura geopotencial a 500 hPa de los re-análisis y análisis para el periodo 1958-2008.

Para llevar a cabo la comparación de los datos simulados y observados, las series simuladas son espacial y temporalmente mascareadas. El mascareado espacial se realiza usando los cuatro puntos de malla más cercanos a la observación e interpolado pesando con la distancia. El mascareado temporal corresponde a eliminar los registros perdidos en las observaciones.

## 4. RESULTADOS

### 3.1. Caracterización del viento

Una vez creada esta base de datos con observaciones de gran densidad espacial, el primer objetivo de este trabajo ha sido caracterizar el viento en la PI. Un análisis preliminar a escala local del comportamiento medio anual y estacional del viento evidencia la gran variabilidad

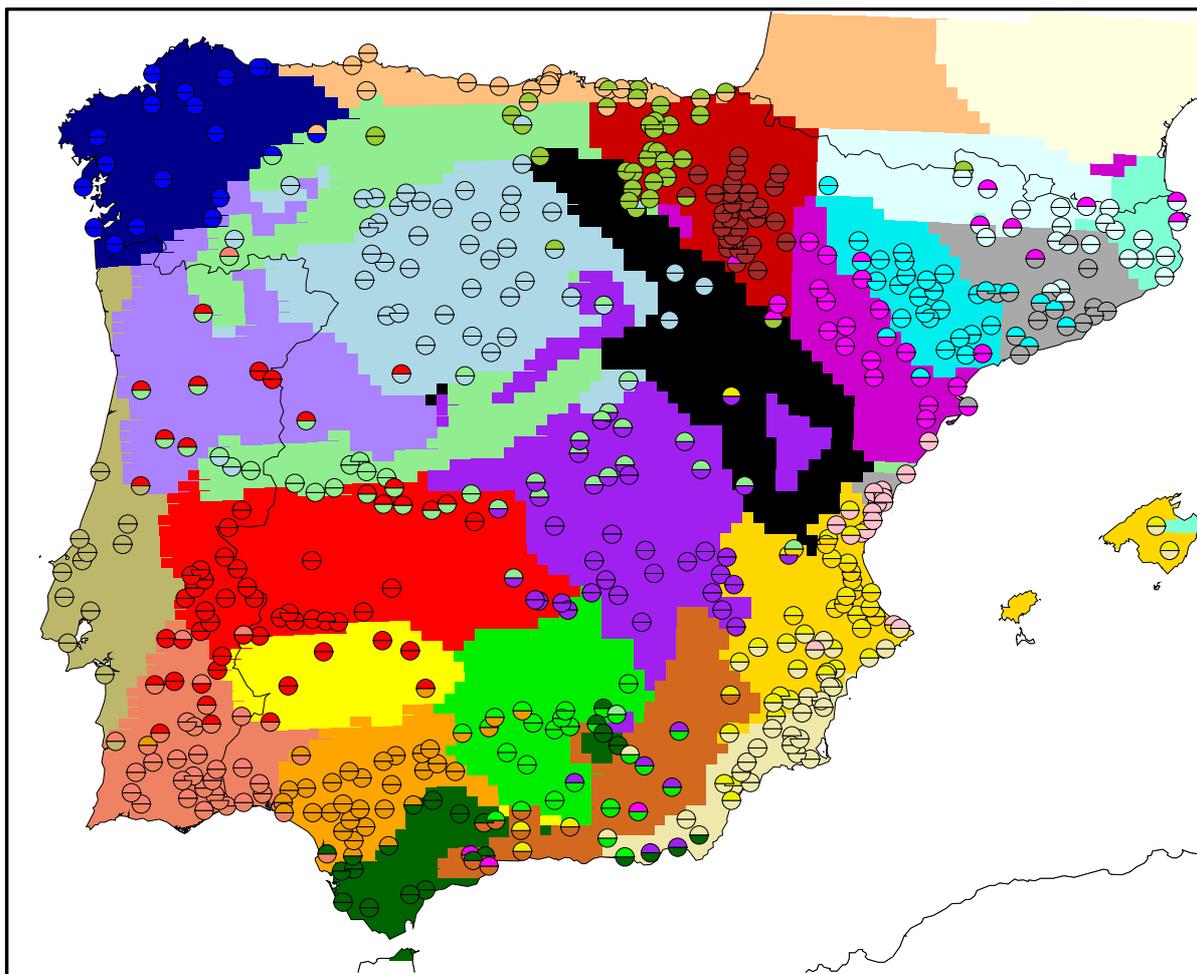


Figura 2. Regiones obtenidas usando las observaciones (semicírculos superiores), usando la simulación mascareada temporal y espacialmente según las observaciones (semicírculos inferiores) y usando todos los puntos de malla de la simulación (áreas coloreadas). Los diferentes colores representan diferentes regiones

espacial de sus magnitudes. En el análisis a escala regional, tras evaluar los distintos posibles grupos, se han considerado 20 regiones como el óptimo para nuestro estudio. Las regiones obtenidas están muy relacionadas con los principales accidentes geográficos de la península, mostrando la mayoría de ellas una gran coherencia.

El análisis de los ciclos anuales de la velocidad del viento revela una gran variabilidad entre las diferentes regiones (Figura 3). El máximo absoluto del viento se da a finales de invierno en el norte, en verano en el centro y sur de Portugal, en primavera en el centro peninsular y acompañado en un máximo secundario en verano en el Mediterráneo. Destaca el ciclo anual del valle del Ebro con tres máximos característicos. La diversidad regional también está presente en el análisis de las rosas de los vientos (Figura 3). Algunas de ellas están influenciadas por la variabilidad estacional, como las zonas costeras del Cantábrico y el Mediterráneo y el valle del Guadalquivir con direcciones predominantes opuestas en verano e invierno. En cambio, las rosas son prácticamente unidireccionales tanto en el valle del Ebro como en la costa Atlántica.

### 3.2. Validación de la simulación regional.

La habilidad de la simulación regional para reproducir el comportamiento del viento es validada usando los 6 años de observaciones usadas en la caracterización del viento. La

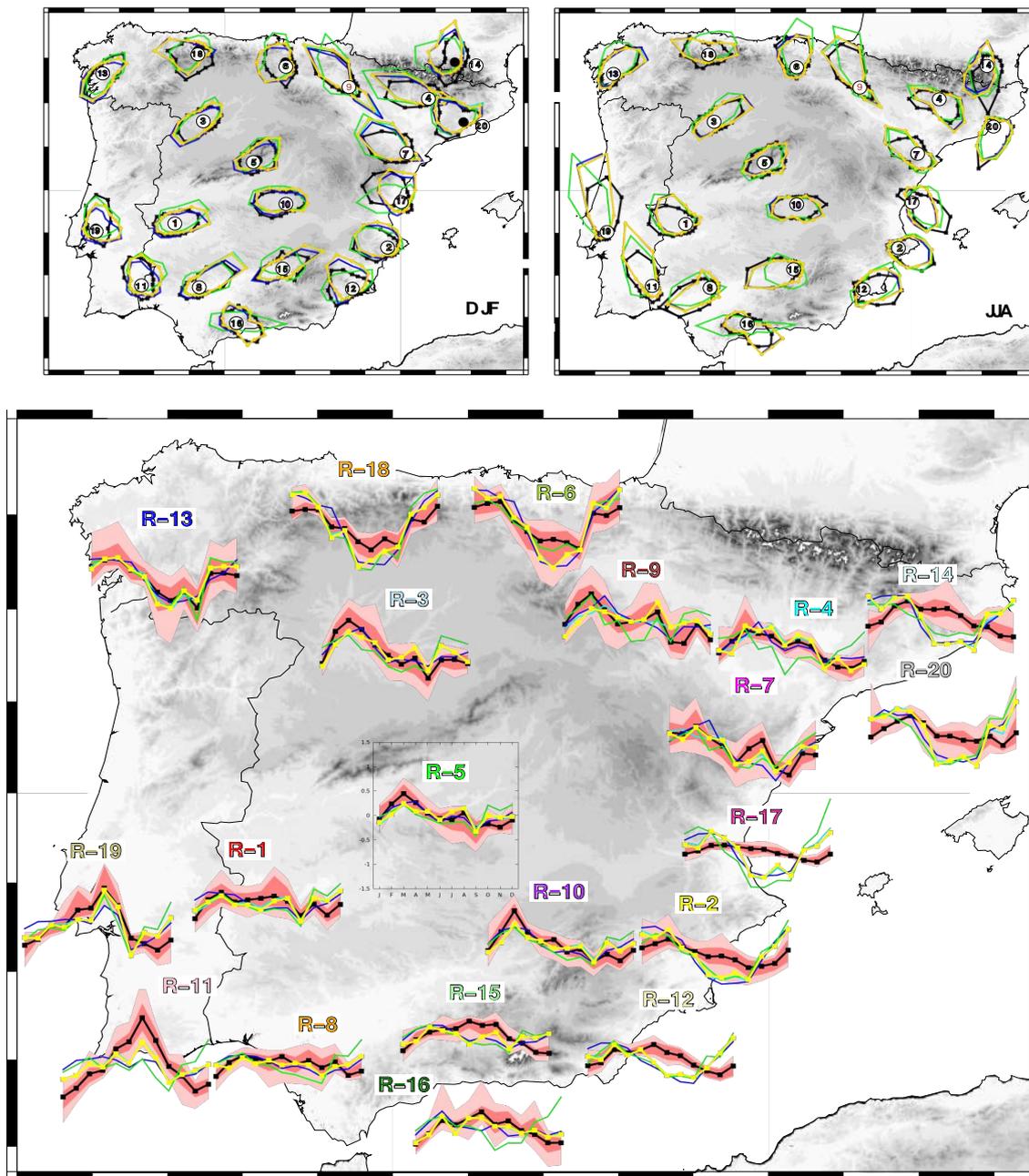


Figura 3. Ciclo anual del viento en las regiones obtenidas con las observaciones (figura abajo). Usando las observaciones, las líneas negras representan el ciclo anual medio y los percentiles 25-75 y 10-90, en rojo y rosa sombreado, respectivamente. Para la simulación climática regional, el ciclo anual usando las series temporal y espacialmente mascareadas (líneas amarillas), sin considerar los valores perdidos (líneas cian) en el período de las observaciones y usando el periodo completo 1957-2008 para la simulación (líneas azul marino) y el reanálisis (verde). Las rosas del viento se muestran para invierno (arriba izquierda) y para verano (arriba derecha).

comparación se ha llevado a cabo a escala local (comparando estación a estación) y a escala regional, utilizando tanto las propias regiones establecidas en la regionalización observacional como aplicando la misma metodología a los datos simulados. La Figura 3 muestra el ciclo anual en cada región calculado como el promedio de los ciclos anuales después de quitar la media anual de la velocidad del viento. La simulación es capaz de reproducir adecuadamente los ciclos anuales, excepto en el Mediterráneo y en los Pirineos donde no reproduce el mínimo de la velocidad del viento en verano. El modelo presenta también algunas

deficiencias en el Valle del Guadalquivir y sur de Portugal. El análisis de las rosas de los vientos muestra como el modelo es capaz de reproducir los cambios estacionales en la dirección del viento debidos a circulaciones térmicas como son las brisas y los vientos de valles (Figura 3, arriba). Aunque la frecuencia de vientos valle abajo es sobreestimada. Los peores resultados se dan en los Pirineos debido a su complejidad orográfica, sin embargo, en zonas como la meseta norte y sur, las rosas de los vientos simuladas se ajustan perfectamente a las observaciones.

La respuesta de las anomalías de la velocidad del viento y de la dirección media del viento ante los diferentes Tipos de Circulación (TCs) es analizada para la simulación considerando las distintas estaciones del año (Figura 4, sólo se representa el invierno). Ésta es capaz de reproducir la variabilidad regional promovida por cada TC incluso en situaciones peculiares como la TC9 donde sólo el Valle del Ebro presenta anomalías positivas o TC6 donde aparece un patrón de anomalías dipolar entre la vertiente atlántica y la mediterránea. La simulación representa bien tanto las situaciones de fuerte gradiente de presión como las situaciones anticiclónicas con bajo gradiente (TC1 y TC2) En general, para la mayoría de los TCs, la dirección media del viento simulado presenta un sesgo hacia el viento geostrofico. Las mayores discrepancias tanto en anomalías del módulo del viento como en dirección media se encuentran en los Pirineos, especialmente en verano.

Hasta ahora la simulación ha sido evaluada usando las regiones que se obtuvieron con las observaciones. Ahora nos planteamos cuales serían las regiones obtenidas con la simulación usando una metodología de regionalización análoga. Según dicho análisis podrían considerarse 21 regiones. La distribución espacial de dichas regiones (ver Figura 2) es similar a la de las observaciones pudiendo establecer una relación bidireccional entre ambas a excepción de la nueva región que se encuentra al sur del Sistema Bético. Este resultado refuerza la habilidad de la simulación en reproducir la variabilidad espacial.

Las simulaciones regionales aportan un importante valor añadido respecto a las condiciones de contorno, en especial para la dirección del viento y en regiones de topografía compleja (Figura 3). Sin embargo, el mayor defecto de la simulación es la sobrestimación de la velocidad del viento, especialmente en la costa Atlántica y Mediterránea y en los Pirineos. Este sesgo no es atribuible a los datos de re-análisis usados. Las diferencias entre modelo y observaciones en el viraje del viento hacia las bajas presiones apunta a la infraestimación de fuerzas de fricción como causa probable de este defecto.

### **3.3. Impacto de las limitaciones de las observaciones.**

En un procedimiento bidireccional raramente encontrado en la bibliografía (Jiménez *et al*, 2010<sup>a</sup>), la simulación ha sido usada para evaluar las limitaciones de la base de datos observacional. La homogeneidad temporal de la simulación permite evaluar la aleatoriedad de los valores perdidos en las series. La extensa longitud del periodo simulado es idónea para chequear la representatividad de una climatología elaborada con tan sólo 6 años de datos. Por último, la homogeneidad de la distribución espacial de datos simulados permite comprobar si la falta de datos en una región conlleva la pérdida de algún régimen de viento. Los resultados (ver Figuras 2 y 3) apuntan a que los valores perdidos de las series no influyen significativamente en nuestros resultados, mientras que el periodo disponible de registros (2002-2007) puede ser insuficiente para caracterizar la climatología del viento en el oeste peninsular. Además, las 514 estaciones son capaces de distinguir los principales modos de

variabilidad de la PI. No obstante, sería necesario incluir más estaciones meteorológicas en algunas regiones montañosas tales como el Sistema Ibérico.

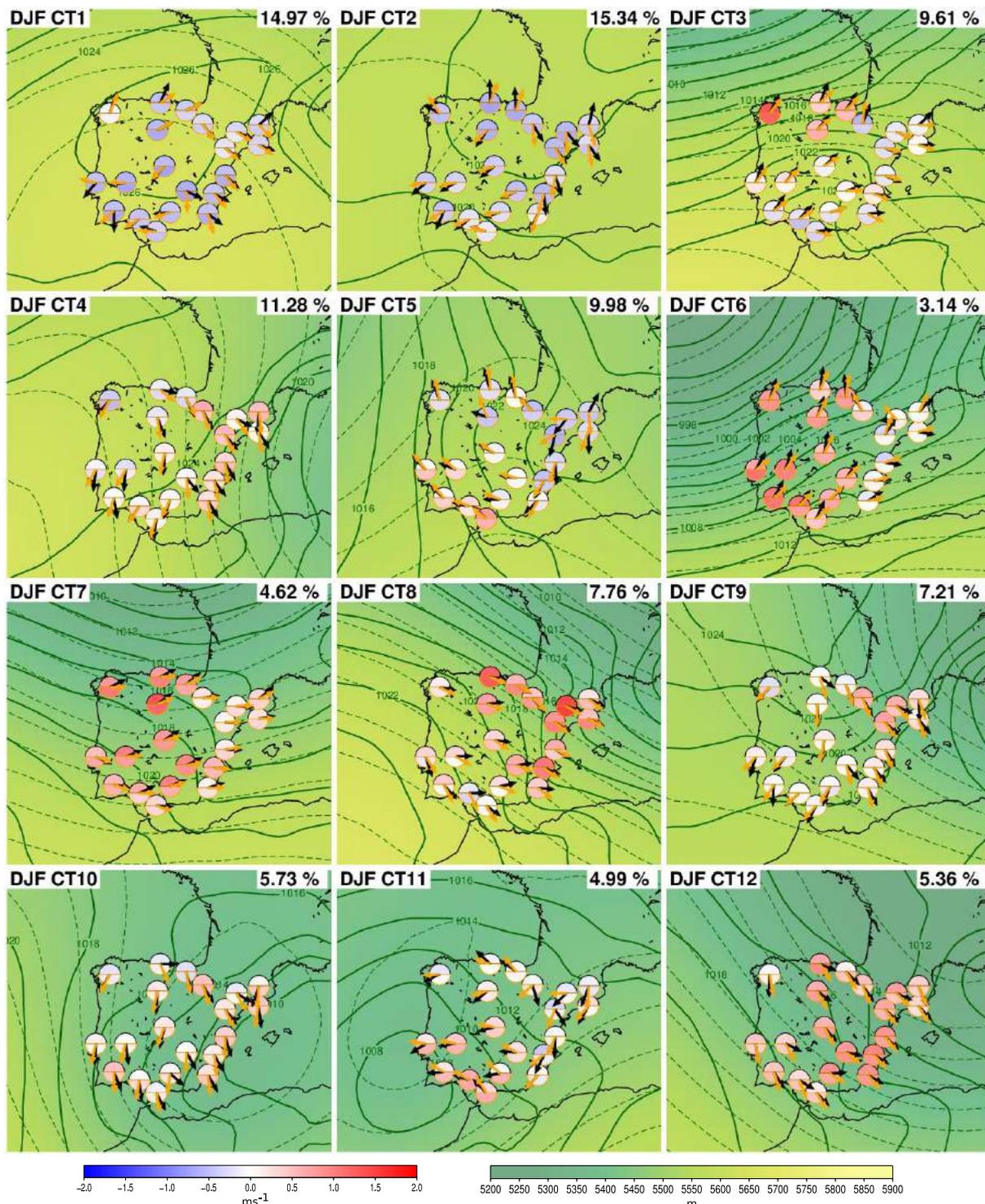


Figura 4. Tipos de tiempos obtenidos por Garcia-Valero *et al*, 2012) y sus patrones de viento asociados para el modelo y las observaciones. Altura geopotencial a 500 hPa se representa en verde sombreado y las líneas discontinuas. La presión a nivel del mar se muestra en líneas verdes continuas. Los círculos representan las anomalías de la velocidad del viento para las observaciones (semicírculos superiores) y para la simulación (semicírculos inferiores). Las flechas representan la dirección media del viento para las observaciones (negro) y para la simulación (naranja). El porcentaje de ocurrencia de cada CT para el periodo 2002-2007 se muestra en la esquina superior de cada TC.

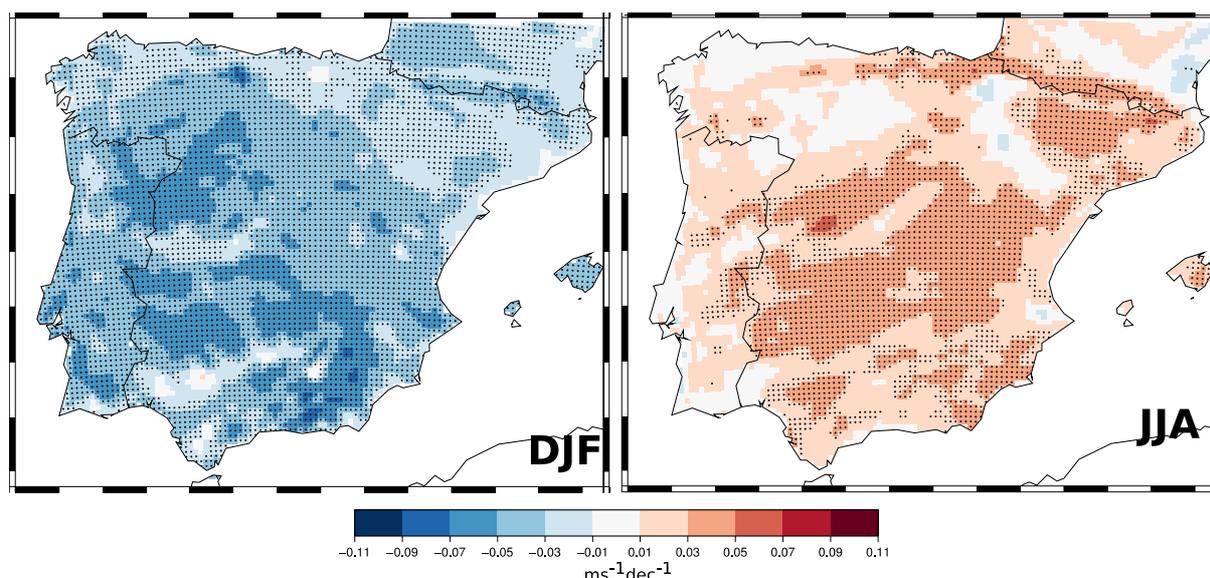


Figura 5. Tendencias de la velocidad del viento (primera columna) y para el percentil 90 (segunda columna) para el periodo 1959-2007 en invierno (primera fila) y verano (segunda fila). Los colores representan la magnitud de la tendencia. Los puntos negros indican donde la tendencia es significativa.

### 3.4. Variabilidad interanual del módulo del viento

Las tendencias han sido calculadas para cada punto de malla considerando el periodo completo simulado (1959-2007). Para el análisis se ha usado un ajuste lineal y la significancia estadística de las tendencias se han evaluado mediante el test de Mann-Kendall. Las tendencias han sido calculadas para las series temporales de la velocidad del viento estacionalmente. La Figura 5 muestra los resultados para verano e invierno, destacando los puntos donde las tendencias son significativas con un 95% de nivel de confianza.

En invierno, se muestra una tendencia negativa de la velocidad del viento en un 89 % de los puntos de malla. Estas tendencias son mayores en la meseta norte y en el Sistema Bético. Sin embargo, en el valle del Guadalquivir y en Cataluña las tendencias no son significativas. Contrariamente, en verano las tendencias son positivas, especialmente en el centro de la Península Ibérica, el sureste y los Pirineos. Estas tendencias son significativas en un 46% de los puntos.

Las tendencias negativas de invierno podrían estar asociadas a una disminución de las situaciones ciclónicas (CT6 y CT10) y a un aumento de las situaciones anticiclónicas (CT2), según apunta el trabajo de García-Valero *et al*, (2012). Por otro lado, las tendencias positivas del verano pueden estar relacionadas con un aumento de las situaciones que favorecen la baja térmica Ibérica como consecuencia de un aumento de las temperaturas en la Península Ibérica.

## 4. CONCLUSIONES

La descripción de la climatología del viento presentada en este trabajo es una mejora muy notable a las anteriormente realizadas y supone un avance importante en este campo.

Los resultados muestran que la simulación es capaz de reproducir satisfactoriamente las principales características del viento en la PI (Lorente-Plazas *et al*, 2014); ciclos anuales, rosas de viento, variabilidad espacial y temporal así como la respuesta a los diferentes tipos de circulación. La habilidad del modelo en reproducir el comportamiento del viento es especialmente buena en las mesetas y zonas de baja complejidad orográfica, presentando las mayores discrepancias en los Pirineos y el Mediterráneo. En general, la principal debilidad de

la simulación es la sobrestimación de la velocidad del viento, especialmente en el Mediterráneo. Los resultados de la validación demuestran que este sesgo podría estar relacionado con una infraestimación de las fuerzas de rozamiento.

La evaluación de las limitaciones de las observaciones muestran que el periodo disponible puede ser demasiado corto para estudiar la climatología del viento en el oeste de la PI. También se pone en evidencia la necesidad de incluir más estaciones en zonas montañosas tales como el Sistema Ibérico.

El análisis de las tendencias muestra una disminución de la velocidad del viento en invierno asociada a un menor porcentaje de situaciones ciclónicas. Sin embargo, en verano las tendencias son positivas y podrían atribuirse a una intensificación de la baja térmica Ibérica.

Las bases de datos tanto de observaciones como simuladas presentadas en este estudio pueden contribuir a diversas aplicaciones. En el marco de las energías renovables, éstas han sido utilizadas para calcular el potencial eólico en España (Lorente-Plazas *et al.*, 2012).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Gobierno de España y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por medio de los proyectos MINIEOLICA (PSE.120000.2007.14), CORWES (CGL210-22158) y SPEQ-TRES (CGL2011-29672-C02-02). Los autores agradecen a las instituciones que han hecho posible el uso de los datos meteorológicos; Centro de Investigación del Medio Ambiente del Gobierno de Cantabria, Servei Meteorològic de Catalunya, la Subdirección General de Regadíos y economía del agua del MAPA del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, la Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostenible de Galicia, Servicio de Información de la Rioja, la Agencia Estatal de Meteorología, Euskalmet y el Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos de Portugal, y el IMIDA. También agradecemos a Nuno Ratola y Santiago Bermúdez Navarro la ayuda en la recolección inicial de los datos.

## 5. REFERENCIAS

- Chen F. y J. Dudhia (2001). *Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Preliminary Model Validation*. Monthly Weather Review, 129: pp 587-604.
- DeGaetano A.T. (1997) *A quality-control routine for hourly wind observations*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 14(2). pp 308-317
- Dudhia J. (1989). *Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using mesoscale two-dimensional model*. Journal of the Atmospheric Sciences, 46(20): pp 3077-3107
- Fernández J., J.P. Montávez, J. Saenz, J.F. González-Rouco, y E. Zorita (2007). *Sensitivity of the MM5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: Annual cycle*. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 112(D4): pp D04101.
- García-Valero J.A, J.P. Montávez, S. Jerez, J.J. Gómez-Navarro, R. Lorente-Plazas, y P. Jiménez-Guerrero (2012). *A seasonal study of the atmospheric dynamics over the Iberian Peninsula based on circulation types*. Theoretical and Applied Climatology, 110(1-2): pp 291-310
- Giorgi, F. (1990). *Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model*. Journal of Climate, 3(9): pp 941-963.
- Gómez-Navarro, J. P. Montávez, P. Jiménez-Guerrero, S. Jerez, J. A. García-Valero, y J. F. González-Rouco

- (2010). *Warming patterns in regional climate change projections over the Iberian Peninsula*. Meteorologische Zeitschrift, 19(3) : pp 275--285.
- Grell. G.A (1993). *Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations*. Monthly Weather Review , 121(3)
- Grell, G.A., J. Dudhia, y D. R. Stauer (1994). *A description of the 5th-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*. NCAR Tech. Note NCAR/TN-398 1 STR, 1994.
- Hong S.Y y H. L. Pan (1996). *Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model*. Monthly Weather Review , 124: pp 2322-2339.
- Jerez S., J.P. Montávez, J.J. Gómez-Navarro, P.A. Jiménez, P. Jiménez-Guerrero, R. Lorente, y J.F. González-Rouco (2012). *The role of the land-surface model for climate change projections over the Iberian Peninsula*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres ,117 (D1)
- Jerez S, J.P. Montavez, P. Jiménez-Guerrero, J.J. Gómez-Navarro, R. Lorente-Plazas, y E. Zorita (2013). *A multi-physics ensemble of present-day climate regional simulations over the Iberian Peninsula*. Climate Dynamics , 40(11-12): pp 3023-3046.
- Jiménez P.A., J.F. González-Rouco, E. García-Bustamante, J. Navarro, J P. Montávez, J. Vila-Guerau de Arellano, J. Dudhia, y A. Roldan. *Surface wind regionalization over complex terrain: evaluation and analysis of a high resolution WRF numerical simulation*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 49:268{287, 2010.
- Jiménez P.A. , J.F. González-Rouco, J. Navarro, J.P. Montávez, y E. García-Bustamante (2010). *Quality assurance of surface wind observations from automated weather stations*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology , 27(7): pp 1101-1122.
- Jiménez-Guerrero P, JP Montávez, M. Domínguez, R. Romera y otros (2013) *Mean fields and interannual variability in RCM simulations over Spain: the ESCENA project*. Climate Research 57: pp 201-220
- Lorente-Plazas R., J.P. Montávez, S. Jerez, J.J. Gómez-Navarro, P. Jiménez-Guerrero, J.A. García-Valero, F. Gomariz-Castillo, y F. Alonso-Sarria (2012). *Eolmap: A web tool to assess the wind resource over Spain*. Renewable Energy & Power Quality Journal , 10: pp 95-105.
- Lorente-Plazas, R., Montávez, J. P., Jiménez, P. A., Jerez, S., Gómez-Navarro, J. J., García-Valero, J. A. and Jimenez-Guerrero, P. (2014), *Characterization of surface winds over the Iberian Peninsula*. International Journal of Climatology . doi: 10.1002/joc.4034
- Loveland T.R, B.C. Reed, J.F. Brown, D.O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, y J.W. Merchant (2000). *Development of a global land cover characteristics database and IGBP discover from 1 km AVHRR data*. International Journal of Remote Sensing, 21(6-7): pp 1303-1330
- Mlawer M, S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono, y S.A. Clough (1997). *Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave*. Journal of Geophysical Research, 102: pp 16663-16682
- Stull R.B (1998). *An introduction to boundary layer meteorology* . Kluwer Academic Publishers..
- Uppala, P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, y G.A. Kelly (2005). *The ERA-40 reanalysis*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society , 131(612): pp 2961-3012.
- Whiteman C.D. (2008). *Mountain meteorology: fundamentals and applications* . Oxford University Press, 2000.
- WMO (2008) *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. Technical report, WMO-No. 8, Geneva.



# REGIONALIZACIÓN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA E ISLAS BALEARES DESDE EL PUNTO DE VISTA EÓLICO: APLICACIÓN AL ESTUDIO DE LA EVOLUCIÓN DEL RECURSO EÓLICO EN UN ESCENARIO DE CAMBIO CLIMÁTICO

Guillermo GÓMEZ PRADA<sup>1</sup>, William CABOS NARVAEZ<sup>1</sup>, Giovanni LIGUORI<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>*Depto. De Físicas. Universidad de Alcalá de Henares – Madrid*  
**ggomez@isdefe.es**

## 1. RESUMEN

El impacto de la actividad humana en la evolución del clima ha sido fundamentado por numerosos estudios realizados por distintas disciplinas científicas, cuyos resultados han sido resumidos en las conclusiones de los informes de evaluación del IPCC. Y aunque la mayoría de los esfuerzos de la comunidad científica se han centrado en el estudio del impacto de los distintos escenarios de cambio climático en los campos de precipitación y temperatura, existe número creciente de publicaciones que estudian el efecto del cambio climático sobre el potencial eólico. En este trabajo estudiamos la evolución del potencial eólico en la Península Ibérica e Islas Baleares, hasta el 2050, simulado por el conjunto de cuatro RCMs utilizados en el marco del proyecto nacional ESCENA. Como un paso previo al estudio de la evolución de los vientos en la Península Ibérica e Islas Baleares, se dividió la Península en regiones con un comportamiento similar desde el punto de vista eólico, con el objeto de estudiar la evolución de los vientos de cada una de estas zonas como un todo. En este trabajo se estudia la evolución del recurso eólico en un ensemble de cuatro RCMs del proyecto ESCENA. Todos los modelos muestran una disminución del recurso hacia el año 2050, aunque la rapidez del cambio varía según las distintas regiones.

**Palabras Clave:** K-means, evolución potencial eólico, RCMs, Península Ibérica

## ABSTRACT

The effects of the human activity in the climate change are supported by numerous studies of different scientific disciplines, and their results have been summed up in the IPCC documents. Although most of studies of the scientific community have been focused in the evolution of the temperature and precipitation fields, there are an increasingly number of studies about the evolution of wind power. These kinds of studies not only have interest from scientific point of view, they are interesting from energetic point of view too. A better knowledge of the wind speed variability we allow us to optimize better this resource. In addition, the wind power has become one of the main energy sources for some world areas as the Iberian Peninsula during the last decades. For example, in 2013 the wind power satisfied the 21,1% of the electricity demand of Spain, this fact made that the wind power was the main source of the electricity. As a previous study to the wind evolution of the Iberian Peninsula and Baleares Islands, the Iberian Peninsula was divided into regions to study the wind evolution of each region, to this end four RCMs of ESCENA project were used. All models show a reduction of wind power in 2050, but this reduction would be more dramatic for some areas than others.

**Key words:** K-means, wind power evolution, RCMs, Iberian Peninsula

## 2. INTRODUCCIÓN

Actualmente existe una gran preocupación por el agotamiento de las fuentes de energía no renovables, y el efecto que el uso de éstas tiene en el clima. Una solución a ambos problemas, o por lo menos un paliativo, serían las energías renovables, entre las que se incluiría la eólica. En el informe macroeconómico 2010 de la Asociación Empresarial Eólica, se presenta a las energías renovables en su conjunto, y la eólica específicamente, como una de las principales alternativas para atajar muchos de los desafíos que se nos plantean a futuro como sociedad: mitigar el cambio climático a partir de la reducción de emisiones de gases de efecto invernadero, reducir nuestra dependencia energética de terceros países y desarrollar industrias que aporten valor añadido y contribuyan a la generación de empleo cualificados que impulsen el cambio de modelo productivo que necesita España. La producción de energías limpias, alternativas y renovables, debe representar a corto y medio plazo una realidad ineludible en el establecimiento de un modelo de desarrollo sostenible.

Entre todas las energías renovables la Eólica tiene actualmente un carácter estratégico dentro del pull energético nacional español, en 2013 llegó a cubrir el 21,1%, lo que convirtió a la energía eólica en la principal fuente de energía eléctrica de España.

Por otro lado, el impacto de la actividad humana en la evolución del clima ha sido fundamentado por numerosísimos estudios realizados por distintas disciplinas científicas, cuyos resultados han sido resumidos en las conclusiones de los informes de evaluación del IPCC. Y aunque la mayoría de los esfuerzos de la comunidad científica se han centrado en el estudio del impacto de los distintos escenarios de cambio climático en los campos de precipitación y temperatura, existe cierto número de publicaciones que estudian el efecto del cambio climático sobre el potencial eólico. Así aplicando distintas técnicas de Downscaling a las salidas de diversos AOGCM's (Athmosphere-Ocean General Circulation Models), se han realizado diversos estudios de las previsiones de variación del potencial eólico que se prevé para el siglo. XXI en diversas zonas del mundo. En España cabría destacar los estudios que han realizado o están realizando diversas instituciones del recurso eólico en el presente:

- El IDAE (Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía), ha finalizado en 2011 un estudio del recurso eólico para todo el territorio nacional de la Península Ibérica; Islas Canarias, Islas Baleares; Ceuta y Melilla y la zona marítima hasta 24 millas náuticas desde la línea base (Aymami et al, 2011).
- La UM (Universidad de Murcia), ha finalizado en el 2010 el proyecto “Desarrollo de un mapa eólico nacional adaptado a la minieólica” perteneciente al Proyecto Singular Estratégico Fomento de la tecnología de pequeña potencia coordinado por el Ciemat.
- El CENER (Centro Nacional de Energías Renovables) en colaboración con la Universidad de Atenas, ha desarrollado una metodología para el cálculo de mapas de viento a escala regional a partir del modelo de mesoescala SKIRON, obteniendo un mapa de recursos eólicos de la Península Ibérica y Baleares para el presente (Gastón et al., 2008).
- La influencia de la Oscilación del Atlántico Norte en el campo de vientos de la península en primavera ha sido analizada en un trabajo conjunto llevado a cabo por grupos de la Universidad de Segovia, de la Universidad de Murcia y la Universidad Complutense (Martín et al, 2010).

Así, este estudio pretende ser un complemento a los anteriores, al tratar de desarrollar técnicas que permitan estudiar la evolución del potencial eólico en un futuro y aplicar dichas técnicas para obtener la evolución del potencial eólico en la Península Ibérica e Islas Baleares en la primera mitad del siglo XXI para el escenario A1B.

### 3. METODOLOGÍA

La Península Ibérica se puede considerar como una única entidad desde el punto de vista geográfico, pero debido a su complejidad orográfica no se puede hacer esta consideración si se estudia desde el punto de vista eólico, y estudiar cada uno de los puntos de la malla daría lugar a un exceso de información que sería necesario resumir para obtener algún resultado interesante. Por lo cual, en este trabajo, para estudiar la evolución de los vientos en el Península Ibérica, se decide dividir esta en un número óptimo de regiones, de forma que cada región incluya un conjunto de puntos de la malla que tengan un comportamiento similar desde el punto de vista eólico. Para lograr esto desarrollamos una metodología propia que permite dividir la Península Ibérica en regiones con significado desde el punto de vista eólico.

Para regionalizar la Península Ibérica desde el punto de vista eólico, se aplica el método K-means sobre los conjuntos de resultados de velocidad de viento obtenidos por los RCMs del proyecto ESCENA, los cuales tienen una resolución de  $25 \times 25 \text{ km}^2$ . La principal desventaja que presenta el método K-means es que es necesario indicar por anticipado el número de clústeres de la partición. El número de clústeres utilizado en este trabajo es el que minimiza el cociente entre la desviación estándar media de los clústeres y el número de puntos clasificados. Este número óptimo de clústeres es determinado aplicando el siguiente algoritmo para números de clústeres que van desde 5 a 16.

1. Para cada RCM y forzamiento se obtiene la partición correspondiente a cada uno de los números de clústeres arriba mencionados.
2. Las particiones de los RCMs para cada número de clústeres se integran en una sola partición por forzamiento. Para ello se coge como referencia la partición de uno de los RCMs, se compara con las de los demás identificando las regiones equivalentes, de forma que dos regiones de dos modelos distintos se consideran equivalentes si para una región del modelo de referencia no había ninguna región en el segundo modelo con la que tuviera más puntos en común. Una vez identificadas las regiones equivalentes de los distintos modelos, se considera que un punto pertenece a una región de la partición integral si dicho punto pertenece a la misma región equivalente en al menos tres modelos.
3. El punto 2 se repite cogiendo como partición de referencia la de cada uno de los modelos, y se escoge finalmente como partición patrón aquella partición integral que tuviera más puntos clasificados.

Realizando dicho procedimiento se obtiene como resultado 12 particiones distintas, una por cada número de clústeres ( $5 \leq \text{Numero Clústeres} \leq 16$ ), por cada forzamiento. Para decidir el número de clústeres que da la partición óptima se usan los siguientes criterios:

- **Compacidad:** Para ello se utilizó la desviación estándar ya que esta es inversamente proporcional a la compacidad. Luego variando el número de clústeres, de 5 a 16, a utilizar en el método K-means se calculó la desviación estándar media para la partición integral para un número determinado de clústeres, obteniendo así una relación entre el número de clústeres y la compacidad.
- **Similitud** entre las particiones de los distintos modelos para un mismo forzamiento. Para ello se calculó el número de puntos clasificados (es decir, el número de puntos que pertenecen a alguna región de la partición común) en función del número de clústeres. Es parámetro nos permite evaluar cuán buena es una partición desde el punto de vista de cobertura de la Península ya que cuanto más alta es la similitud, más parecida son entre sí las regiones cubiertas por los clústeres equivalentes en los distintos modelos.

Consideramos óptimo el número de clústeres que minimiza el cociente resultante de dividir la desviación estándar media de la partición entre el número de puntos clasificados. Realizando

esto para las particiones correspondientes a cada forzamiento se obtienen los siguientes resultados.

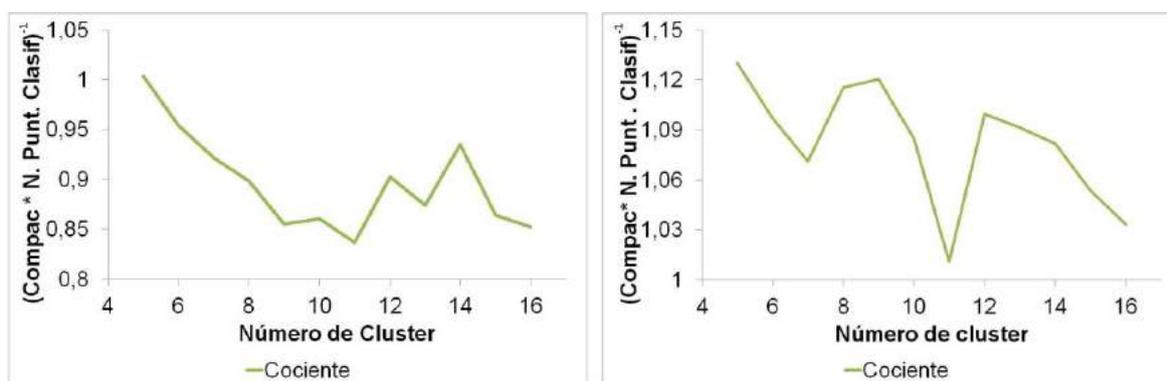
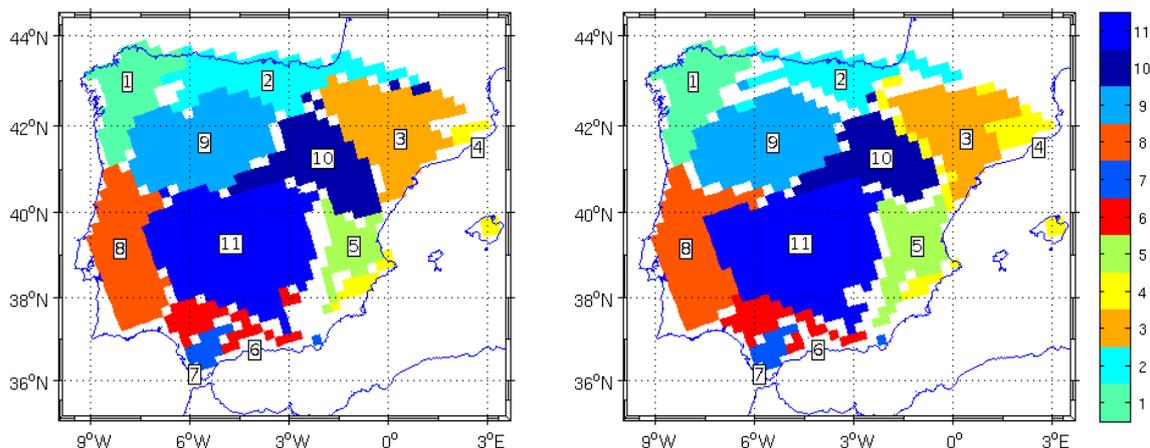


Fig 1: RESULTADOS DE APLICAR EL CRITERIO DEL NÚMERO ÓPTIMO SOBRE LA BASE DE DATOS FORZADA POR ERA-INTERIM (IZQUIERDA) Y SOBRE LA BASE DE DATOS FORZADA POR ECHAM5 (DERECHA).

Para ambos forzamientos el número de clústeres que minimiza el cociente entre la desviación estándar y el número de puntos clasificados es once. Luego usando once como el número óptimo de clústeres, y aplicando el método de regionalización explicado previamente se obtuvieron las particiones que aparecen en la Fig 2. Tal y como se puede apreciar, las particiones obtenidas para ERA-Interim y ECHAM5 tienen una gran semejanza, en la mayor parte de los casos el parecido entre dos áreas equivalentes es superior al 80%, siendo el parecido medio para las dos particiones superior al 90%. Para cuantificar el parecido entre las dos particiones se usó el siguiente criterio.

$$RC = \frac{Area\_comun}{Area\_total}$$

Donde, Area\_común es el área que dos regiones equivalentes tienen en común y el Area\_total es el área total de una de las dos regiones. RC cuantifica la fracción de área de una región que está comprendida en la equivalente.



RC	Area_1	Area_2	Area_3	Area_4	Area_5	Area_6	Area_7	Area_8	Area_9	Area_10	Area_11	media
<b>ECHAM5</b>	0,97	1,00	1,00	0,40	0,65	0,92	1,00	0,92	0,97	0,97	0,97	0,91
<b>ERA</b>	1,00	0,70	0,82	0,82	1,00	0,89	1,00	0,96	0,93	0,81	0,97	0,90

Fig 2: PARTICIONES PARA LA PENÍNSULA IBÉRICA E ISLA BALEARES. IZQUIERDA, SERIE DE DATO FORZADA POR ERA-INTERIM. DERECHA, SERIE DE DATO FORZADA POR ECHAM5. RC ENTRE LAS DOS PARTICIONES.

Para validar las regionalizaciones obtenidas, se comparan las particiones del ensemble con cada forzamiento con la partición obtenida de aplicar K-means sobre la base de datos de ECA&D (European Climate Assessment & Dataset). ECA&D es una base de datos diarios meteorológicos de alta calidad obtenidos a partir de estaciones meteorológicas.

Para obtener el número óptimo de clústeres para los datos de ECA&D se utilizó el criterio del codo (Thorndike, 1953) sobre la siguiente expresión obteniéndose la Fig 3.

$$RSD = \frac{SD_1 - SD_N}{N - 1}$$

Esta expresión establece el cambio relativo de la desviación estándar media en función del número de clústeres para una partición de N clústeres ( $SD_N$ ), usando como referencia la desviación estándar de la partición compuesta por un único clúster ( $SD_1$ ). A partir del codo la disminución de la desviación estándar media de la partición con el número de clústeres empieza a ser significativamente menor si se compara con la disminución antes del codo.

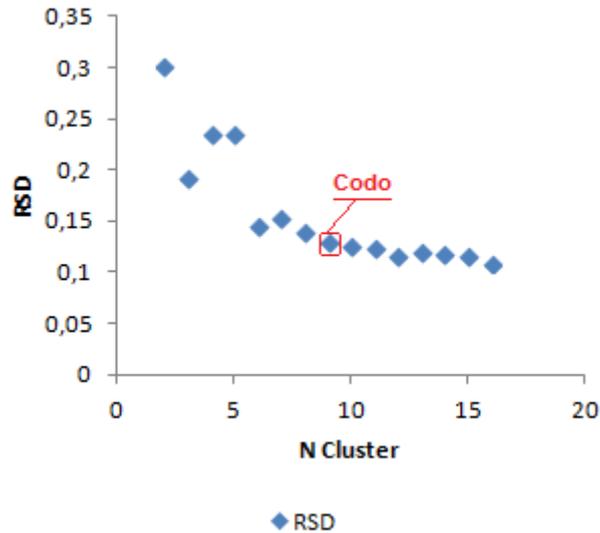


Fig 3: CRITERIO DEL CODO APLICADO SOBRE LA ECUACIÓN RSD EN FUNCIÓN DEL NÚMERO DE CLÚSTERES

Así se obtuvo que el número óptimo de clusters para los datos de ECA&D es nueve, lo que dio lugar a la partición que aparece en la Fig 4.

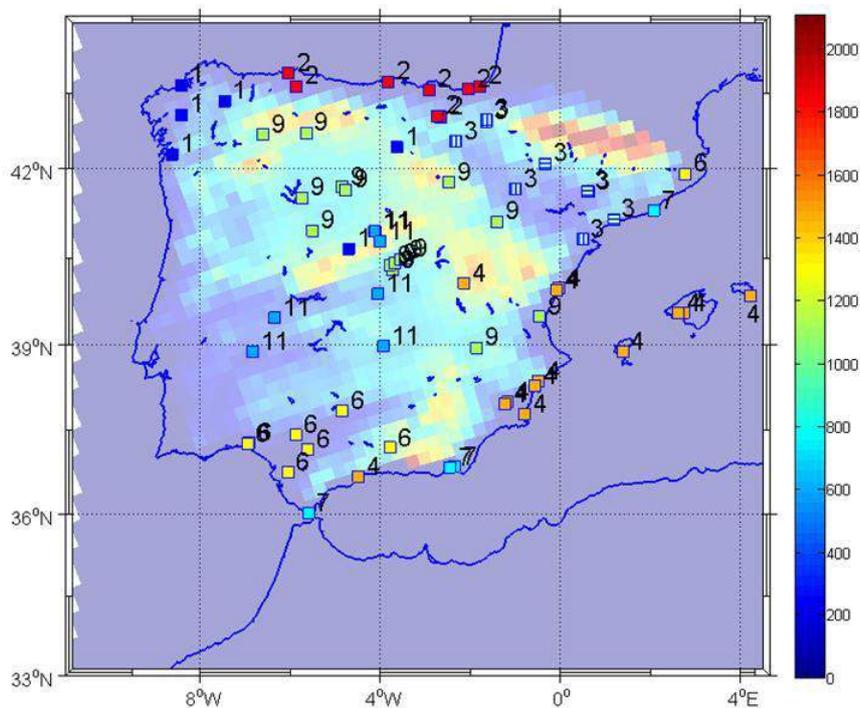


Fig 4: PARTICIÓN DEL CAMPO DE VIENTO DE LA PENÍNULA IBÉRICA E ILA BALEARE OBTENIDA DE APLICAR EL MÉTODO DE K-MEANS SOBRE LOS DATOS DE ECA&D. EL COLOR Y EL NÚMERO DE CLÚSTERES ESTÁ EN

**CORRESPONDENCIA CON LA CLASIFICACIÓN DE ERA-INTERIM Y ECHAM5. EL CLUSTER NÚMERO 3 ESTÁ FORMADO POR DOS CLÚSTERES DE ECAD&D.**

A partir de la Fig 2 y de la Fig 4, se puede establecer fácilmente una correspondencia cualitativa entre las regiones obtenidas de aplicar K-means sobre los datos de ECA&D y sobre los RCMs para ambos forzamientos, ya que realizar una comparación cuantitativa carece de excesivo sentido, pues se estarían comparando magnitudes distintas, ya que la regionalización de ECA&D se obtuvo a partir de 71 estaciones meteorológicas diseminadas sobre la superficie de la Península Ibérica y Baleares, las cuales pueden estar fuertemente afectadas por los accidentes geográficos locales, cosa que no ocurre con los datos de los RCMs, que representan áreas de la Península Ibérica por lo que los efectos locales se difuminan.

**3.1 Validación de los resultados de los RCMs del proyecto ESCENA**

Una vez obtenidas las dos particiones, una por cada forzamiento, para comprobar cómo de realistas son los resultados de los RCMs, se obtuvieron las funciones de densidad de probabilidad (PDFs) de la velocidad del viento para cada una de las regiones de la partición de ERA-Interim y se compararon con las PDFs de ECA&D. Las PDFs de ECA&D se obtuvieron integrando las PDFs de las estaciones meteorológicas que pertenecen a cada región de la partición de ERA-Interim en una sola. El criterio utilizado para la comparación fue el PDF Skill score (Perkins et al. 2007) dado por la fórmula

$$S_{score} = \sum_1^n \text{minimum}(Z_m, Z_0)$$

Donde n es el número de partes en la que la PDF está dividida,  $Z_m$  es el valor de la frecuencia de una división de la PDF de los modelos, y  $Z_0$  es el valor de la frecuencia de una división de la PDF de la base de datos de ECA&D. Haciendo esta comparación se obtuvieron los siguientes resultados mostrados en la Tabla 1(para el Área 8 no hay estaciones meteorológicas de ECA&D).

Score (%)	Area_1	Area_2	Area_3	Area_4	Area_5	Area_6	Area_7	Area_8	Area_9	Area_10	Area_11	Mean
PROM	77	70	64	82	76	89	85	--	76	71	68	72
WRFB	71	63	56	69	66	83	86	--	66	59	63	64
MM5	68	66	68	74	70	85	87	--	66	62	59	66
REMO	85	89	86	82	85	80	77	--	83	83	72	81
Mean:	75	72	69	77	74	84	84	--	73	69	66	71

Tabla 1: PDF SKILL SCORE DE LAS PDFS DE VELOCIDAD DE VIENTO DE LOS RCMs (REMO, WRFB, PROMES Y MM5), PARA CADA ÁREA DESDE 1989 A 2008. PARTICIÓN ERA-INTERIM.

Como se puede apreciar en la Tabla 1, los RCMs tienen un PDF skill score medio por encima del 70% para ambas particiones con una variabilidad entre el 56% y el 89%, lo que implica que la coincidencia media de la distribución de velocidades de viento de los modelos coincide con el 71% de la distribución de vientos de ECA&D.

#### 4. RESULTADOS

Para estudiar la evolución del potencial eólico entre (1980-2000) y (2030-2050) suponiendo un escenario A1B, se utilizó la partición de ECHAM5, ya que para obtener los resultados de los RCMs para el escenario A1B se utilizó como forzamiento ECHAM5. Para calcular la evolución del potencial eólico se obtuvieron las PDFs de la velocidad del viento para cada uno de los periodos y de las áreas, para posteriormente, utilizando la curva de potencia típica de un aerogenerador de 850kW, traducir las PDFs a potencia eléctrica. Una vez conocido el potencial eólico para cada periodo se calculo la diferencia y se dividió por el potencial eólico para el periodo (1980-2000) con el objeto de obtener la variación del potencial eólico relativo de un periodo respecto al otro. Los resultados obtenidos en tantos por cien aparecen reflejados en la Tabla 2 y en la Fig 5.

Porcentaje (%)	PROMES	WRFB	MM5	REMO	Media
Area_1	-1,8	-2,5	-3,2	-3,9	-2,9±0,9
Area_2	-3,1	-4,0	-4,9	-3,6	-3,9±0,8
Area_3	-4,2	-6,2	-8,9	-5,5	-6,2±2,0
Area_4	-7,4	-6,7	-9,5	-9,3	-8,2±1,4
Area_5	-7,9	-10,9	-11,0	-12,4	-10,6±1,9
Area_6	-7,9	-9,6	-7,4	-9,9	-8,7±1,2
Area_7	-2,3	-2,3	-1,7	-2,4	-2,2±0,3
Area_8	-8,4	-9,1	-8,0	-9,4	-8,7±0,6
Area_9	-5,1	-7,6	-7,7	-7,6	-7,0±1,3
Area_10	-5,8	-7,4	-7,9	-9,2	-7,6±1,4
Area_11	-8,9	-12,2	-10,0	-11,7	-10,7±1,5
Península	-6,4	-8,3	-8,1	-8,6	-7,9±1,3

Tabla 2: EVOLUCIÓN DEL POTENCIAL EÓLICO EN TANTO POR CIEN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA E ISLAS BALEARES ENTRE (1980-2000) Y (2030-2050) PARA LAS DISTINTAS ÁREAS. ÁREAS EN VERDE: TENDENCIA MENOS NEGATIVA QUE LA MEDIA DEL MODELO. ÁREAS EN ROJO: TENDENCIA MÁS NEGATIVA QUE LA MEDIA DEL MODELO. ÁREAS EN AMARILLO: PARA ALGUNOS MODELOS LA TENDENCIA ES MÁS NEGATIVA QUE LA MEDIA DEL MODELOS, MIENTRAS QUE PARA OTROS NO.

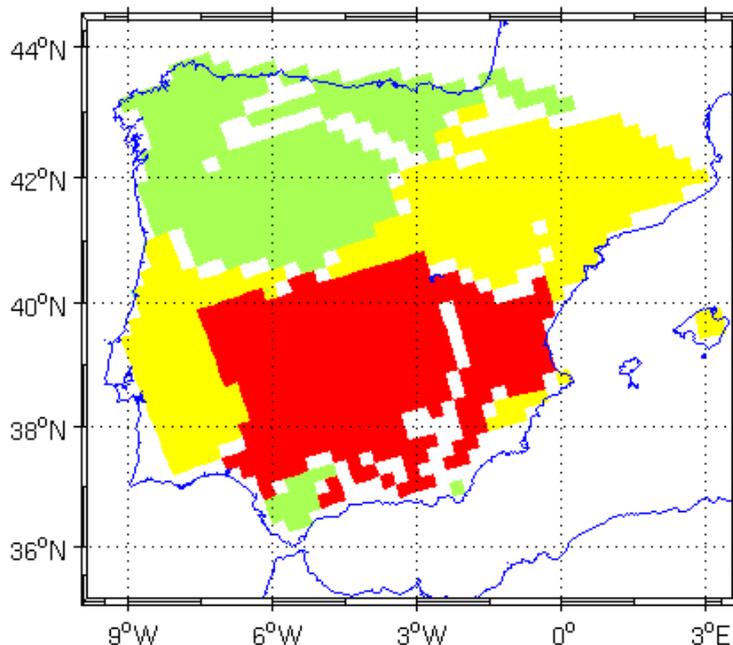


Fig 5: EVOLUCIÓN DEL POTENCIAL EÓLICO ENTRE (1980-2000) Y (2030-2050) PARA LAS DISTINTAS ÁREAS USANDO COMO REFERENCIA LA MEDIA DE CADA MODELO. ÁREA EN VERDE: ÁREA CUYA TENDENCIA ES MENOS NEGATIVA QUE LA MEDIA DE CADA MODELO PARA TODOS LOS MODELOS. ÁREA EN ROJO: ÁREA CUYA TENDENCIA ES MÁS NEGATIVA QUE LA MEDIA DE CADA MODELO PARA TODOS LOS MODELOS. ÁREA EN AMARILLO: ÁREA CUYA TENDENCIA ES MÁS NEGATIVA QUE LA MEDIA DE CADA MODELO PARA ALGUNOS MODELOS MIENTRAS QUE PARA OTROS NO.

## 5. CONCLUSIONES

Se ha desarrollado una metodología basada en la técnica de K-means para la obtención de zonas en la península Ibérica e islas Baleares equivalentes desde el punto de vista eólico, que permite la integración de los resultados de diversos RCMs. Las regiones obtenidas con ayuda de esta nueva metodología son prácticamente independientes del forzamiento usado, tal y como se puede observar en la Fig 2.

También se observa una fuerte correlación entre los accidentes orográficos y las particiones obtenidas, generalmente a dichas particiones siempre se le puede asociar algún accidente orográfico, así de forma clara el Área 2 con la cornisa cantábrica, el Área 3 con el valle del Ebro, Área 6 valle del Guadalquivir, Área 9 sub-meseta norte, Área 11 sub-meseta sur.

En cuanto a la evolución del viento en el escenario estudiado, la comparación del potencial eólico entre el periodo de futuro 2030-2050 y el período 1980-2000, utilizado como referencia, muestra una disminución en todas las zonas de la Península Ibérica, siendo esta reducción más acusada en las regiones del Sur de la Península que en las del Norte, si se exceptúa el área del estrecho de Gibraltar, donde esta tendencia a la disminución es menor que en las regiones adyacentes.

## 6. BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

Aymamí J., García A., Lacave O., Lledó L., Mayo M., Parés S. de Meteosim Truewind (2011). Análisis del Recurso. Atlas Eólico de España. IDAE.

Gastón M., Pascal E., Frías L., Martí I., Irigoyen U., Cantero E., Lozano S., Loureiro Y. (2008) Wind resources map of Spain mesoscale. Methodology and validation. Wind Energy Department, National Renewable Energy Center (CENER)

Martín M. L., Valero F., Morata A., Luna M. Y., Pascual A. (2010). Springtime coupled modes of regional wind in the Iberian Peninsula and large-scale variability patterns. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.2127

Perkins S. E., Pitman A. J., Holbrook N. J., McAneney J. (2007): Evaluation of the AR4 Climate Models' Simulated Daily Maximum Temperature, Minimum Temperature, and Precipitation over Australia Using Probability Density Functions. *Journal of Climate*. DOI:10.1175/JCLI4253.1

Thorndike R. L. (1953). "Who Belong in the Family?". *Psychometrika* 18 (4): 267-276

Vergés J. and Fernández M. (2006). Ranges and basins in the Iberian Peninsula: their contribution to the present topography. Group of Dynamics of the Lithosphere (GDL), Institute of Earth Sciences 'Jaume Almera', CSIC, 08028 Barcelona, Spain

# CAMBIO CLIMÁTICO Y PRODUCTIVIDAD DE TRIGO EN ESPAÑA

Sara HERNÁNDEZ-BARRERA<sup>1</sup>, Concepción RODRÍGUEZ-PUEBLA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Depto. de Física General y de la atmosfera. Universidad de Salamanca*

sarahb@usal.es, concha@usal.es

## RESUMEN

Para caracterizar los impactos y tomar medidas de adaptación en otras condiciones climáticas las proyecciones de producciones agrícolas aportarían información de gran utilidad. En este trabajo se muestra un ejemplo de estudio de los cambios de la productividad del trigo en el siglo XXI usando modelos CMIP5. El desarrollo del trabajo requiere diferentes etapas: en la primera se analizan las relaciones entre datos de producción de trigo y diferentes variables climáticas para el periodo observacional. Para el estudio regional hemos obtenido que las variables climáticas que influyen en la productividad del trigo son la precipitación acumulada en marzo, el rango diurno de temperatura en diciembre y el índice de aridez en mayo. Sin embargo las teleconexiones que se presentan entre las variables climáticas regionales y a gran escala justifica la influencia de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Tropical en diciembre y el viento a nivel de 250hPa en el área del Atlántico Norte en mayo. En una segunda etapa se obtienen modelos empírico estadísticos para representar la evolución de la producción de trigo considerando las diferentes variables climáticas. En la tercera etapa se aplican los modelos para proyectar los cambios de la productividad del trigo en el clima futuro. Dentro de las novedades del trabajo destacamos el método usado para filtrar la tendencia no lineal de la productividad de trigo mediante descomposición empírica en modos de variación y el método de regresión por mínimos cuadrados parciales para obtener los modelos empírico estadísticos.

**Palabras claves:** Productividad del trigo; Precipitación; Temperatura; Aridez; Viento en altura; Temperatura superficial del mar; Península Ibérica.

## ABSTRACT

Agricultural production projections under other climate conditions are of great interest for impact and adaptations characterizations. In this study we analyse changes of wheat productivity in the 21st century using CMIP5 models. The study is performed in different steps: In the first part we obtained relationships between wheat productivity and different climate variables for the observational period. We found the following climate variables affecting wheat productivity: accumulated precipitation in March, diurnal range of temperature in December and aridity index in May. Since there are relationships between regional and large-scale climate variables it is found that Sea Surface Temperature over Tropical Pacific and zonal wind at 250 hPa level over North Atlantic are related to the variability of wheat productivity. Therefore, in a second step we provide empirical models to characterize wheat productivity evolution as a function of different climate variables. In the third step the models are applied to project the changes in future climates. Regarding the methodology we applied Empirical Mode Decomposition to filter the no linear trend of

the wheat productivity and Partial Least Square regression to extract the dominant climate modes that account for variations of wheat productivity.

**Key words:** Wheat productivity; Precipitation; Temperature; Aridity; Zonal Wind; Sea Surface Temperature; Iberian Peninsula.

## 1. INTRODUCCION

El cambio climático es uno de los principales problemas para la agricultura en el siglo XXI debido a las alteraciones producidas en las temperaturas y las precipitaciones. Estos factores climáticos son importantes para la productividad agrícola. En la Península Ibérica, el clima presenta grandes variaciones y a partir de 1970 las temperaturas máximas han aumentado (Moreno, 2005) y las precipitaciones en algunos meses parece que tienden a disminuir como en febrero y marzo (Bladé y Castro, 2011). Estos cambios pueden afectar a las series temporales de las producciones agrícolas, y justificarían en gran medida su variabilidad interanual.

El número de eventos extremos (sequías, olas de calor, inundaciones, etc.) parece que tiende a incrementarse en las últimas décadas y ello repercute de manera importante en la agricultura. Las dificultades que presentan los modelos agrícolas para caracterizar la evolución de las producciones (Landau *et al.*, 1998) hace que se impulsen otros métodos de carácter estadístico para analizar los datos históricos de producciones agrícolas junto con los climáticos. Según las aplicaciones se desarrollan tanto estudios que modelizan producciones considerando los efectos del clima en el ciclo vegetativo de las plantas (Song *et al.*, 2006; Adejuwon, 2006; Cantelaube & Terres, 2005) como otros estadísticos centrados en explicar la variabilidad de producciones por los efectos del clima (Kucharick and Serbin, 2008; Lobell *et al.*, 2008; Tao *et al.*, 2008; You *et al.*, 2009; Zhang and Huang, 2012). En España, la evaluación de los efectos climáticos en las producciones agrícolas ha sido solo estudiada principalmente en regiones puntuales. Por ejemplo, Vicente-Serrano *et al.* (2006) utilizaron los índices de sequías y los datos de teledetección para predecir la producción del trigo y de la cebada en el valle del Ebro. Iglesias y Quiroja (2007) estudiaron el riesgo de la variabilidad climática sobre las producciones de cereales en 5 zonas de España. Blanco-Ward *et al.* (2007) analizaron la variabilidad climática espacial sobre la viticultura en el valle del río Miño, en Galicia.

Rodríguez-Puebla *et al.* (2007) estudiaron la relación de las variaciones de cereales de invierno con variables climáticas. Actualmente, mediante la aplicación de métodos más específicos podemos ampliar estos estudios para obtener modelos empíricos que describan y justifiquen las relaciones entre las variables climáticas y la productividad del trigo en España. Así como para aplicarlos con modelos del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) or Coupled Model Intercomparison Project, phase 5 (CMIP5). Para desarrollar el estudio se han utilizado variables climáticas a escala regional y a gran escala.

El trabajo se organiza de la siguiente manera: en la sección de datos se describen los datos utilizados en este estudio y el procedimiento llevado a cabo para eliminar la tendencia no lineal de las series temporales. En la sección de metodología se desarrollan las diferentes técnicas estadísticas aplicadas para obtener los modos climáticos, que mejor explican la variabilidad del trigo, y las relaciones entre las variables climáticas y la productividad del trigo. En la sección de resultados se analiza los modelos que describen la influencia de las variables climáticas que influyen en la variabilidad de la producción del trigo así como los cambios en la producción del trigo en el clima futuro.

## 2. DATOS

Los datos que se han utilizado en el desarrollo de este estudio son: datos históricos de la productividad del trigo de España, proporcionados por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (<http://www.magrama.gob.es>); colección de datos E-OBS del proyecto EU-FP6 ENSEMBLES (Haylock *et al.*, 2008, <http://ensembles-eu.metoffice.com>); datos de presión al nivel del mar, viento a nivel de 250hPa del proyecto de reanálisis NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Centers for Atmospheric Research) (Kalnay *et al.*, 1996, <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html/>); datos de la temperatura superficial del mar del proyecto ERSST v3b (Smith *et al.*, 2008, <http://www.ncdc.noaa.gov/ersst/>); datos históricos y experimentales del modelo HadGEM2-CC que se enmarcan en la quinta fase del proyecto internacional de inter-comparación de modelos WCRP CMIP5 (Martin *et al.*, 2011, <http://pcmdi9.llnl.gov/esgf-web-fe/>).

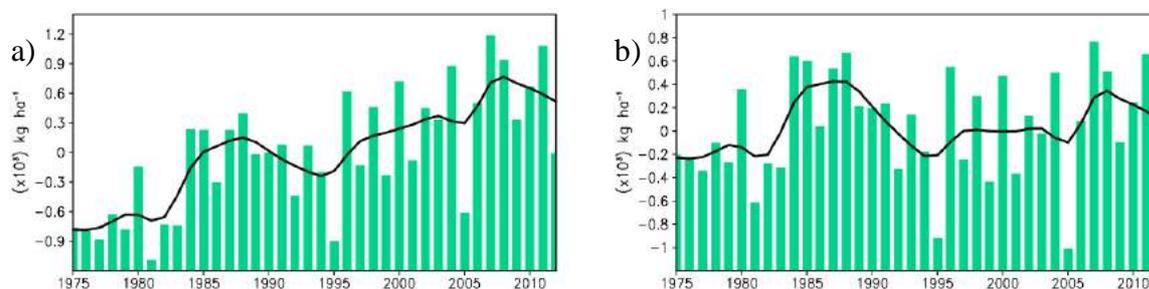


Fig. 1: Evolución temporal de la productividad del trigo en España (barras) y su media móvil (línea): a) serie total y b) serie estandarizada y sin la tendencia no lineal.

En la Figura 1a se muestra la serie histórica de la productividad del trigo para el período 1975-2012. Podemos observar un aumento de la productividad del trigo a lo largo de este período, este aumento se puede deber a la mejora de las técnicas agrícolas. Por este motivo, eliminamos la tendencia creciente observada aplicando el método de descomposición empírica en modos (Huang *et al.*, 1998) (Figura 1b).

Examinando los tres años con menor productividad de (1981, 1995, 2005), estos han sido referenciados como muy secos por Vicente-Serrano *et al.* (2014). En el trabajo comprobaremos la influencia de la precipitación, temperatura y aridez.

## 3. METODOLOGÍA

### 3.1. Descomposición empírica en modos

El primer problema con que nos encontramos al observar la serie de productividad es la tendencia, esta señal puede enmascarar la identificación de las relaciones entre la variabilidad climática y las producciones. Por ello es necesario filtrar esta componente. El factor que probablemente ejerza mayor influencia en la tendencia sería el desarrollo tecnológico. Para filtrar la influencia de esta tendencia incorporamos en el estudio un método empírico de descomposición de series temporales en modos de variación o “Empirical Mode Decomposition” (EMD) (Huang *et al.*, 1998) es un método adaptativo para el análisis de

datos no lineales y no estacionarios. El método EMD descompone una señal en un número finito de funciones de modo intrínseco (IMFs), estas funciones son dependientes de la señal y con ellas se puede reconstruir la señal original. Para ser considerada una IMF debe satisfacer dos condiciones: la cantidad de puntos extremos (máximos y mínimos) y la cantidad de cruces por cero deben de ser iguales o diferir lo sumo en uno; la media local, definida como el valor medio de las envolventes superior e inferior, debe ser nula para todo punto.

Si la primera IMF no cumple dichas condiciones, se repetirá el mismo procedimiento hasta que se cumplan. Al terminar el proceso, la señal se puede expresar de la siguiente manera:

$$s(t) = \sum_{i=1}^k I_i(t) + d_k(t)$$

donde  $I_i(t)$  son las diferentes funciones de modo intrínseco,  $k$  es el número de IMFs y  $d_k(t)$  es el residuo. Este residuo corresponde con la tendencia no lineal de nuestra serie temporal. Por lo tanto, la serie temporal de la productividad del trigo sin tendencia será la suma de todas las IMFs excepto la última.

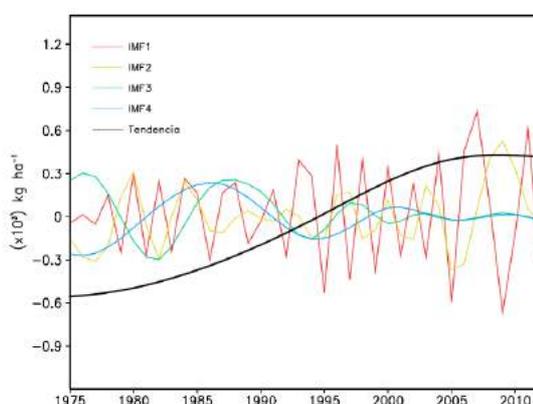


Fig. 2: Funciones intrínsecas (IMFs) y tendencia no lineal para la serie histórica de la productividad del trigo en España.

La Figura 2 muestra la tendencia no lineal y todas las IMFs en las que se descompone la serie al aplicar el método EMD.

### 3.2. Regresión de mínimos cuadrados parciales.

La regresión de mínimos cuadrados parciales (PLS) puede analizar datos altamente correlacionados y que contienen ruido y numerosas variables (Wold *et al.*, 2001). Este método modeliza la relación existente entre dos conjuntos de variables observadas para obtener nuevas variables denominadas variables latentes.

El PLS utiliza como datos de entrada dos matrices:  $X$  e  $Y$ ,  $X$  son las variables predictoras o independientes e  $Y$  son las variables predictando o dependientes. Este método de regresión aprovecha la alta correlación que existe entre las variables independientes para sustituirlas por unas nuevas variables que no están correlacionadas entre sí, estas variables se denominan variables latentes. Las variables latentes se obtienen mediante la combinación lineal de las variables independientes siendo ortogonales, con lo cual no contienen información redundante (Rosipal, 2006) pero a su vez incluyen la máxima covarianza con las variables dependientes.

El objetivo del PLS es eliminar la información redundante, para ello busca la máxima variabilidad en la matriz  $X$  y la mayor correlación con la matriz  $Y$ , eliminando la

multicolinealidad, y maximizando la covarianza, lo que nos indica que no se pierde información.

Con esta metodología obtenemos las relaciones entre las variables climáticas y la productividad de trigo. Las variables climáticas, tanto a escala regional como a gran escala, son los predictores y la productividad del trigo sin tendencia en España el predictando. La finalidad, al aplicar este método, es obtener las variables latentes como combinación lineal de los datos climáticos que maximizan la varianza de la productividad del trigo.

El método PLS se aplica para obtener los modelos regionales y a gran escala. Es decir, se utiliza con datos E-OBS, los de reanálisis y los de temperatura superficial del mar (SST). Para obtener las series temporales y la estructura de diferentes campos climáticos que están asociados a la productividad del trigo. A partir de las series temporales obtenemos la simulación de la productividad del trigo para el período observado (1975-2012), y la estructura espacial nos permite obtener la simulación de la productividad del trigo en climas futuros a partir de los datos CMIP5.

### 3.3. Regresión lineal múltiple.

El análisis de regresión lineal múltiple se aplica para obtener el modelo que describe la evolución de la productividad de trigo en función de las variables que proporciona el método PLS. El procedimiento seguido es el de paso a paso para evitar “overfitting” con el fin de seleccionar entre todas las variables independientes aquellas que mejor expliquen la variable dependiente sin que ninguna de ellas sea combinación lineal de las restantes (Field, 2005).

La regresión lineal múltiple nos permite seleccionar y combinar las variables climáticas latentes derivadas del PLS para obtener el modelo de simulación empírico del trigo. Con los coeficientes de la regresión podemos derivar los cambios en las proyecciones del trigo utilizando los modelos CMIP5.

## 4. RESULTADOS

Las variables de partida son la precipitación acumulada, las temperaturas media, máxima y mínima mensual en escala regional, a gran escala son la presión al nivel del mar, el viento zonal a 250 hPa y la temperatura superficial del mar. Además a partir de las variables regionales se obtienen los índices derivados de aridez o Gausson y el rango de temperatura o la diferencia entre temperatura máxima y mínima. Con la base de datos de las diferentes variables para toda la península y los diferentes meses se procede al análisis con el fin de identificar las variables y los meses que se asocian con la producción de trigo. Una vez realizada la reducción de variables mediante el procedimiento PLS se obtuvo el modelo lineal para representar la evolución de trigo. Las variables climáticas seleccionadas en el análisis de regresión lineal múltiple son: la precipitación acumulada (rr) en marzo, el rango diario de temperatura (dtr) en diciembre y el índice de aridez o de Gausson en mayo. El índice de Gausson (GI) combina los efectos de temperatura y precipitación. Este índice se define como  $(2T(^{\circ}C)-rr(mm/mes))$  y se estandariza utilizando el procedimiento aplicado para el índice estandarizado de precipitación (SPI), el significado de la ecuación es comparar la precipitación con un valor de referencia que equivale al doble de la temperatura. Por otro lado, hemos considerado variables climáticas a gran escala; la presión al nivel del mar (SLP), la temperatura superficial del mar (SST) y el viento a nivel de 250hPa (U250hPa). El método de regresión lineal múltiple seleccionó U250hPa en el área del Atlántico Norte en mayo y la

SST en el Pacífico tropical en diciembre como variables influyentes en la productividad del trigo.

Las figuras 3a, 3b y 3c muestran la configuración espacial, derivadas del método PLS, de la precipitación acumulada en marzo, el rango diurno de temperatura en diciembre y el índice de aridez de mayo. La correlación entre el cultivo y el dtr es negativa, al igual que el índice de aridez. Pero para la precipitación es positiva. Estas asociaciones se justifican por las condiciones óptimas requeridas por el ciclo vegetativo del trigo de octubre a principios de junio. Las precipitaciones abundantes deben darse en la época de crecimiento del grano, principalmente en primavera, sin embargo en el invierno temperaturas muy extremas no favorecen la producción. La siega se realiza cuando la humedad es muy baja y las temperaturas han secado la planta para que la semilla se conserve.

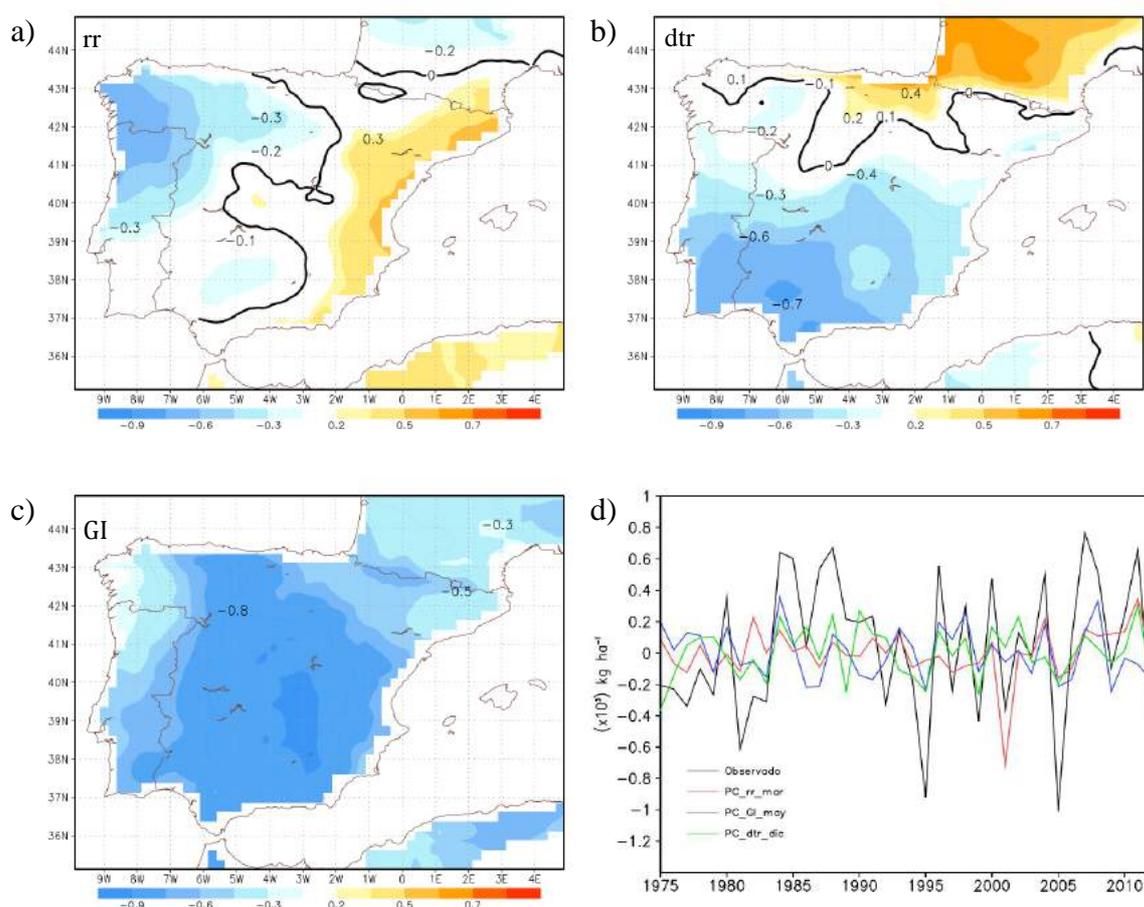


Fig. 3: Configuración espacial (a,b,c) y series temporales (d) derivadas del método PLS y las anomalías del trigo observadas para las variables a escala regional (Precipitación acumulada (rr) en el mes de marzo, Rango diurno de temperatura (dtr) en el mes de diciembre e Índice de aridez (GI) en el mes de mayo).

Las figuras 4a y 4b muestran la configuración espacial derivada del PLS para las variables a gran escala, para la SST en diciembre y para U250hPa en mayo. La intensidad de la corriente en chorro subtropical y subpolar favorece la producción de trigo. La corriente en chorro tiene mayor efecto en la productividad de trigo en mayo, lo cuál concuerda con que en dicho mes la relación con la aridez es muy significativa y opuesta. Sin embargo, anomalías negativas de SST en el Pacífico tropical está asociado con la producción, lo que indica que para años de El

Niño la productividad del trigo disminuye. En un estudio previo (Rodríguez-Puebla et al. 2007) se identificó la influencia del ENSO en la producción de cereal de invierno. Asimismo diferentes estudios han mostrado la relación entre el fenómeno El Niño con la precipitación en la PI, en particular produce disminución de la precipitación en primavera (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Rodo *et al.*, 1997).

Las figuras 3d y 4c muestran las series temporales derivadas del PLS de las variables que influyen en la producción de trigo en escalas regional y a gran escala junto con las anomalías del trigo observadas. En la tabla 1 se pueden observar las correlaciones entre las variables y la productividad del trigo.

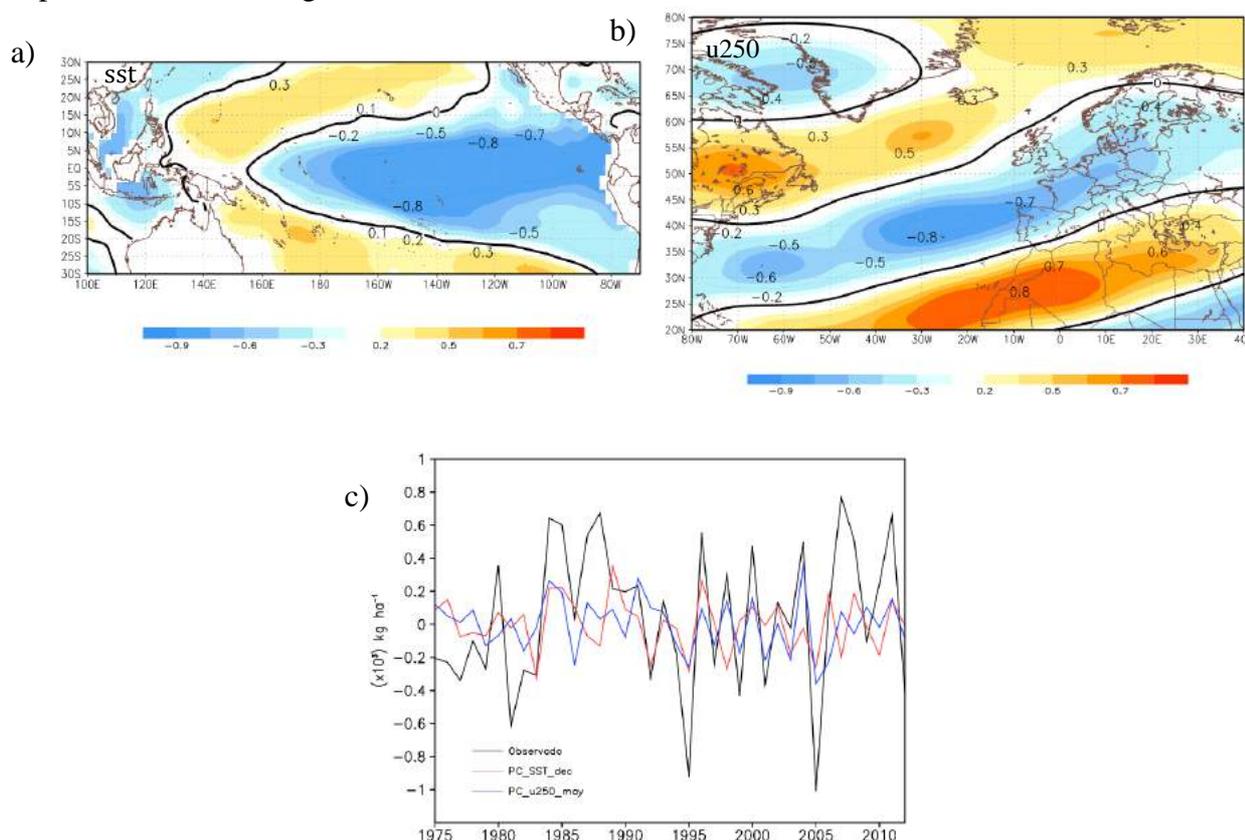


Fig. 4: Configuración espacial (a,b) y series temporales (c) derivadas del método PLS y las anomalías del trigo observadas para las variables a gran escala (SST en el Pacífico Tropical en el mes de diciembre y U250hPa en el área del Atlántico Norte en el mes de mayo).

<b>Correlaciones entre la productividad del trigo y los modos de las variables climáticas</b>			
<b>Escala regional</b>		<b>Gran escala</b>	
<b>rr</b>	0.466±0.007	<b>SST</b>	0.547±0.006
<b>dtr</b>	0.611±0.009	<b>U250hPa</b>	0.626±0.009
<b>GI</b>	0.511±0.007		

Tabla 1: CORRELACIONES ENTRE LA PRODUCTIVIDAD DEL TRIGO Y LOS MODOS (PCS) DE LAS VARIABLES CLIMÁTICAS (RR EN MARZO, DTR EN DICIEMBRE, GI EN MAYO, SST EN DICIEMBRE Y U250HPA EN MAYO).

Una vez seleccionadas las variables climáticas que afectan a la productividad del trigo, obtenemos el modelo que simula la productividad del trigo en función de las variables seleccionadas. Los modelos que reconstruyen la variabilidad del trigo, tanto a escala regional como a gran escala, se muestran en las figuras 5a, 5b respectivamente junto con el intervalo de confianza del modelo en sombreado. Estos modelos se ajustan adecuadamente con las anomalías del trigo observadas, presentando altas correlaciones entre ellos.

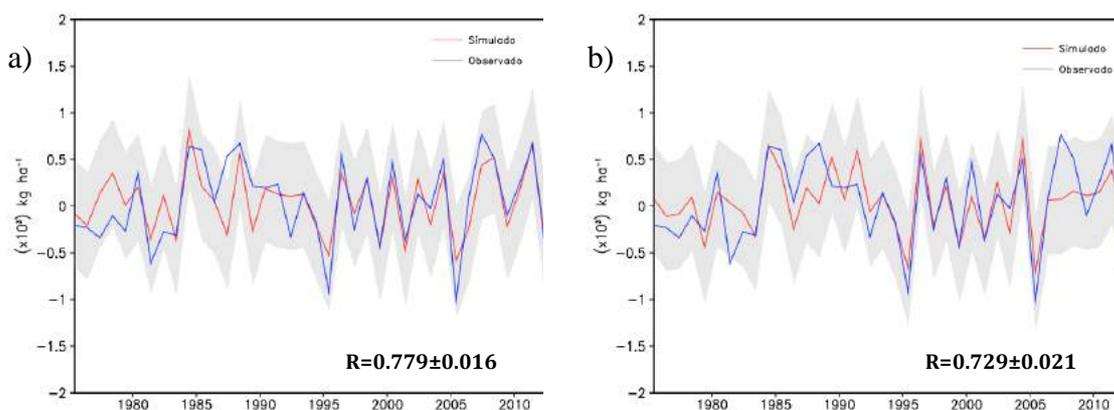


Fig. 5: Series temporales de las anomalías del trigo observadas y simuladas y el intervalo de confianza (sombreado): a) a escala regional y b) a gran escala.

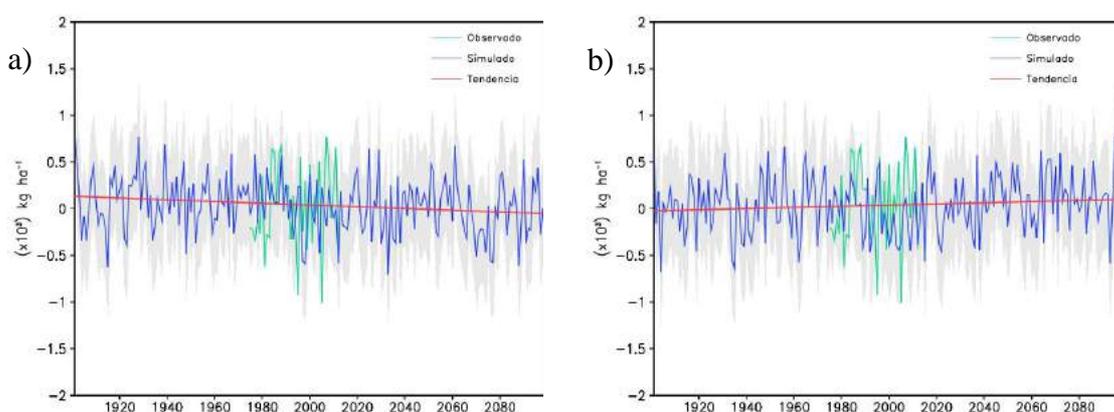


Fig. 6: Series temporales de las anomalías del trigo observadas y simuladas derivadas del modelo HadGEM2-CC y el intervalo de confianza (sombreado) usando: a) variables a escala regional y b) variables a gran escala.

Una de las principales aplicaciones del estudio es poder informar sobre el cambio de productividad en climas más cálidos. Para ello consideramos los datos climáticos de un modelo CMIP5. Para este trabajo se consideró el modelo HADGEM2-C (Martin *et al.*, 2011). Con los diferentes datos de temperatura máxima, mínima, precipitación, temperatura superficial del mar y viento y mediante las configuraciones espaciales relacionadas con la productividad de cereal se derivaron los índices futuros que influyen en el cultivo. Con estos índices y el modelo empírico se elaboraron las proyecciones de la productividad del trigo para el clima futuro. Para el modelo a escala regional se ha utilizado la precipitación acumulada, el rango diurno de temperatura y índice de aridez (Figura 6a). Y para el modelo a gran escala se han utilizado las variables de la SST y el U250hPa (Figura 6b). En el modelo a escala regional se puede observar que la productividad del trigo disminuirá durante el período

2013-2100, siendo la tendencia aproximada de  $-0.20 \times 10^3$  kg/ha. En el modelo a gran escala no se observan cambios significativos en la productividad, una ligera tendencia de aumento de  $0.12 \times 10^3$  kg/ha. Una preliminar interpretación de estas diferencias puede ser a que los modelos muestran fallos en representar la tendencia de la circulación (Gillett y Fyfe, 2013).

## 5. CONCLUSIONES

En este trabajo hemos analizado los factores climáticos que afectan a la productividad del trigo en España. Los procedimientos aplicados son la regresión por mínimos cuadrados parciales y la regresión lineal múltiple. Los modelos empíricos estadísticos obtenidos muestran un buen acuerdo entre las variables climáticas y la productividad del trigo.

A partir de los resultados obtenidos podemos destacar: los meses más influyentes para la productividad del trigo son marzo (rr), mayo (GI, U250hPa) y diciembre (dtr, SST); para las variables a escala regional, la asociación de la productividad con la precipitación es positiva y para las variables GI y dtr es negativa; en el caso de las variables a gran escala, se encuentran anomalías negativas con la SST sobre el Pacífico Tropical y con U250hPa existe una fuerte asociación con la intensidad de las corrientes en chorro subtropicales y subpolares.

Los modelos empíricos regionales que simulan la productividad del trigo para el clima futuro muestran una tendencia decreciente para el período 2013-2100, lo que indica una disminución de las producciones del trigo. En cambio, los modelos a gran escala no presentan tendencias significativas.

Estos resultados serán ampliados con estudios que consideren otros modelos y para otros cultivos de interés para España.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado en el marco del proyecto CGL2011-23209, financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad de España y gracias al proyecto SA222A11-2 de la Junta de Castilla y León. Queremos dar nuestro agradecimiento a el proyecto EU-FP6 ENSEMBLES y al proyecto internacional de inter-comparación de modelos WCRP CMIP5 por los datos suministrados. Y a los desarrolladores de los software GrADS, CDO y R.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Adejuwon, J.O. (2006). *Food crop production in Nigeria. II. Potential effects of climate change*. Clim Res 32:229–245.
- Bladé, I. y Castro-Díez, Y. (2010). *Tendencias atmosféricas en la Península Ibérica durante el periodo instrumental en el contexto de la variabilidad natural*. En F. Pérez & R. Boscolo, (Eds). Clima en España: pasado, presente y futuro. 25-42 pp.
- Blanca-Ward, D.; Garcia-Queijeiro, J.M. y Jones, G.V. (2007). *Spatial climate variability and viticulture in the Miño River Valley of Spain*. Vitis 46 (2), 63-70.
- Cantelaube, P. y Terres, J.M. (2005). *Seasonal weather forecasts for crop yield modeling in Europe*. Tellus Ser A Dyn Meteorol Oceanogr 57:476–487.
- Corte-Real, J.; Qian, B.D. y Xu, H. (1998). *Regional climate change in Portugal: precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation*. Int J Climatol 18: 619–635.
- Esteban-Parra, M.J.; Rodrigo, F.S. y Castro-Díez, Y. (1998). *Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992*. International Journal of Climatology, 18(14): 1557-1574.

- Field, A. (2005). *Discovering Statistics Using SPSS (Introducing Statistical Methods Second Edition.)*. Sage Publications.
- Gillett, N.P. y Fyfe, J.C. (2013). *Annular mode changes in the CMIP5 simulations*. Geophysical Research Letters, 40(6): 1189-1193.
- Haylock *et al.* (2008). *A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006*. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 113 (20).
- Huang, N.E *et al.* (1998). *The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis*. Proceeding of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences, 454 (1971): 903-995.
- Iglesias, A. y Quiroja, S. (2007). *Measuring the risk of climate variability to cereal production at five sites in Spain*. Clim Res 34:47-57.
- Kalnay E. *et al.* (1996). *The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project*. Bulletin of the American Meteorological Society, 77(3): 437-471.
- Kucharik, C. y Serbin, S. (2008). *Impacts of recent climate change on Wisconsin corn and soybean yield trends*. Environmental Research Letters 3: 034003.
- Landau, S. *et al.* (1998). *Testing winter wheat simulation models' predictions against observed UK grain yields*. Agricultural and Forest Meteorology, 89, 85-99.
- Lobell, D. *et al.* (2008). *Prioritizing climate change adaptation needs for food security in 2030*. Science 319: 607-610.
- Martin, G.M. *et al.* (2011). *The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations*. Geosci. Model Dev., 4, 723-757.
- Moreno, J.M. (2005). *A preliminary general assessment of the impacts in Spain due to the effects of climate change*. Ministerio del Medio Ambiente, Madrid.
- Rodo, X.; Baert, E. y Comin, F.A. (1997). *Variations in seasonal rainfall in southern Europe during the present century: Relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño Southern Oscillation*. Climate Dynamics, 13(4): 275-284.
- Rodríguez-Puebla, C. *et al.* (2007). *Effects of climate variation on winter cereal production in Spain*. Clim Res. Vol. 34: 223-232, 2007
- Rosipal R. y Nicole Krämer N. (2006). *Overview and Recent Advances in Partial Least Squares*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, LNCS 3940, pp. 34-51.
- Smith, T.M. *et al.* (2008). *Historical reconstruction of monthly oceanic precipitation*. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 113 (D17).
- Song, Y.L.; Chen, D.L. y Dong, W.J. (2006). *Influence of climate on winter wheat productivity in different climate regions of China, 1961-2000*. Clim Res 32:219-227.
- Tao, F. *et al.* (2008). *Climate-crop yield relationships at provincial scales in China and the impacts of recent climate trends*. Climate Research 38: 83-94.
- Vicente-Serrano, S.M.; Cuadrat-Prats, J.M. y Romo, A. (2006). *Early prediction of crop production using drought indices at different time-scales and remote sensing data: application in the Ebro valley (North-East Spain)*. Int J Remote Sens 27:511-518.
- Vicente-Serrano, S.M. *et al.* (2014). *Evidence of increasing drought severity caused by temperature rise in southern Europe*. Environ. Res. Lett. 9 (2014) 044001 (9pp).
- Wold, S. *et al.* (2001). *PLS-regression: a basic tool of chemometrics*. Chemometrics and Intelligent Laboratory System, 58(2): 109-130.
- You, L. *et al.* (2009). *Impact of growing season temperature on wheat productivity in China*. Agricultural and Forest Meteorology 149: 1009-1014.
- Zhang, T. y Huang, Y.Z. (2012). *Impacts of climate change and inter-annual variability on cereal crops in China from 1980 to 2008*. Journal of Science of Food and Agriculture DOI: 10.1002/jsfa.5523.

## **ESCENARIOS Y MODELOS CLIMÁTICOS**



# CLIMATIC AND HYDROLOGIC CHANGES IN MOROCCAN MIDDLE ATLAS DURING THE HOLOCENE

EL HAMOUTI<sup>1</sup> Najib

(1) University Mohamed I – F. P. Nador (Morocco)

[n.elhamouti@ump.ma](mailto:n.elhamouti@ump.ma)

## **Abstract.**

The Middle Atlas represents an ideal location for testing hypotheses about the Holocene environmental responses to climate change. The Holocene also represents the period in which humans have become a dominant influence on the Earth System.

Two cores (marginal and central) have been sampled in *Tigalmamine* lake and dated by <sup>14</sup>C. Diatoms from this cores show new data for some species of *Cyclotella* genera and give valuable information concerning the hydroclimatic changes in middle Atlas.

At *Tigalmamine*, from 18 Ka BP. to present-day, a succession of three species related to hydroclimatic changes has been found: *Cyclotella* sp. type 1 and *Cyclotella* sp.type 3 characterizing shallow water conditions from 18 to 7 ka B.P.; the type 3 is likely to be associated with severe climatic conditions about 18-16 (?) Ka B.P., 10.3-10 Ka B.P., and 8-7 Ka B.P. *Cyclotella azigzensis*, which became dominant from 10-9 Ka B.P. to present-day time, shows more wet and warm conditions, particularly between 7 ka B.P. and present-day. The water level of lake *Tigalmamine* deduced from diatom study (El Hamouti, 1989, 1991, 2003, 2012) and charophytes (Lamb et al., 1995) supported by radiometric data are interpretable in terms of fluctuations in regional water balance.

This work shows the arid abrupt events are identified at 10.3 ka BP, 10 ka BP, 6.9-6.8 ka BP, 3-2.8 ka BP, 4.5-4.4 ka BP and 1.9-1.7 ka BP. This chronology suggests that arid episodes have occurred approximately every 2-3 kyr during the Holocene. The first one event is synchronous with the Young Dryas chronozone. Other causes have to be sought, however, to explain the events which affect *Tigalmamine* independent of the monsoon. The ages and durations of arid events identified especially during the Holocene are of immediate importance for the prediction of future climatic and hydrologic changes for the better management of water resources in our country who suffered from severe droughts over the past two decades.

**Keywords:** Morocco, Middle-Atlas, lake, *Tigalmamine*, Diatoms, *Cyclotella*, Plaeoclimatology, Holocene.

## **1. INTRODUCTION**

The Middle Atlas of Morocco and the *Tigalmamine* site (Figure 1) which is under the influences of the Mediterranean, Atlantic and Saharan climates represent a privileged area for the understanding of hydrological and climatic changes in Morocco during the Quaternary. *Tigalmamine* site (32° 54'N, 5° 21' W, Figure 2) located in the southwestern part of the Middle Atlas of Morocco is a small catchment of 3.5 km. It is a group of three small solution lakes in Lower Lias dolomite bedrock. The climate of the area is strongly seasonal: mean

annual precipitation of 930 mm; mean annual air temperature of 10°C. Evergreen oak (*Quercus rotundifolia*) and Atlas Cedar (*Cedrus atlantica*) dominate the forest vegetation. Lake Tigalmamine, thus, represents an exceptionally favorable context, compared to most paleolakes in North Africa, as this site allows comparing the fossil remains to those living now. The site had been the subject of a 16 m long core taken in the center of the central lake under 16 m of water. The section represents the total of the Holocene from 10,200 BP to present (El Hamouti et al., 1991; Lamb et al., 1995).

A paleolimnological study can be particularly accurate in situations where the Diatoms from this sites species found in the sediments have persisted in the same lake and can provide a direct modern analogue for interpretation and for palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstruction.

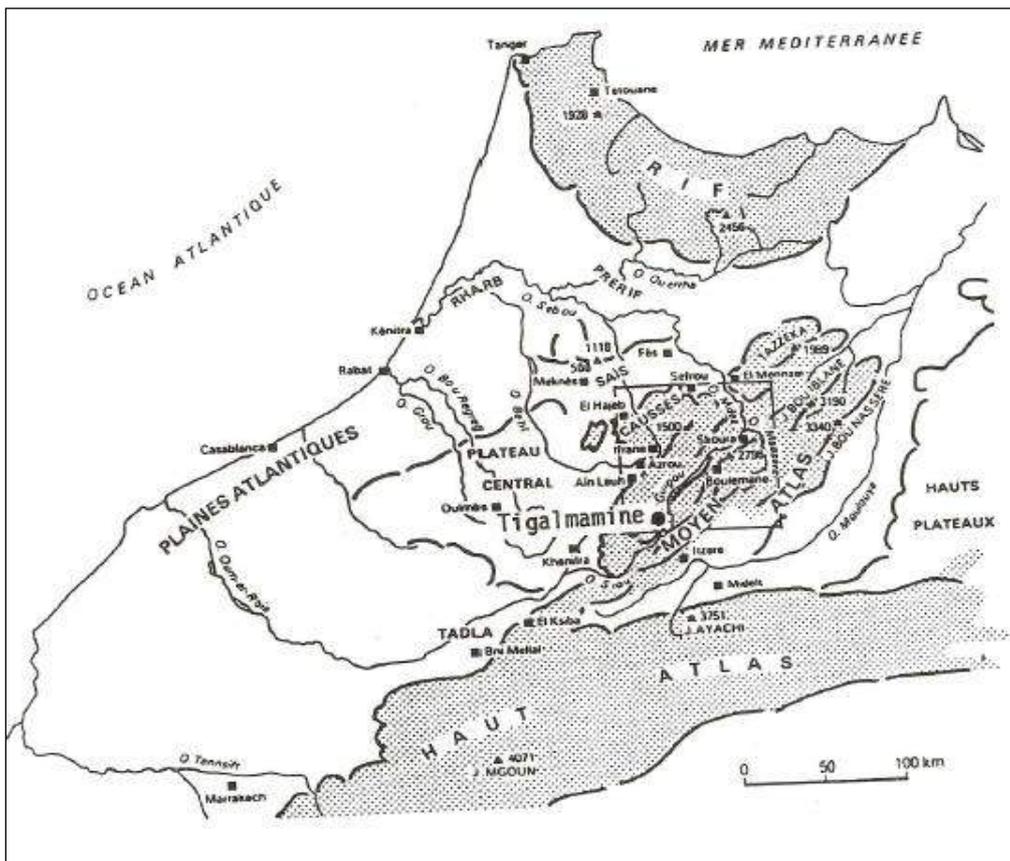


Figure 1 – Geographical location of *Tigalmamine* site.

## 2. MATERIALS AND METHODS

Four cores (Figure 2) taken from the Tigalmamine site reveal a rich and varied flora of diatoms but dominated by the genus *Cyclotella*. Sediments consist of marl and calcareous silts rich in diatoms, alternating with calcareous sands poor in biological remains. Diatom analyses (El Hamouti, 2003), supported by  $^{14}\text{C}$  dates, of four cores from this site give information on the water-level fluctuations changes in water temperature and water chemistry. High frequencies ( $\geq 50\%$ ) of the following species were identified in this study:

*Cyclotella* sp. aff. *comensis* Grunow type 3 (Figure 4) is a planktonic species. It is abundant in the Sidi Ali lake (2080 meters sea level, depth 15m) (El Hamouti, 2003), and it is

associated with type1. Is growing in alkaline water (pH: 9.1) with conductivity of 1200 to 1600  $\mu\text{Scm}^{-1}$ .

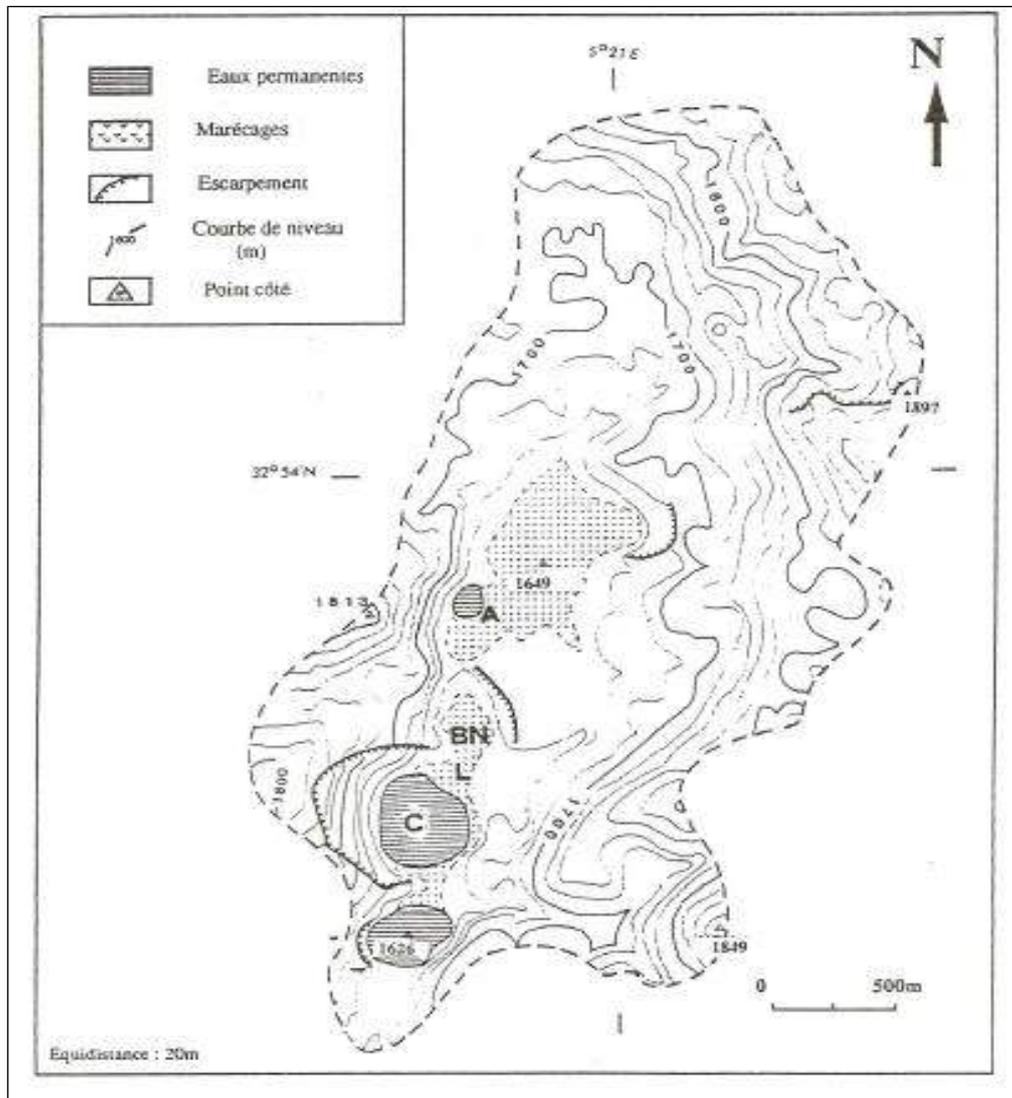


Figure 2 –*Tigalmamine* site

A : Admer core,

BN : Bassin Nord core,

L : Littoral core,

C : Central core.

*Cyclotella* sp. aff. *Comensis* Grunow type1 (Figure 5) dominates in the plankton from Aguelmane de Sidi Ali (2080m, depth 15m) (El Hamouti, 2003). The ecological data of *Cyclotella comensis* Grunow deduced from the literature are not in perfect agreement with the ecological data distribution of type1 in Middle Atlas. In the investigated area, *Cyclotella* sp. aff. *comensis* Grunow type 1 is growing in alkaline water (pH : 9.1) with conductivity of 1200 to 1400  $\mu\text{Scm}^{-1}$ .

*Cyclotella azigzensis* Flower, Gasse & Hakansson (Figure 6), a fresh water species, dominates in the plankton and sediment samples from many lakes in the Middle Atlas. The species is abundant (50%) in Tigalmamine lake (El Hamouti 2003) where it lives in fresh (water) to slightly oligosalines (conductivity 600-840  $\mu\text{Scm}^{-1}$ ), alkaline (pH 8.8), bicarbonate type water, rich in calcium and magnesium (El Hamout, 1991). Optimal condition(s) for the development of *Cyclotella azigzensis* are: pH: 8.02 and conductivity: 420  $\mu\text{Scm}^{-1}$  (Gasse et al. (1995).

*Mastogloia smithii* and *lacustris* variety: (Figure 7) is littoral species oligohaline to mesohaline water forms developed during regressive stages at Tigalmamine site, about 6.9-6.8, 4.5-4.4 and 3.2-3 Ka B.P, as a result of evaporit concentration of dissolver salt. They are found in waters high in chlorides, carbonates, and/or sulphides.

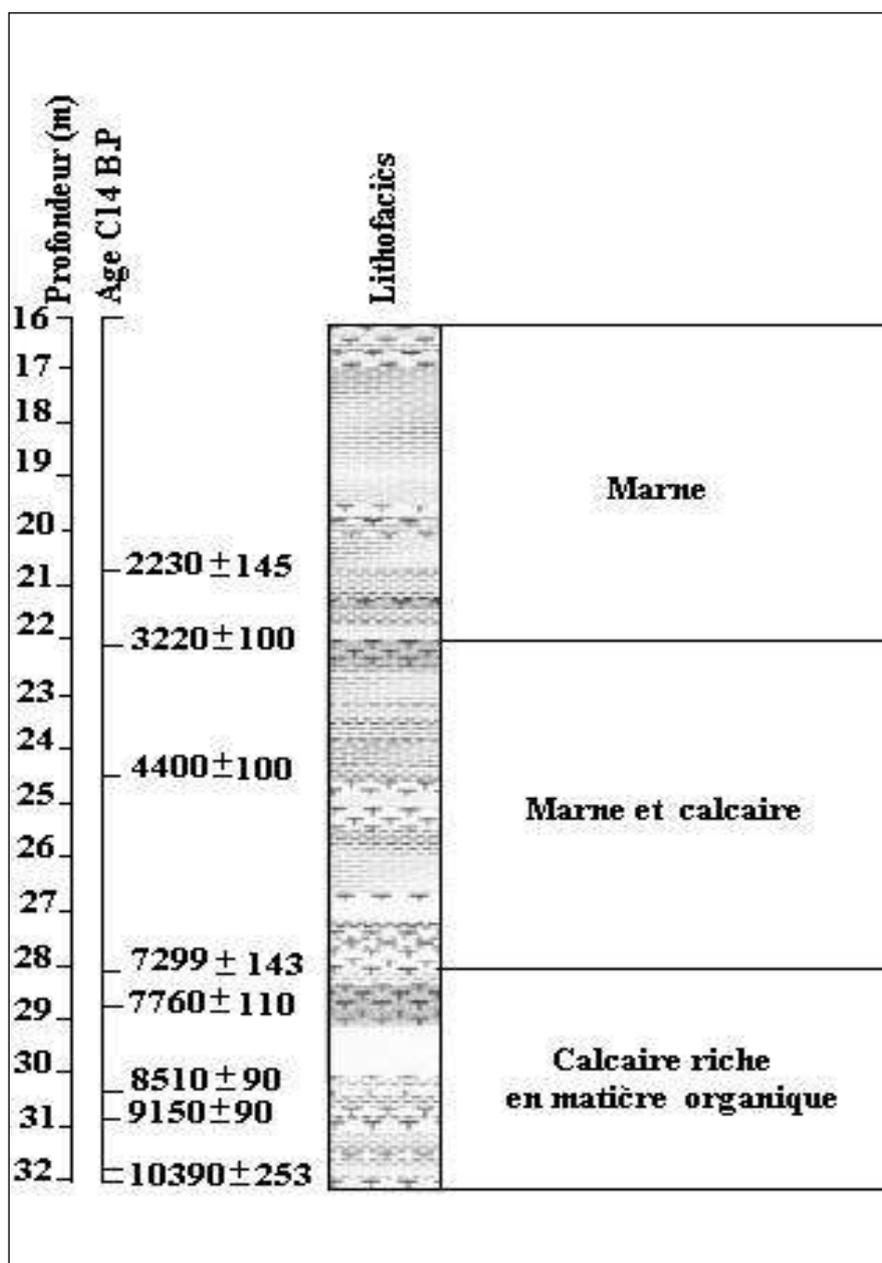


Figure 3 – Central core of Tigalmamine lake

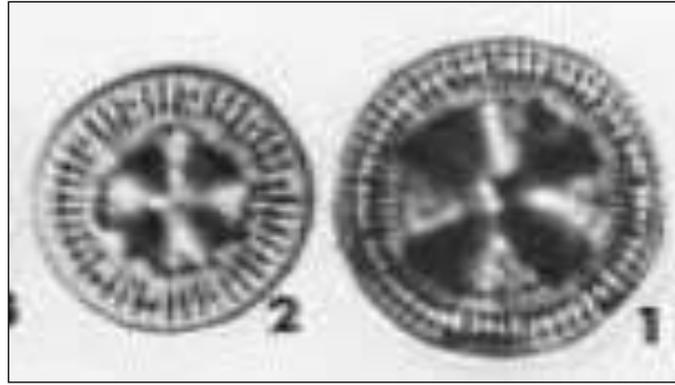


Figure 4 – *Cyclotella* sp. aff. *comensis* Grunow type 3



Figure 5 – *Cyclotella* sp. aff. *comensis* Grunow type 1



Figure 6 – *Cyclotella azigzensis*

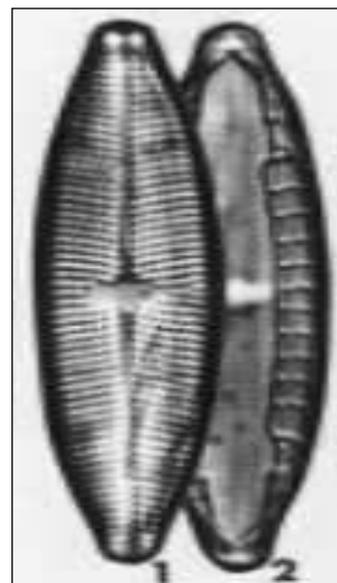


Figure 7 – *Mastogloia smithii*

### 3. TIGALMAMINE LAKE

Tigalmamine lake (area 6 ha, Figure 8) is the largest of a group of three solution lakes, at 1.628 m above sea level in the Middle Atlas. The maximum depth lake is 14 meters. Two lines of paleoshoreline are marked on the ground: one located at 1-2 meters from the current level of the lake and the second to 6 meters. The vegetation of the catchment and the lake margins protect the lake from coarse detrital inputs. The lake is fed by ground water, local surface, winter runoff and karstic circulations.

The fresh water (conductivity  $700 \text{ uScm}^{-1}$ ; pH 8.3) is of the calcium magnesium bicarbonate type. The planktonic diatom flora is dominated by the genus *Cyclotella*, as many lakes in the central Middle Atlas of Morocco (El Hamouti, 1991). Two piston-cores have been collected from the lake margin (marginal core; 21.25 m deep) and from the lake centre (under 16 m of water; central core; 16 m deep) respectively.



**Figure 8 – Tigalmamine lake.**

### 4. HYDROLOGICAL EVENTS

Diatoms analysis of central (fig. 9) and marginal cores from the main lake shows that hydrologic events at Tigalmamine are recorded by species changes of *Cyclotella* genera and give valuable information concerning the climatic history. Example: a succession of three species related to hydroclimatic changes has been found:

*Cyclotella* sp. aff. *comensis* type1 and *Cyclotella* sp. aff. *comensis* type3 characterizing from 18 to 7 ka B.P. a shallow water body, oligotherme, oligosaline and alkaline water. The type3 is likely to be associated with severe climatic conditions about 18-16 (?) Ka B.P., 10.3-10 Ka B.P., and 8-7 Ka B.P. *Cyclotella azigzensis*, which became dominant from 10-9 Ka B.P., shows more wet and warm conditions, particularly between 7 ka B.P. and present-day.

These three species of ultrastructure different show a morphology close *comensis* Grunow, they are observed in different events and concern three ecologic entities.

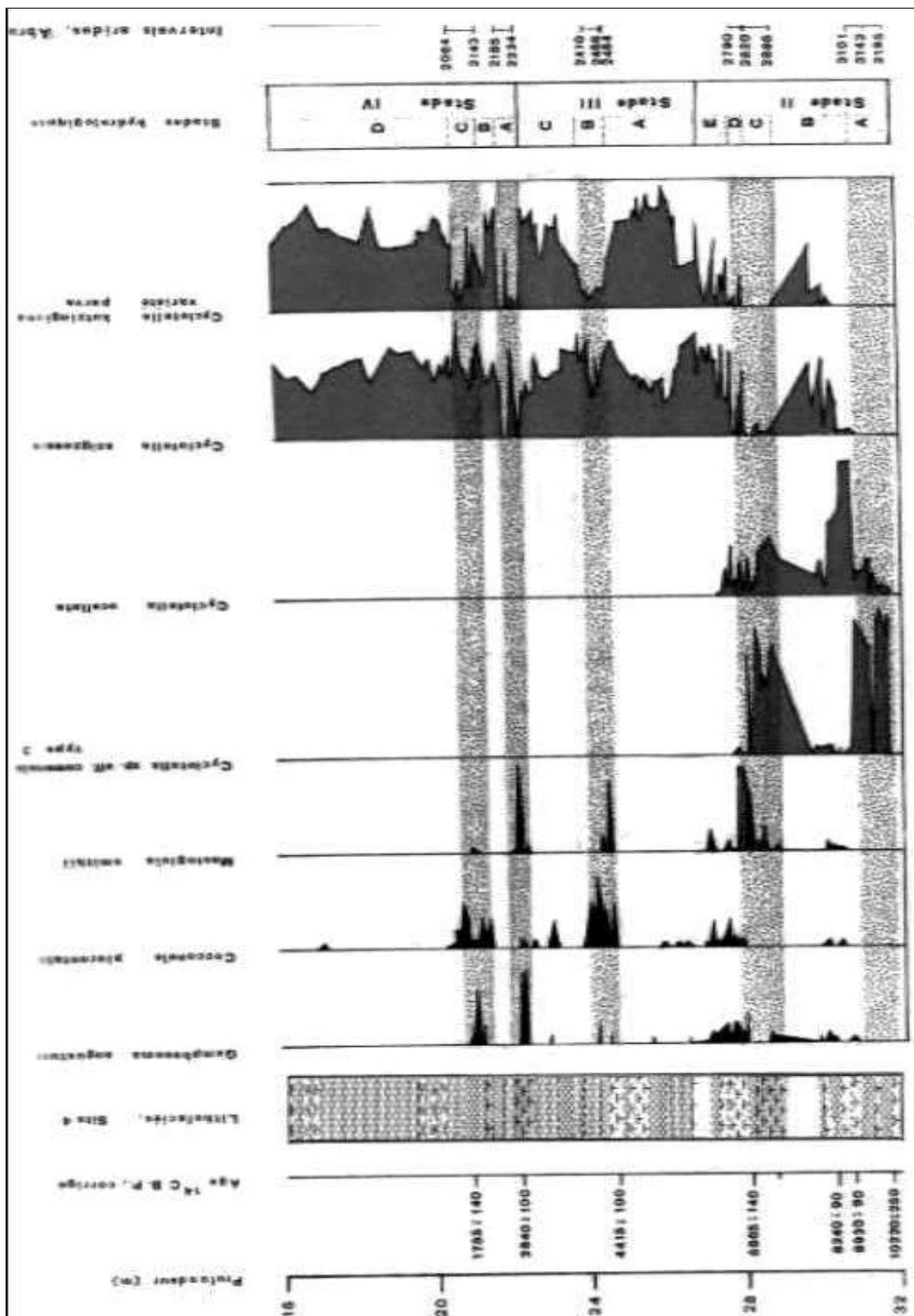


Figure 9 – Fluctuations in major diatoms species in central core.

## 5. CONCLUSIONS

The water level of Lake Tigalmamine deduced from diatoms study (El Hamouti, 2003) and charophytes (Lamb et al., 1995) supported by radiometric data are interpretable in terms of fluctuations in regional water balance.

This work shows arid abrupt events (table I) are identified at 10.3-10 ka BP, 6.9-6.8 ka BP, 3-2.8 ka BP, 4.5-4.4 ka BP and 1.9-1.7 ka BP. This chronology suggests that arid episodes have occurred approximately every 2-3 kyr during the Holocene. The first one event is synchronous with the Young Dryas chronozone. Other causes have to be sought, however, to explain the events which affect *Tigalmamine* independent of the monsoon. The ages and durations of arid events identified especially during the Holocene are of immediate importance for the prediction of future climatic and hydrologic changes for the better management of water resources in our country who suffered from severe droughts over the past two decades.

### **Ages and durations of arid events at *Tigalmamine* :**

10.000 ans B.P., stade IIA1 : niveau 3142 no diatom/50 ans  
 6.900-6.800 ans B.P., stade IID : layer 2820.5-2811 *Mastoglia* /100 ans  
 2.950-2.800 ans B.P., stade IVA2 : niveau 2219 *Mastoglia* 50/ans  
 4.500-4.400 ans B.P., stade IIIB1 : niveau 2456 *Mastoglia* /50 ans

**Table I - *Tigalmamine*, ages and durations of abrupt arid events.**

**Acknowledgments:** This study was supported by the Leverhulme Trust, by UK Nature Environment Research Council and by Moroccan University Mohamed Premier Oujda.

### **References.**

- EL HAMOUTIN. (2012) - Climatic and hydrologic changes in Moroccan Middle Atlas. *Quaternary International, Volumes 279–280, 16 November 2012, Page 130*
- EL HAMOUTI N. (2003) – Changements Hydrologiques et Climatiques dans le Moyen Atlas marocain depuis 18 Ka BP. Doctorat ès Sciences de l'Université Mohamed I, pp 300, 23 Pls.
- LAMB H. F., GASSE F., BENKADDOUR A., EL HAMOUTI N., VAN DER KAARS S., PERINS W.T., PEARCE N. J., & ROBERTS N. (1995) - Relation between Century Scale Holocene Arid intervals in tropical and temperate zones, *Nature*, 373
- GASSE, F., JUGGINS S., & BEN KHELIFA L. (1995) – Diatom-based transfer functions for inferring past hydrochemical characteristics of African lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 117, 31-54.
- EL HAMOUTI N. (1991) - Changements Hydroclimatiques Abrupts dans le Moyen Atlas marocain depuis le Dernier Maximum Glaciaire. *C. R. Académie Sciences Paris*, 313, Série II, pages 259-265.
- EL HAMOUTI N. (1989) - Contribution à la Reconstitution de la Paléohydrologie et de la Paléoclimatologie du Maghreb et du Sahara au Quaternaire supérieur à partir des Diatomées. Thèse de Doctorat en Sciences de l'Université de Paris Sud XI, 300 page.

# DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL MANTO DE NIEVE EN UNA CUENCA DEL PIRINEO CENTRAL EN RELACIÓN CON LA TOPOGRAFÍA; PERSISTENCIA INTRA- E INTER-ANUAL

Jesús REVUELTO BENEDÍ<sup>1</sup>, Juan Ignacio LÓPEZ MORENO<sup>1</sup>, Cesar AZORIN MOLINA<sup>1</sup>, Sergio VICENTE SERRANO<sup>1</sup>

*1. Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Zaragoza  
jrevuelto@ipe.csic.es, nlopez@ipe.csic.es, cazorin@ipe.csic.es, svicen@ipe.csic.es*

## RESUMEN

El presente trabajo analiza la relación existente entre las características topográficas del terreno y la distribución espacial del manto de nieve en una pequeña cuenca experimental del Pirineo central. Para ello han sido analizadas 12 campañas experimentales obtenidas durante los años 2012 y 2013, años caracterizados por unas condiciones climáticas opuestas, siendo la temporada de nieve de 2012 anómalamente deficitaria en la acumulación de nieve y la de 2013 una temporada con elevadas acumulaciones. La información de la distribución del manto de nieve ha sido obtenida mediante la utilización de un Láser Escáner Terrestre (TLS), dispositivo que permite adquirir información distribuida con una elevada resolución espacial. La relación del espesor de nieve con la topografía ha sido analizada mediante 8 variables topográficas; elevación, pendiente, curvatura, exposición Norte-Sur y Este-Oeste, radiación solar, así como el Topographic Position Index (TPI, índice que atiende a la curvatura del terreno a distintas escalas espaciales) y el maximum upwind slope (Sx, que proporciona información de la exposición o apantallamiento al viento para distintas direcciones del viento). Mediante correlación de Pearson, regresión lineal múltiple y árboles de regresión binarios se ha estudiado la relación entre la distribución del espesor de nieve y las citadas variables topográficas. El TPI a una escala espacial de 25 m se ha mostrado cómo la variable con mayor contribución en la explicación de la distribución del manto de nieve en ambos años de estudio. Otras variables que contribuyen notablemente en la explicación de la distribución del manto de nieve son: Sx, elevación y exposición Norte-Sur y/o radiación solar. A pesar de las diferencias observadas en las condiciones climáticas entre 2012 y 2013, se han encontrado ciertas similitudes entre los patrones de acumulación de nieve.

**Palabras clave:** Distribución del Espesor de Nieve, Evolución del Manto de Nieve, Topografía, Montañas, Criosfera.

## ABSTRACT

In this study we analyzed the relations between terrain characteristics and snow depth distribution in a small catchment located in the central Spanish Pyrenees. Twelve field campaigns were conducted during 2012 and 2013, which were years characterized by very different climatic conditions. Snow depth was measured using a long range terrestrial laser scanner (TLS) and analyses were performed at a spatial resolution of 5 m. Pearson's r correlation, multiple linear regressions and binary regression trees were used to analyze the

influence of topography on the snow depth distribution. The analyses were used to identify the topographic variables that better explain the snow distribution in this catchment, and to assess whether their contributions were variable over intra- and inter-annual time scales. The topographic position index, which has rarely been used in these types of studies, most accurately explained the distribution of snow accumulation. Other variables affecting the snow depth distribution included the maximum upwind slope, elevation, and northing (or potential incoming solar radiation). The models developed to predict snow distribution in the basin for each of the 12 survey days were similar in terms of the most explanatory variables. However, the variance explained by the overall model and by each topographic variable, especially those making a lesser contribution, differed markedly between a year in which snow was abundant (2013) and a year when snow was scarce (2012), and also differed between surveys in which snow accumulation or melting conditions dominated in the preceding days. The total variance explained by the models clearly decreased for those days on which the snow pack was thinner and more patchily distributed. Despite the differences in climatic conditions in the 2012 and 2013 snow seasons, some similarities in snow accumulation patterns were observed.

**Key words:** Snow Depth Distribution, Snowpack Evolution, Topography, Mountains, Cryosphere.

## 1. INTRODUCCIÓN

El manto de nieve ejerce un importante control en multitud procesos que se desarrollan en ambientes de alta montaña, como en la evolución del ciclo anual de las plantas (Keller *et al.*, 2000), procesos de erosión (Pomeroy y Gay, 1995), así como una relación directa con la respuesta hidrológica de los ríos de montaña (Bales y Harrington, 1995; Barnett *et al.*, 2005). Las áreas de montaña presentan una elevada sensibilidad al cambio global (Beniston, 2003), por lo que la evolución anual del manto de nieve está expuesta a notables cambios en las próximas décadas (Caballero *et al.*, 2007; López-Moreno *et al.*, 2011, 2012). Con el fin de conseguir un mayor conocimiento del comportamiento del manto de nieve, y poder mejorar la fiabilidad de las previsiones de distintos modelos climáticos y meteorológicos, diversos autores focalizan sus investigaciones en el estudio de la nieve (Anderton *et al.*, 2004; Erxleben *et al.*, 2002; Steger *et al.*, 2012).

Una de las principales dificultades para el estudio de la nieve en zonas de montaña, es la obtención de variables que describen el manto de nieve, como el espesor de nieve (*snow depth*, SD), el equivalente en forma de agua (*snow water equivalent*, SWE), o la superficie cubierta por nieve (*snow covered area*, SCA). Efectuar mediciones manuales de alguna de las mismas, consume enormes cantidades de tiempo, por lo que diversas técnicas de muestreo han de aplicarse en función de la escala espacial a la que se desea trabajar (Jost *et al.*, 2007; López Moreno *et al.*; 2012<sup>a</sup>, Watson *et al.*; 2006). En los últimos años, la aplicación de técnicas de teledetección, como los láser escáner aerotransportados (*Airborne Laser Scanners*, ALS), así como los láser escáner terrestres (*Terrestrial Laser Scanners*, TLS), ambos basados en tecnología LiDAR (*Light Detection and Ranging*) (Deems *et al.*, 2013), ha posibilitado obtener información del manto de nieve con mayor variabilidad espacial, es decir, el SD. Ello ha permitido considerar en diversos estudios, aspectos que con anterioridad no habían podido ser abordados con tanto nivel de detalle, como consideraciones del tamaño de escala (Mott *et al.*, 2011; Trujillo *et al.*; 2007), o la dinámica de los patrones acumulación y fusión del manto de nieve (Grünwald *et al.*, 2010; Schirmer *et al.*, 2011).

En zonas de alta montaña, las singularidades del terreno, combinadas con los fenómenos de meteorología local, hacen que la distribución del manto de nieve se vea afectado en mayor o menor grado por determinadas variables al considerar diferentes escalas (Lehning *et al.*, 2008), por lo que la importancia de las variables topográficas puede variar a lo largo de una determinada temporada (Moloch *et al.*, 2005). Recientemente, diversos trabajos han analizado cómo la influencia de la topografía sobre el manto de nieve se mantiene constante a lo largo de varios años de estudio (Schirmer *et al.*, 2011), así como la dimensión fractal (Deems *et al.*, 2008), encontrando indicios de la notable influencia de los vientos dominantes en relación con la topografía.

El principal objetivo del presente trabajo es el estudio de la influencia de la topografía en la distribución del manto de nieve y su evolución en el tiempo. La elevada resolución espacio temporal de la base de datos disponible, permite un análisis de los principales factores que controlan la evolución intra- e inter- anual del manto de nieve en dos temporadas invernales con características climáticas marcadamente diferentes. Durante los años 2012 y 2013, se llevaron a cabo 12 campañas experimentales (6 cada año). Mediante la aplicación de tecnología LiDAR, adquiriendo información con un TLS en una pequeña cuenca de montaña subalpina del Pirineo Central, se han obtenido mapas de alta resolución espacial de la distribución del manto de nieve.

## 2. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio, llamada cuenca Experimental de Izas, se encuentra en el Pirineo Central aragonés (42°44'N, 0°25'W; Fig. 1). Cercana a la divisoria de aguas del Pirineo, la cuenca se localiza en la vertiente derecha del río Gállego, con un gradiente altitudinal que comprende de 2000 a 2300 m sobre el nivel del mar y una extensión aproximada de 55ha. La pendiente media es de 16° y principalmente está orientada al este. La vegetación está compuesta por herbáceas subalpinas, principalmente *Festuca eskia* y *Nardus stricta*, con algunas zonas empinadas en las que se encuentra suelo rocoso desnudo. Parte de la zona de estudio es plana, pero existen multitud de accidentes orográficos que dan lugar a zonas cóncavas y convexas. Las condiciones climáticas se ven influenciadas por la proximidad del Océano Atlántico, siendo relativamente húmedas cuando se comparan con otras zonas del Pirineo de características marcadamente mediterráneas. La precipitación media anual es de 2000mm, siendo la mitad de la misma en forma de nieve (Anderton *et al.*, 2004). La temperatura ambiente media es de 3°C, con temperaturas inferiores a 0°C para un promedio de 130 días al año (del Barrio *et al.*, 1997).

Los dos años incluidos en el presente trabajo ejemplifican características climáticas extremas al compararlas con el periodo de control (1996-2011). Una intensa sequía se registró durante la temporada invernal de 2012, originando acumulaciones de espesor de nieve por debajo del percentil 25 de la serie histórica (Fig. 2), con únicamente acumulaciones similares a la media al final de la temporada que fundieron rápidamente. Por el contrario en 2013, se registraron valores de SD notablemente superiores a la media histórica. Durante el periodo comprendido entre febrero y junio, los valores de nieve fueron superiores al percentil 75 de los datos registrados hasta la fecha, con zonas en las que la presencia de nieve se alargó hasta finales de julio.

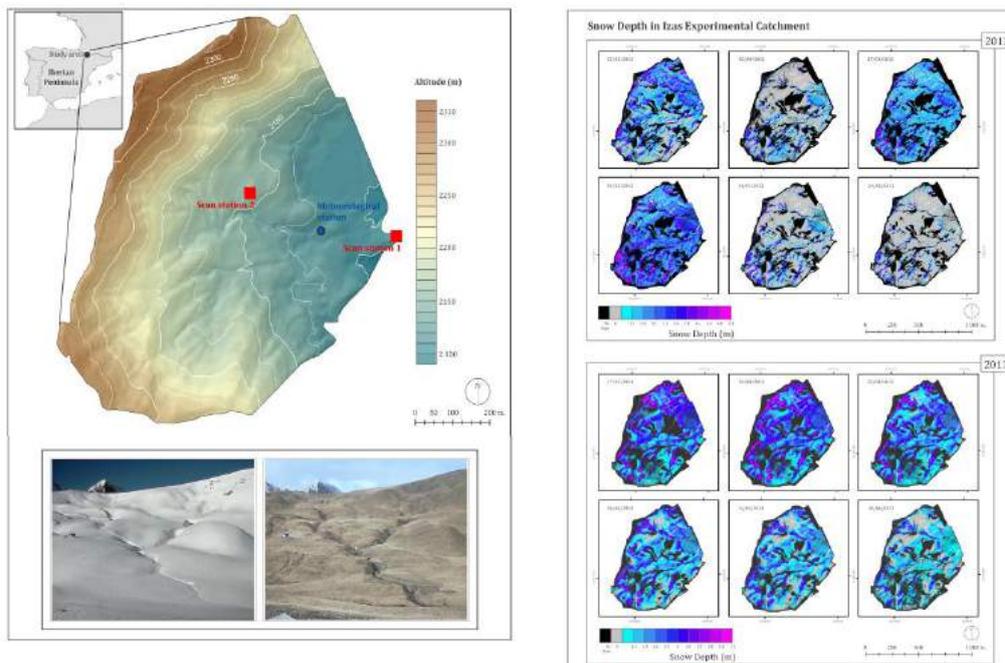


Fig. 1: Localización de la cuenca Experimental de Izas (izquierda) y mapas de espesor de nieve (derecha) obtenidos durante las campañas experimentales

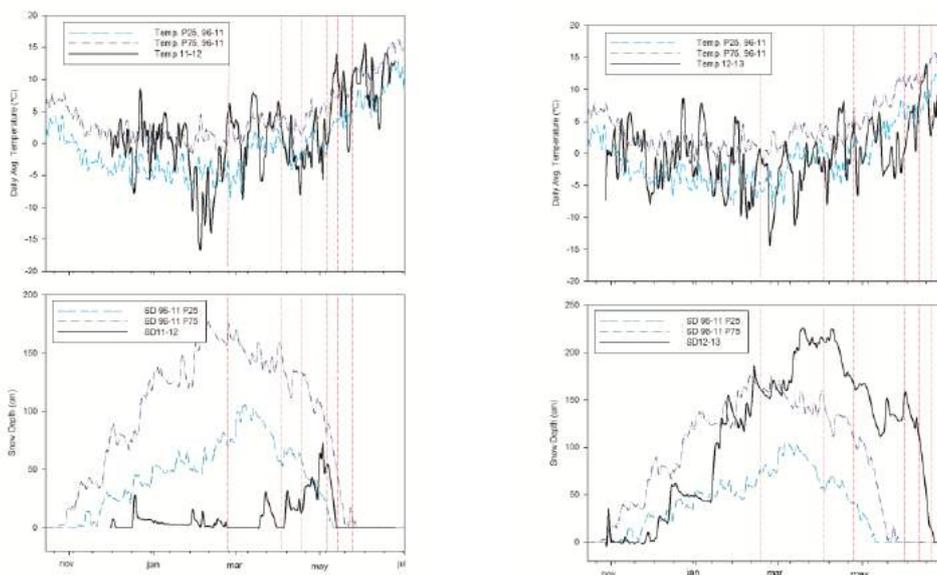


Fig. 2: Evolución de la temperatura y el espesor de nieve durante el periodo de estudio (2011-2012 izda., 2012-2013 dcha.). Las líneas discontinuas verticales marcan los días de muestreo.

### 3. DATOS Y MÉTODOS

#### 3.1. Medición del espesor de nieve

En cada una de las campañas de muestreo, se empleó el TLS Riegl, LPM-321. La aplicación sistemática de este dispositivo ha permitido obtener un total de 12 mapas que recogen la distribución del espesor de nieve en la zona de estudio a 1-m de resolución espacial. La versatilidad de esta tecnología en ambientes de montaña, ha sido comprobada y empleada por varios grupos de investigación (Grünwald *et al.*, 2010; Schaffhauser *et al.*, 2008; Schirmer *et al.*, 2011), con errores aceptados por la comunidad científica inferiores a 10 cm en la determinación del espesor de nieve a distancias de muestreo del TLS entre 100 y 1000m (Prokop, 2008; Revuelto *et al.*, 2014). Para conseguir desviaciones tan reducidas, es necesario aplicar un protocolo de trabajo bien definido que minimice las fuentes de error (Revuelto *et al.*, 2014). Los mapas de espesor de nieve (Fig.1 dcha.) tras el postproceso de los datos, se obtienen básicamente al restar a los modelos digitales de elevación (MDE) de los muestreos con nieve y el MDE que representa la zona de estudio sin nieve, obtenido en verano. Para el año 2012, las fechas de muestreo fueron: 22/02/2012, 02/04/2012, 17/04/2012, 02/05/2012, 14/05/2012 y 24/05/2012. En el segundo año de estudio se escaneó: 17/02/2013, 03/04/2013, 25/04/2013, 06/06/2013, 12/06/2013, 20/06/2013. Los tres primeros muestreos de cada año se consideran de acumulación y los tres últimos de fusión.

#### 3.2 Variables topográficas

Desde las dos posiciones desde las que se toman los datos con el TLS (Fig.1, izda.), se cubre un 86% del área total de la cuenca experimental. Para completar la información topográfica de la cuenca, se han empleado datos del MDE del Instituto Geográfico Nacional ([www.ign.es](http://www.ign.es)), con una resolución espacial de 5 m, lo que supone más de 30000 datos de SD para cada día de muestreo. Del MDE se han obtenido una serie de variables topográficas que describen las singularidades del terreno como la radiación solar potencial (*Radiation*), la pendiente (*Slope*), la elevación (*Elevation*), la exposición al norte (*Northing*) y al oeste (*Easting*), curvatura (*Curvature*). Asimismo, se han incluido un índice que describe la exposición o al apantallamiento al viento de distintas direcciones que origina la topografía, el *maximum upwind Slope* (*Sx*, Winstral *et al.*, 2002) y un índice que describe la curvatura del terreno a distintas escalas, el *Topographic Position Index* (*TPI*, Weiss, 2001). Para estos índices, se han probado distintas distancias, en el caso del TPI, la curvatura del terreno ha sido considerada a distancias de 10, 15, 35, 50, 75, 100 y 150 m. El parámetro *Sx*, además de incluir distancias entre 100, 200, 300 y 500 m considera el viento desde ocho direcciones principales en ventanas angulares de  $\pm 22.5^\circ$ ;  $0^\circ$  (Norte, N),  $45^\circ$  (Nordeste, NE),  $90^\circ$  (Este, E),  $135^\circ$  (Sureste, SE),  $180^\circ$  (Sur, S),  $225^\circ$  (Suroeste, SO),  $270^\circ$  (Oeste, O), y  $315^\circ$  (Noroeste, NO).

#### 3.3 Análisis estadísticos

Como primera aproximación para estudiar la distribución espacial del espesor de nieve y su relación con las distintas variables topográficas, se ha calculado el coeficiente de correlación de Pearson (*r*). Por medio de una aproximación Monte Carlo, con 1000 muestras aleatorias de 100 mediciones de SD correlacionadas con las variables topográficas, fueron obtenidos los intervalos de confianza. Así pues, para un intervalo de confianza del 95% ( $\alpha < 0.05$ ), el nivel de significancia de *r* es  $\pm 0.197$  (Zar, 1984). De este modo, para los análisis descritos a continuación tan sólo fueron incluidas aquellas distancias para el cálculo de TPI (25 m) y de *Sx* (200 m), con mayor correlación con SD.

La capacidad explicativa de cada una de las variables topográficas al considerarlas simultáneamente ha sido analizada con dos modelos estadísticos; regresión lineal múltiple (MLR), y árboles de regresión binarios (BRT). Los MLR, estiman la influencia lineal de las variables topográficas en el espesor de nieve (López-Moreno *et al.*, 2010), pudiendo cuantificar la contribución relativa de cada variable. Con un modo de introducción de variables paso a paso y un umbral para que sean consideradas en el modelo de  $\alpha < 0.05$ , se presentan los coeficientes estandarizados obtenidos para los MLR desarrollados para cada día de muestreo. Para evitar problemas de sobreajuste, los modelos han sido calculados con muestras de 1000 casos aleatorios. Los BRT, son modelos no paramétricos que recursivamente separan la muestra de datos, según aquella variable que minimiza el cuadrado de los residuos obtenidos (Breiman, 1984). Para este trabajo se han establecido un mínimo de 500 casos para cada nodo terminal (entrenando los BRT con 15000 casos), en los que cada nueva separación de los datos explicase al menos un 1% de la varianza total, siempre con un número máximo de 15 nodos terminales. Para comparar la importancia relativa de las variables topográficas incluidas en cada BRT, la varianza explicada por cada una se ha reescalado en % respecto a la varianza total de cada BRT (de nuevo hay un BRT para cada día de muestreo). El coeficiente de determinación ( $r^2$ ) y la D de Willmott (Willmott, 1981), han sido calculados con el fin de determinar la capacidad predictiva de cada modelo con una muestra aleatoria independiente de 5000 casos.

#### 4. RESULTADOS

La Figura 3 (izda.) muestra las correlaciones entre SD y Sx para las ocho direcciones del viento que consideran la topografía a una distancia de 200m. Pese a las diferencias en magnitud, en ambos años de estudio, los patrones de acumulación de nieve muestran una clara influencia por vientos de dirección N y NO en los muestreos realizados al comienzo de la temporada, variando las direcciones con mayor correlación al Oeste y Suroeste conforme avanza la temporada de nieve. Ejemplo de esta influencia puede visualizarse en los mapas de nieve para el 17 de Febrero de 2013 o el 3 de Abril de 2013 (Fig.1), donde se observan mayores acumulaciones de nieve en las zonas de sotavento para vientos de dirección Norte (parte superior de los mapas). A lo largo de los dos años de estudio, la influencia de los vientos ha rolado conforme la temporada de nieve avanzaba a direcciones O y SO. Asimismo, se observa tanto en 2012 como en 2013, que una vez el manto de nieve comienza el proceso de fusión final (tres últimas campañas experimentales de cada año), la dirección de Sx mejor correlacionada con SD no varía.

La relación entre el resto de variables topográficas consideradas con el espesor de nieve; y aquella dirección con mayor coeficiente de Pearson con SD para cada día estudiado, puede analizarse en la Figura 3 (dcha.). El TPI con un cálculo para un radio de búsqueda de 25 m, muestra la mayor correlación para los 12 días considerados. En todos casos con valores superiores al umbral de significancia y siempre con una correlación negativa con SD. Con mayores espesores de nieve acumulados su correlación se hace mayor, como puede observarse para el año 2013. También la curvatura muestra valores de correlación negativos y mayores del nivel de significación, pero en todos días inferiores a los del TPI a 25 m. La correlación entre la elevación y SD varía para los distintos días, con tan sólo correlaciones significativas para días en los que las condiciones de fusión dominaban en los días precedentes a los muestreos (dos últimos días de escaneo para 2012 y 2013). Por otro lado la pendiente muestra correlaciones débiles con SD, así como el *Easting*. La variable *Northing* en

pocos días muestra una correlación significativa, siendo muy variable las correlaciones con SD. En 2012 prácticamente no existe relación con esta variable en el periodo de acumulación aumentando la correlación durante el periodo de fusión. En 2013 la temporada invernal se inició con fuertes acumulaciones de nieve acompañadas de vientos fuertes del Norte, acumulando elevados espesores en las orientaciones Sur. Ello origina las correlaciones significativas entre SD y *Nothing* para el 17 de Febrero 2013, cuya influencia se ve reflejada en el resto de días de muestreo a lo largo de los cuales los valores de correlación van disminuyendo. Para el caso de la radiación, las correlaciones son opuestas a las observadas para *Nothing*.

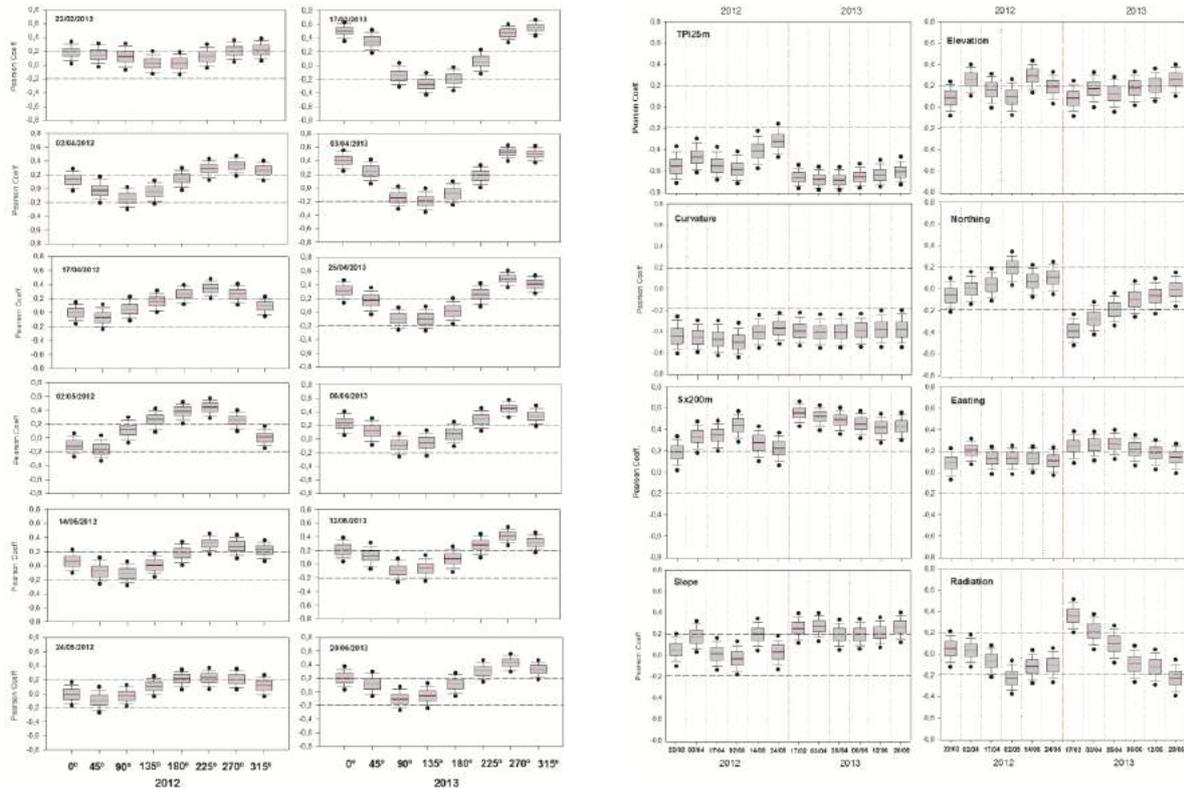


Fig. 3: Box plot de los coeficientes de correlación de Pearson entre SD y Sx, para las ocho direcciones de viento (izquierda, cada gráfico corresponde a las 8 direcciones para una determinada fecha) y la relación con todas variables topográficas (cada gráfico es para una variable, con las fechas en el eje horizontal). Las líneas horizontales rojas marcan la media, los límites de los rectángulos los percentiles 25 y 75 los puntos negros los percentiles 5 y 95. La línea discontinua horizontal marca el umbral de correlaciones significativas ( $\alpha < 0.05$ ).

La capacidad predictiva de los MLR y los BRT para los modelos calculados para los días de estudio se muestra gráficamente en la Figura 4 (izda.). Los valores de la D de Willmott oscilan entre 0.74 y 0.85, y los de  $r^2$  entre 0.43 y 0.58. Los valores muestran peores resultados al final de las temporadas de nieve, cuando el manto de nieve muestra una distribución irregular con zonas de suelo desnudo. En términos generales los MLR muestran una mayor variabilidad en su capacidad predictiva. Para aquellos días en que los modelos tienen mejores resultados los MLR presentan mejores resultados que los BRT. Pese a ello se consideran

resultados aceptables para intercomparar los resultados obtenidos con cada método estadístico.

La variable con mayor importancia a la hora de explicar la varianza de SD en los MLR, vuelve a ser el TPI (Tabla 1). En la mayoría de días de muestreo de 2012 la elevación es la segunda variable con mayor importancia, seguida de Sx y la pendiente. Sin embargo en 2013, la contribución de la elevación disminuye notablemente, siendo Sx la variable que sigue en importancia al TPI. El hecho de que la elevación tenga mayor importancia en un año seco, mientras que un año húmedo no ocurra así, jugando el viento una influencia mayor; puede verse originado por la importancia de la redistribución de grandes cantidades de nieve por el viento, que en años de baja acumulación de nieve no puede ocurrir.

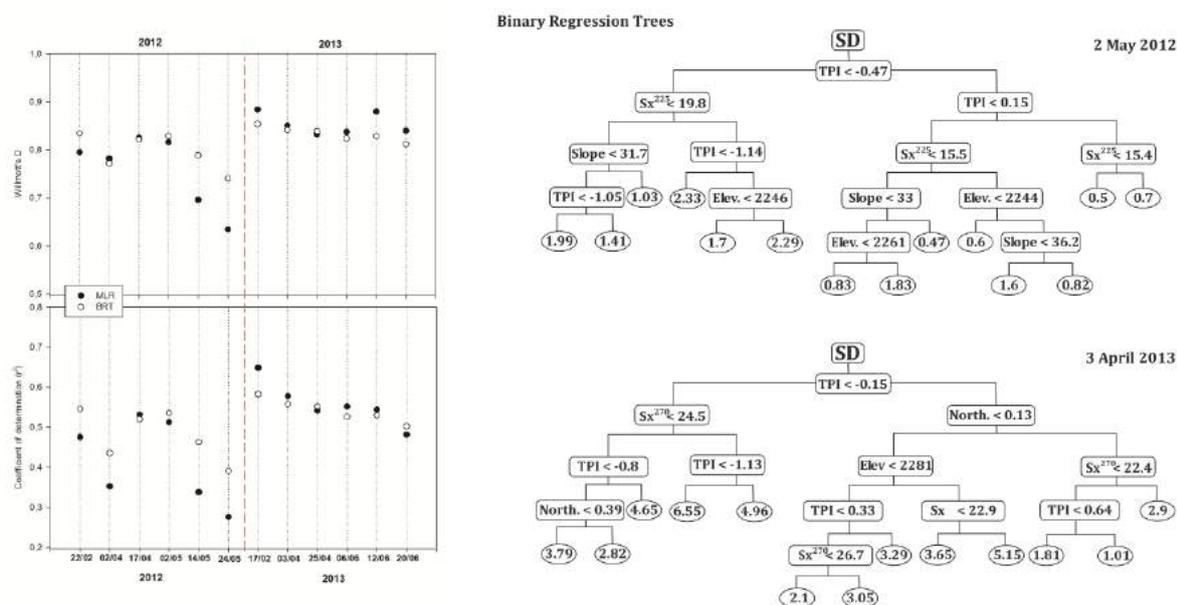


Fig. 4: D de Willmot y r<sup>2</sup> obtenidos con los modelos MLR y BRT para cada día con la muestra independiente de 5000 casos (izquierda). BRT para el 2 de Mayo de 2012 (árbol superior) y 3 de Abril de 2013 (árbol inferior). Los nodos finales (elipses) presentan los valores predichos para la zona con las características del terreno particularizadas por las divisiones de las ramas superiores al mismo.

	Temporada de nieve 2012						Temporada de nieve 2013					
	22/02	02/04	17/04	02/05	14/05	24/05	17/02	03/04	25/04	06/06	12/06	20/06
<b>TPI</b>	-0.70	-0.53	-0.60	-0.59	-0.48	-0.40	-0.78	-0.72	-0.73	-0.80	-0.74	-0.72
<b>Sx</b>		0.11	0.28	0.26	0.20	0.16	0.36	0.31	0.43	0.37	0.38	0.31
<b>Elev</b>	0.09	0.22	0.34	0.27	0.27	0.35		0.14		0.08		0.13
<b>Slope</b>		-0.25	-0.29	-0.24	-0.21	-0.21		-0.10	-0.14	-0.16	-0.09	-0.15
<b>North</b>	-0.22	0.13	-0.16				-0.12	-0.11	-0.11			
<b>Curv.</b>	0.10						0.29	0.25	0.25	0.31	0.23	0.20
<b>East</b>						0.06	0.12	0.08		0.07	0.07	
<b>Rad</b>										0.08	0.08	0.07
<b>r<sup>2</sup></b>	0.48	0.35	0.53	0.51	0.34	0.28	0.65	0.58	0.54	0.55	0.54	0.48

Tabla 1: COEFICIENTES ESTANDARIZADOS (COEFICIENTES BETA) PARA CADA VARIABLE EN LOS DISTINTOS DÍAS ANALIZADOS OBTENIDOS EN LA MLR.

La Fig. 4 dcha. muestra dos ejemplos de BRT obtenidos, en los que se observa cómo el TPI es la primera variable considerada para clasificar las características del terreno, tras la cual se consideran otras variables como *Sx*, *Northing* o de nuevo el TPI, en función de la distribución de SD de cada día considerado. En la Tabla 2 se muestra la importancia relativa de las variables topográficas en cada BRT obtenido. Con estos modelos el TPI vuelve a ser la variable con mayor contribución, superando en prácticamente todos los días analizados un 67%, y siendo inferior únicamente para aquellos días en que la influencia del viento en la distribución espacial de SD fue mayor (17 de Febrero 2013 y 3 de Abril de 2013). En 2012 la elevación muestra un repunte en su importancia durante el periodo de fusión del manto de nieve, y *Sx* puede considerarse la variable que sigue al TPI en importancia en la mayoría de días con mejores resultados en relación a SD para 2013. También es reseñable la disminución en la importancia de *Sx* al final de 2013, cuando las condiciones de fusión dominaba y la nieve ya no puede ser movilizada y redistribuida por el viento. El resto de variables, aunque con cierta contribución en los BRT tienen contribuciones menores y sobre todo más variables.

	Temporada de nieve 2012						Temporada de nieve 2013					
	22/02	02/04	17/04	02/05	14/05	24/05	17/02	03/04	25/04	06/06	12/06	20/06
<b>TPI</b>	83.1	78.0	75.0	71.7	74.0	66.9	49.1	56.4	64.4	70.0	69.7	77.6
<b>Sx</b>			4.6	12.7	13.4	10.8	45.9	23.1	23.0	23.3	20.8	12.4
<b>Elev.</b>	4.7	6.5	13.2	9.1	8.2	15.2	5.0	5.7	5.0	3.3	5.3	5.4
<b>Slope</b>	0.9	4.4	5.7	6.5	3.2	7.0			2.1			
<b>North</b>	7.3	7.6	1.5		1.3			14.7	4.3			
<b>East</b>									1.2	1.2	1.1	1.5
<b>Rad</b>	3.8	1.2								2.2	2.1	3.2
<b>r<sup>2</sup></b>	0.55	0.44	0.52	0.54	0.46	0.39	0.58	0.56	0.55	0.53	0.53	0.50

Tabla 2: CONTRIBUCIÓN DE LAS VARIABLES TOPOGRÁFICAS A LA VARIANZA TOTAL EXPLICADA DE SD PARA CADA DÍA DEL PERÍODO DE ESTUDIO CONSIDERADO, OBTENIDOS CON LOS BRT. LOS VALORES HAN SIDO RESCALADOS ENTRE 0 Y 100.

## 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Diversos trabajos han considerado la mayoría de las variables topográficas incluidas en los análisis presentados como la elevación, la radiación solar, o *Sx* (Winstral *et al.*, 2002; Molotch *et al.*, 2005), pero tan sólo López-Moreno *et al.*, (2010) incluyen el TPI en sus análisis. Dada la importancia de esta variable en relación con la distribución espacial del manto de nieve en la cuenca experimental de Izas, parece consecuente incluirla en futuros análisis. El hecho de que el radio de búsqueda para el cálculo del TPI que ha mostrado una mayor correlación sea 25 m, muestra como la curvatura del terreno considerada en ese tamaño de escala tenga una relevancia notable en la distribución de SD. Por otro lado, *Sx* se ha mostrado como una variable con importancia notable, que dependiendo de la dirección de los vientos dominantes en el periodo precedente, varía en su contribución en los modelos, así como en la dirección mejor correlacionada. La distancia de búsqueda de 200 m empleada en el cálculo de *Sx*, que mejores resultados ha mostrado, da idea de la escala en la que el viento domina la distribución del manto de nieve, lo cual es consistente con los resultados encontrados previamente (Schirmer *et al.*, 2011). Es reseñable como en ambos años de estudio mientras la nieve puede ser movilizada por el viento, varía la dirección mejor

correlacionada de  $S_x$ , mientras que una vez iniciada la etapa de fusión del manto de nieve permanece constante, al no poder movilizarse la nieve. Otras variables con cierta contribución a la hora de explicar la variabilidad espacial del manto de nieve son la radiación solar que puede resultar equivalente a la variable *Northing*; o la elevación, que se revela como una variable incluida en los modelos y con mayores correlaciones cuando la elevación de la isoterma 0°C alcanza el límite inferior de la cuenca y la variación temporal su altitud, produce eventos de fusión que coinciden con los últimos muestreos de los años estudiados. Así pues, pese a las diferencias observadas entre los MLR y BRT para los días analizados, la capacidad predictiva encontradas para las variables topográficas son similares. Con ello se ha considerado el efecto de la topografía en la distribución espacial del manto de nieve; que analizando el ciclo anual de dos periodos con condiciones climáticas contrastadas, ha permitido observar patrones de acumulación de nieve similares. Además, al observarse pesos de las variables topográficas con mayor influencia que son comparables, así como las tendencias análogas observadas en ambas temporadas, se percibe consistencia intra- e inter-anual en la cuenca experimental de Izas, que debe ser validada en futuros años de estudio.

## 6. AGRADECIMIENTOS

El estudio presentado ha contado con la financiación del proyecto “Hidrología Nival en el Pirineo Central Español: Variabilidad espacial, importancia hidrológica y respuesta a la variabilidad y cambio climático (CGL2011-27536/HID, Hidronieve)”. El primer autor es beneficiario de una beca FPU de la convocatoria 2010 del Ministerio de Educación, y el tercer autor es beneficiario de una beca post-doctoral JCI-2011-10263.

## 7. REFERENCIAS

- Anderton, S.P., White, S.M., y Alvera, B. (2004). *Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment*. Hydrol. Process., 18, 435–453.
- Bales, R.C., y Harrington, R.F. (1995). *Recent progress in snow hydrology*. Reviews of Geophysics Supplement, 33, pp 1011–1020.
- Barnett, T.P., Adam, J.C., y Lettenmaier, D.P. (2005). *Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions*. Nature, 438, pp 303–309.
- Beniston, M. (2003). *Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts*. Climatic Change, 59, pp 5–31.
- Breiman, L. (1984). *Classification and regression trees* (Wadsworth International Group).
- Caballero, Y., Voirin-Morel, S., Habets, F., Noilhan, J., LeMoigne, P., Lehenaff, A., y Boone, A. (2007). *Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change*. Water Resour., Res. 43, W07448.
- Deems, J.S., Fassnacht, S.R., y Elder, K.J. (2008). *Interannual Consistency in Fractal Snow Depth Patterns at Two Colorado Mountain Sites*. J. Hydrometeorol. 9, pp 977–988.
- Deems, J.S., Painter, T.H., y Finnegan, D.C. (2013). *Lidar measurement of snow depth: a review*. Journal of Glaciology 59, pp 467–479.
- Del Barrio, G., Alvera, B., Puigdefabregas, J., y Diez, C. (1997). *Response of high mountain landscape to topographic variables: Central pyrenees*. Landscape Ecol., 12, pp 95–115.
- Erxleben, J., Elder, K., y Davis, R. (2002). *Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in the Colorado Rocky Mountains*. Hydrol. Process., 16, pp 3627–3649.

- Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., y Lehning, M. (2010). *Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment*. The Cryosphere, 4, pp 215–225.
- Jost, G., Weiler, M., Gluns, D.R., y Alila, Y. (2007). *The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale*. Journal of Hydrology, 347, pp 101–115.
- Keller, F., Kienast, F., y Beniston, M. (2000). *Evidence of response of vegetation to environmental change on high-elevation sites in the Swiss Alps*. Reg. Environ. Change, 1, pp 70–77.
- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., y Raderschall, N. (2008). *Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain*. Water Resources Research 44, W07404.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A., y Beniston, M. (2011). *Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century*. Global Planet. Change, 77, pp 62–76.
- López-Moreno, J.I., Fassnacht, S.R., Heath, J.T., Musselman, K.N., Revuelto, J., Latron, J., Morán-Tejeda, E., y Jonas, T. (2012a) *Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent*. Adv. Water Resour., 55, pp 40–52.
- López-Moreno, J.I., Pomeroy, J.W., Revuelto, J., y Vicente-Serrano, S.M. (2012b) *Response of snow processes to climate change: spatial variability in a small basin in the Spanish Pyrenees*. Hydrol. Process., 27, pp 2637–2650.
- Molotch, N.P., Colee, M.T., Bales, R.C., y Dozier, J. (2005). *Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models: the impact of digital elevation data and independent variable selection*. Hydrol. Process., 19, pp 1459–1479.
- Mott, R., Schirmer, M., y Lehning, M. (2011). *Scaling properties of wind and snow depth distribution in an Alpine catchment*. J. Geophys. Res.-Atmos., 116, D06106.
- Prokop, A. (2008). *Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements*. Cold Reg. Sci. Technol., 54, pp 155–163.
- Pomeroy, J.W. y Gray, D.M. (1995). *Snowcover accumulation, relocation, and management*. National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Sask., Canada.
- Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Zabalza, J., Arguedas, G., y Vicente-Serrano, S.M. (2014). *Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long-range terrestrial laser scanning*. Journal of Maps, pp 1–15., DOI: 10.1080/17445647.2013.86926.
- Schaffhauser, A., Adams, M., Fromm, R., Jörg, P., Luzi, G., Noferini, L., y Sailer, R. (2008). *Remote sensing based retrieval of snow cover properties*. Cold Reg. Sci. Technol., 54, pp 164–175.
- Schirmer, M., Wirz, V., Clifton, A., y Lehning, M. (2011). *Persistence in intra-annual snow depth distribution: I. Measurements and topographic control*. Water Resour. Res., 47, W09516.
- Steger, C., Kotlarski, S., Jonas, T., y Schär, C. (2012). *Alpine snow cover in a changing climate: a regional climate model perspective*. Clim. Dynam., pp 1–20.
- Trujillo, E., Ramírez, J.A., y Elder, K.J. (2007). *Topographic, meteorologic, and canopy controls on the scaling characteristics of the spatial distribution of snow depth fields*. Water Resour. Res., 43, W07409.
- Watson, F.G.R., Anderson, T.N., Newman, W.B., Alexander, S.E., y Garrott, R.A. (2006). *Optimal sampling schemes for estimating mean snow water equivalents in stratified heterogeneous landscapes*. Journal of Hydrology 328, pp 432–452.

- Weiss, A.D. (2001). *Topographic position and landforms analysis*. ESRI user conference, San Diego USA.
- Willmott, C.J. (1981). *On the Validation of Models*. Phys. Geogr., 2, pp 184–194.
- Winstral, A., Elder, K., y Davis, R.E. (2002). *Spatial Snow Modeling of Wind-Redistributed Snow Using Terrain-Based Parameters*. Journal of Hydrometeorol., 3, pp 524–538.
- Zar, J.H. (1984). *Biostatistical analysis* 2nd., Prentice Hall.

# NIVOMETRÍA Y PERFILES DE INNIVACIÓN EN NÚRIA (1.970 m, PIRINEO ORIENTAL): 1985-2013

Ferran SALVADOR FRANCH<sup>1,2</sup>, Gabriel SALVÀ VILLOSLADA<sup>2</sup>,  
Francesc VILAR BONET<sup>2</sup>, Carles GARCÍA SELLÉS<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Departament de Geografia Física i A.G.R. Universitat de Barcelona*

<sup>2</sup>*Servei de Gestió i Evolució del Paisatge. Universitat de Barcelona*

<sup>3</sup>*Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya*

fsalvador@ub.edu, gabrisv@gmail.com, photo.dng@gmail.com, carles.garcia@icgc.cat

## RESUMEN

Se analizan los datos diarios del espesor de nieve cubriendo el suelo en Núria (extremo oriental del Pirineo), durante las últimas 28 temporadas nivales (noviembre a mayo), a partir de los cuales se han calculado los valores de nivinidad e innivación más significativos. Destaca la acusada irregularidad de todas las características nivoclimáticas estudiadas, tanto las relacionadas con la cuantía y frecuencia de la precipitación nivosa, como las relacionadas con la permanencia y espesor del manto.

**Palabras clave:** nivoclimatología, nivometría, nivinidad, innivación, Núria, Pirineo oriental.

## ABSTRACT

Daily snow depth data covering the ground in Núria (eastern Pyrenees) is analysed during the last 28 nival seasons (November to May), from which we calculated the most significant values of snowfall and snow cover. It should be pointed the accused irregularity of all climatic characteristics studied: the amount and frequency of snow precipitation, as well as the persistence and thickness of the mantle of snow.

**Key words:** nivoclimatology, nivation, snowfall, snow cover, Núria, Eastern Pyrenees.

## 1. INTRODUCCIÓN

Aunque los rasgos fundamentales del clima pirenaico y en nuestro caso del de su extremo oriental, son bien conocidos, especialmente su régimen termopluviométrico y estacionalidad (Xercavins, 1981; Martín Vide, 1985, SMC, 2008), sorprende que uno de sus elementos característicos, la nieve, ha sido escasamente abordado, a pesar de su interés, no solamente climático (Xercavins, 1981, 1883; Salvador Franch, 1985; García Sellés y Salvador Franch, 1994; Vilar Bonet y Salvador Franch, 2000, 2001), sino también relacionado con la intensa actividad turística y deportiva de montaña que entorno a ella se desarrolla.

Con objeto de contribuir a la caracterización nivoclimática del Pirineo oriental, se presenta una primera aproximación al análisis de los datos diarios de espesor de nieve cubriendo el

suelo, durante los últimos 28 períodos invernales (de noviembre a mayo, desde 1985-86 a 2012-13), de la estación nivometeorológica convencional ubicada en el Santuario de Núria a 1.970 m de altitud.

## 2. ÁREA DE ESTUDIO

El valle de Núria ocupa la vertiente SE del macizo del Puigmal (2.913 m), situado en el extremo oriental del Pirineo, de clara influencia mediterránea, tanto climática como biogeográfica (Xercavins, 1981; Vigo, 1985; Panareda y Salvador Franch, 2000). Este antiguo valle glaciar está formado por la unión de diversas cabeceras que confluyen en la amplia cubeta de sobreexcavación, hoy colmatada, donde actualmente se ubica el Santuario de Núria y el complejo hotelero y deportivo desarrollado a su alrededor. Orientado al sur, es tributario de las cuencas del Freser-Ter (figura 1).

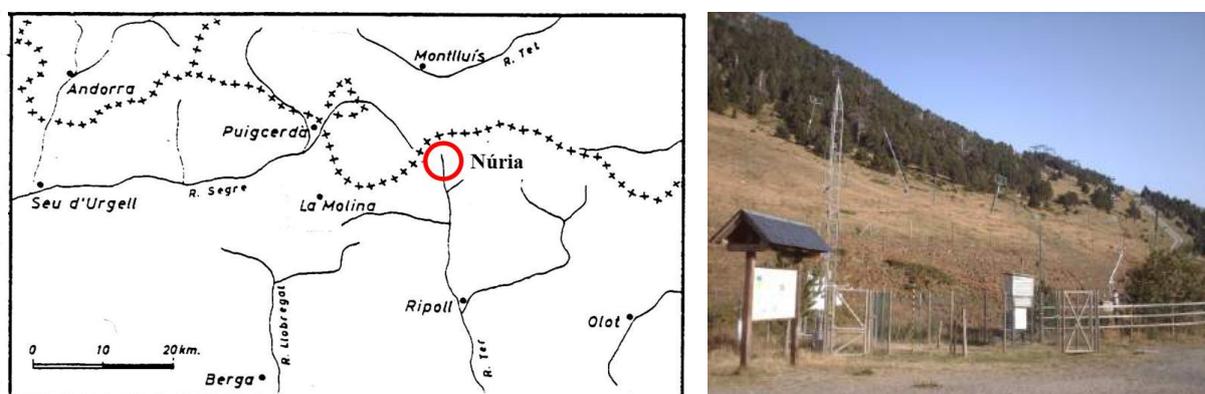


Fig. 1: Localización de Núria en el Pirineo Oriental y observatorios, manual y estación automática, de procedencia de los datos.

La observación meteorológica en Núria se inició, de forma puntual, en los primeros años del s. XX, y con mayor asiduidad a partir de los años 20-30. En décadas posteriores, sin embargo, las series resultantes son discontinuas y de calidad desigual, no habiéndose completado aún su adecuada depuración. Por ello, en este trabajo nos limitamos al período posterior a 1985 que presenta continuidad de datos e información del manto nival. El clima de Núria es de alta montaña mediterránea, con precipitación relativamente abundante (~1.000 mm) y régimen VOPI, siendo por tanto el periodo nival el más deficitario. Por su altitud, las temperaturas son frías en invierno, con  $\pm 150$  días de helada y suaves el resto del año (SMC, 2008).

Los valores termopluviométricos medios obtenidos para el periodo 1985-2013, tratados en base a periodos hidrológicos (septiembre a agosto) (tabla 1, figura 2), no difieren excesivamente en rango de los indicados en aproximaciones anteriores en base a series distintas (Xercavins, 1981; Vigo, 1985; Vilar Bonet y Salvador Franch, 2000). La pluviometría media anual se sitúa cerca de los 1.100 mm, de los cuales el 52% durante el periodo noviembre-mayo, pero solo el 31% de diciembre a abril. La distribución de los valores anuales presenta una notable irregularidad (CV 17,8%), sus valores máximos extremos duplican a los mínimos anuales, y cuadriplican a los registrados en el periodo

diciembre-abril (CV 37,7%). La temperatura media anual es de 5,6°C, situándose en 1,7°C durante el período de precipitación nival (noviembre-mayo) (tabla 1, figura 2).

	Temperatura		Precipitación		
	T media anual (St-Ag) (°C)	T media pn (Nv-My) (°C)	Pt anual (St-Ag) (mm)	Pt pn (Nv-My) (mm)	Pt pnr (Dc-Ab) (mm)
media	<b>5,6</b>	<b>1,7</b>	<b>1.088,8</b>	<b>570,8</b>	<b>335,5</b>
valor máx.	6,9	2,9	1.612,6	996,6	798,5
valor mín.	4,4	0,3	720,4	322,3	182,1
C.V.	10,1	37,7	17,8	27,1	37,7

Pt: Precipitación total indiferenciada, expresada en forma líquida.

pn: periodo nival extenso, de noviembre a mayo.

pnr: periodo nival reducido, de diciembre a abril.

Tabla 1: VALORES TERMOPUVIOMÉTRICOS DE NÚRIA, PERIODO 1985-86 a 2012-13

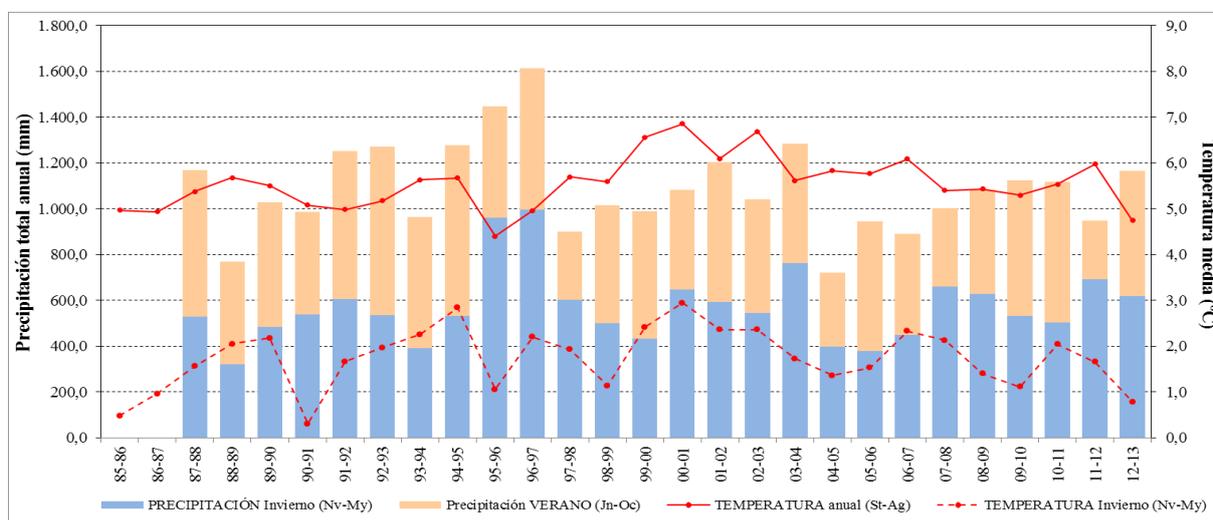


Fig. 2: Termopluviometría de Núria. Periodo 1985-86 a 2012-13.

### 3. MATERIALES Y MÉTODOS

Los datos diarios termopluviométricos y de espesor de nieve utilizados proceden, entre 1985 y 1999, de la estación nivometeorológica manual de Núria-Santuario (1.970 m), a cargo de la *Estació de Muntanya de Vall de Núria de Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya*, a partir de 1999, complementados con los procedentes de la estación automática contigua del *Servei de Meteorologia de Catalunya* (figura 1).

Debido a la falta de homogeneidad en la toma manual de parte de la información nival, pendiente de depuración, se han deducido los valores diarios de nivosidad e innivación a partir de la variación de los datos diarios del espesor del manto, asumiendo que su incremento corresponde a caída de nieve reciente y, por tanto, a día de nevada.

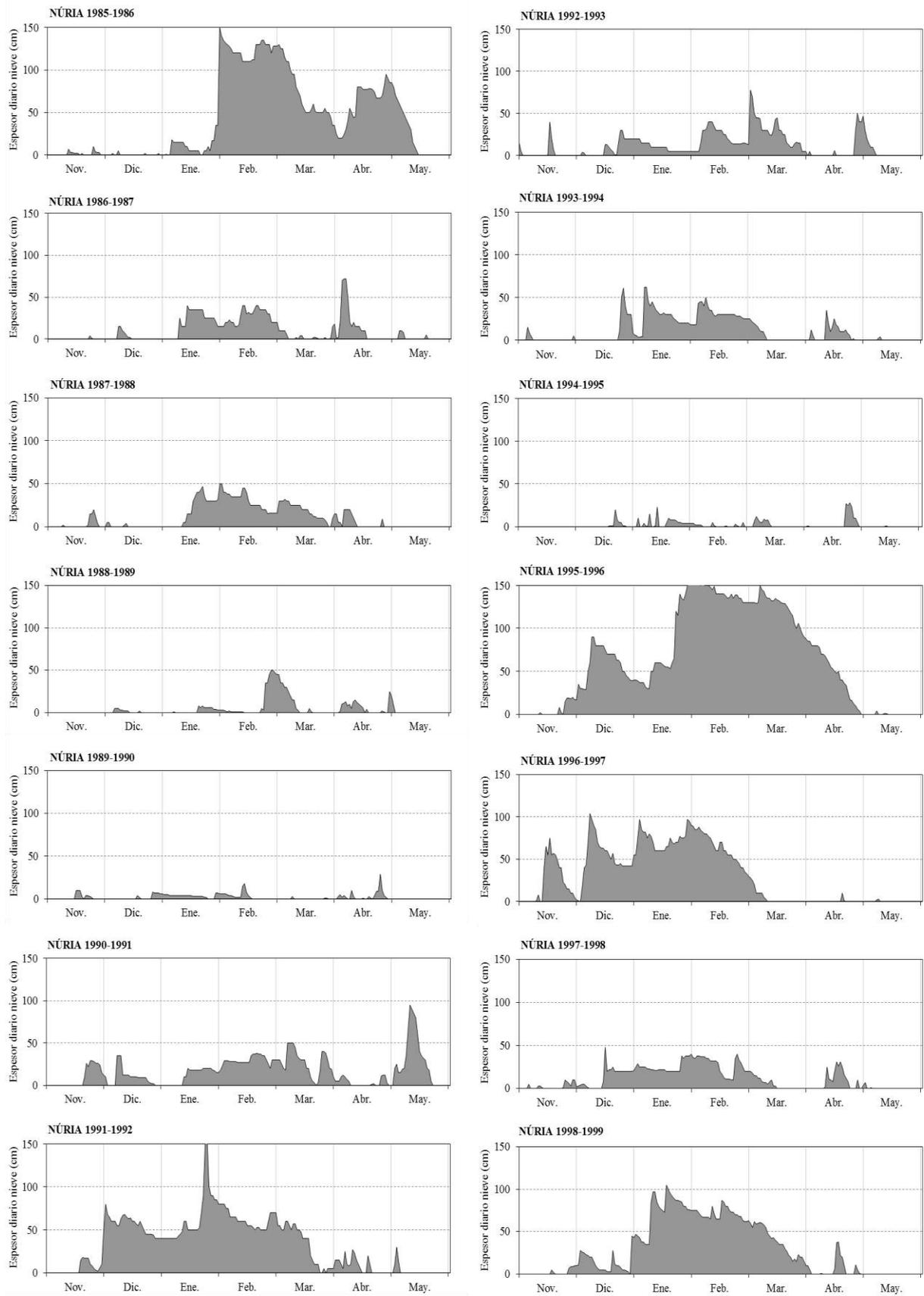


Fig. 3a: Perfiles de innivación de Núria. Periodo 1985-86 a 1998-99.

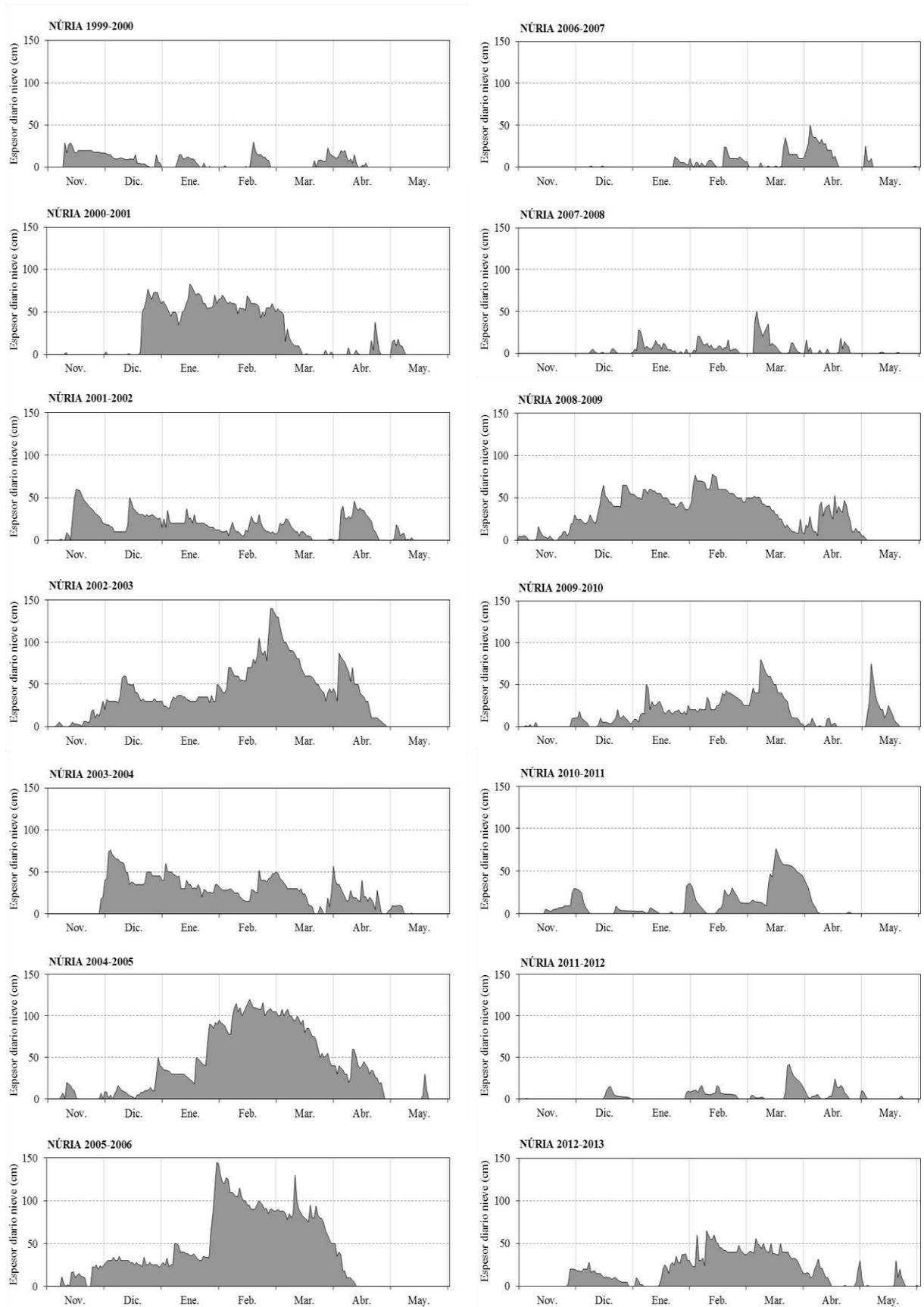


Fig. 3b: Perfiles de innivación de Núria. Periodo 1999-00 a 2012-13.

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Perfiles de innivación

El simple análisis visual de los 28 perfiles de innivación obtenidos (figuras 3a y b), antes incluso que el tratamiento estadístico de sus datos, ofrece una rápida y sintética aproximación a la característica más destacada del comportamiento nival de este sector pirenaico, esto es, su muy acusada irregularidad, tanto respecto al espesor acumulado del manto, como a las fechas de inicio y final del periodo de innivación, también respecto a la continuidad o fragmentación de la presencia del manto. Los años de innivación extremadamente deficitaria (p.ej. 89-90, 94-95, 11-12, ...) se alternan con otros de innivación escasa (p.ej. 86-87, 93-94, 97-98, ...), mediana (p.ej. 03-04, 08-09, ...) o más abundante (p.ej. 85-86, 95-96, ...), sin haber encontrado, por el momento, un patrón claro de comportamiento, ni tendencia. Como hemos observado en otros enclaves pirenaicos y otras cordilleras peninsulares, los mejores y peores años en cuanto a presencia nival pueden sucederse (p.ej. 94-95 y 95-96) sin formar parte de ciclos plurianuales. Destacan así mismo, algunos rasgos característicos como son las nevadas de cierta magnitud a final de temporada, desconectadas ya del manto invernal (p.ej. mayos del 91, 93, 10), o la magnitud inusual de algunos episodios (p.ej. enero del 86, 92, 96, 06).

### 4.2. Nivosidad

La nieve caída (nivosidad) anual media es modesta (285 cm), con máximos que superan los 400 cm y mínimos en torno a 100 cm (CV: 34%), mayoritariamente caída entre diciembre y abril (85%), fruto de un promedio de unos 33 días de precipitación de nieve, oscilando entre 50 y menos de 20 días (CV: 28%). Durante la segunda mitad del periodo estudiado, se observa un incremento del número de días de precipitación de nieve sin que, en paralelo, haya aumentado su cuantía (tabla 2, figura 3), acorde con la tendencia encontrada por López Bustins *et al.* (2008) para el conjunto de la precipitación en la fachada oriental peninsular.

Para el cálculo del coeficiente nivométrico (relación entre el volumen de precipitación total y la caída en forma de nieve) hemos debido asumir, a causa de deficiencias en parte de los datos de la serie, que 1 cm de nieve recién caída equivale a 1 mm de precipitación líquida. En base a ello, de forma provisional pero orientativa, el CN anual medio es del 26%, aumentando al 50% y al 72% al reducir el periodo de referencia, lo cual indica no obstante que se produce precipitación líquida, no despreciable, durante el periodo invernal y nival, como ya se observó en otros enclaves del Pirineo oriental (Salvador Franch, 1985). Debido al método de cálculo asumido, los valores máximos del CN resultan anómalos, superiores al 100% (tabla 2).

	Cantidad de nieve caída					Frecuencia D Pn (Nv-My) (días)	Intensidad Pn máx. en 24h (cm)
	Pn pn (Nv-My) (cm)	Pn pnr (Dc-Ab) (cm)	CN anual (St-Ag) (%)	CN pn (Nv-My) (%)	CN pnr (Dc-Ab) (%)		
media	<b>285</b>	<b>243</b>	<b>26,2</b>	<b>49,9</b>	<b>72,5</b>	<b>33</b>	<b>43</b>
valor máx.	427	363	59,3	(107,9)	(145,9)	51	115
valor mín.	103	89	10,0	20,4	37,2	18	20
C.V.	33,6	33,4	39,2	40,8	39,7	27,8	43,0

*Pn*: Precipitación en forma de nieve.

*pn*: periodo nival extenso, de noviembre a mayo.

*pnr*: periodo nival reducido, de diciembre a abril.

*CN*: Coeficiente nivométrico.

*D Pn*: Días de precipitación en forma de nieve.

Tabla 2: VALORES DE NIVOSIDAD EN NÚRIA, PERIODO 1985-86 a 2012-13

La intensidad de la precipitación de nieve, expresada a través de la cantidad máxima caída en 24 horas, presenta una acusada variabilidad (CV: 43%), su promedio es de 42 cm, aunque oscila entre mínimos de solo 20 cm y el máximo excepcional de 115 cm, registrado durante uno de los episodios de mayor intensidad de las últimas décadas, el 30 de enero de 1986 (Vilar Bonet y Salvador Franch, 1997) (tabla 2, figuras 3a y 4).

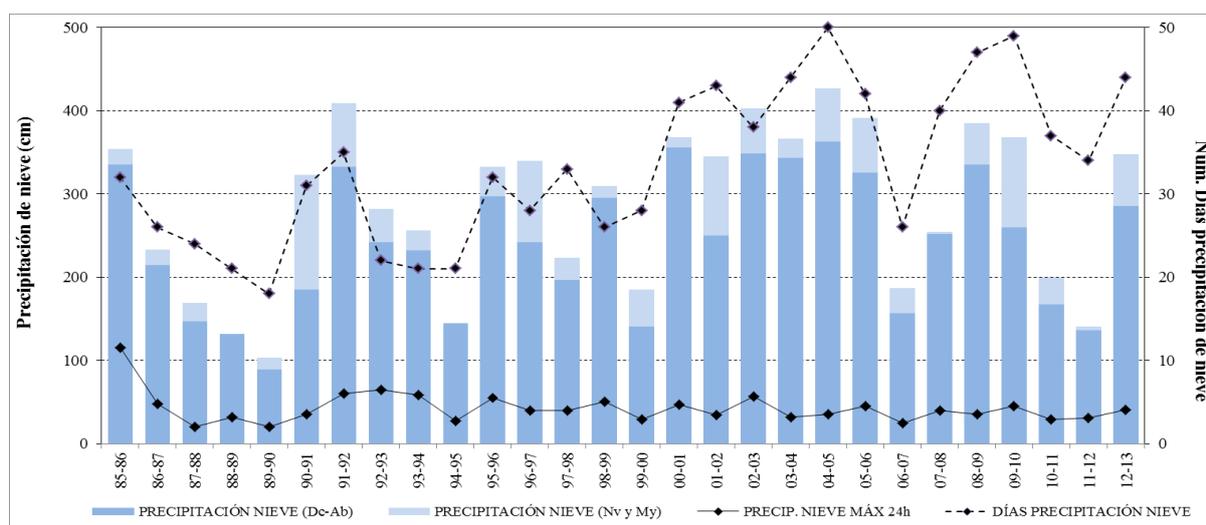


Fig. 4: Evolución de la nivometría en Núria. Periodo 1985-86 a 2012-13.

### 4.3. Innivación

En promedio, el suelo permanece cubierto de nieve 123 días al año, con un máximo registrado de 174 (08-09) y un mínimo ligeramente inferior a 60 días (94-95), aunque este valor oculta un número considerable de días con espesor muy reducido o discontinuo. Si consideramos solamente los días con espesor  $\geq$  a 10 cm, los valores de permanencia se reducen a un promedio ya inferior a 100 días, con máximo de 153 días (95-96) y un mínimo de solo 8 días (89-90). Dada la fragmentación de la presencia del manto observada en las figuras 3a y b, si además, consideramos solo el más prolongado de los periodos en que el manto nival fue, de forma continua,  $\geq$  a 10 cm entonces obtenemos valores de permanencia estable y significativa de la nieve de 75 días en promedio, con el mismo máximo de 153 días (95-96) y un mínimo excepcionalmente bajo de 4 días (89-90), durante el popularmente conocido como año “sin invierno” o mejor “sin nieve” puesto que la termopluviometría de dicho periodo no lo refleja (figura 2). A medida que el criterio de expresión de la permanencia se restringe, aumenta el CV de los valores anuales obtenidos, pasando del 26 al 60% (tabla 3, figuras 5 y 6).

Respecto al espesor alcanzado por el manto de nieve, los máximos registrados han sido de 170 cm, en 95-96, seguido de 155 cm, en 91-92 y 150 cm, en 85-86. Mientras que, en 94-95, 89-90 y 99-00 se alcanzaron solo máximos entre 28 y 30 cm. Su promedio, poco significativo, se sitúa en torno a los 82 cm con una elevadísima variabilidad interanual (CV: 49%). Más interesante, probablemente, es el espesor medio registrado por la serie en relación al número total de días con presencia de nieve, dando un promedio de 50 cm, con máximo de 143 cm

durante la ya comentada temporada excepcional del 95-96, por el contrario un mínimo de sólo 6 cm en la también excepcional del 89-90. La variabilidad interanual alcanza el 63%.

	Permanencia de la nieve en el suelo			Espesor de la nieve en el suelo	
	Dns (Nv-My) (días)	Dns ≥10 cm (días)	D máx. mnc ≥10 cm (días)	Espesor máx. (Nv-My) (cm)	Espesor medio* (Nv-My) (cm)
media	<b>123</b>	<b>94</b>	<b>75</b>	<b>82</b>	<b>50</b>
valor máx.	174	153	153	170	143
valor mín.	58	8	4	28	6
C.V.	26,4	46,7	60,6	48,6	62,8

Dns: Duración de la nieve cubriendo el suelo.

D máx mnc: Duración máxima del periodo con presencia de manto nival continuo.

(\*): en relación al número de días con nieve cubriendo el suelo.

Tabla 3: VALORES DE INNIVACIÓN EN NÚRIA, PERIODO 1985-86 a 2012-13

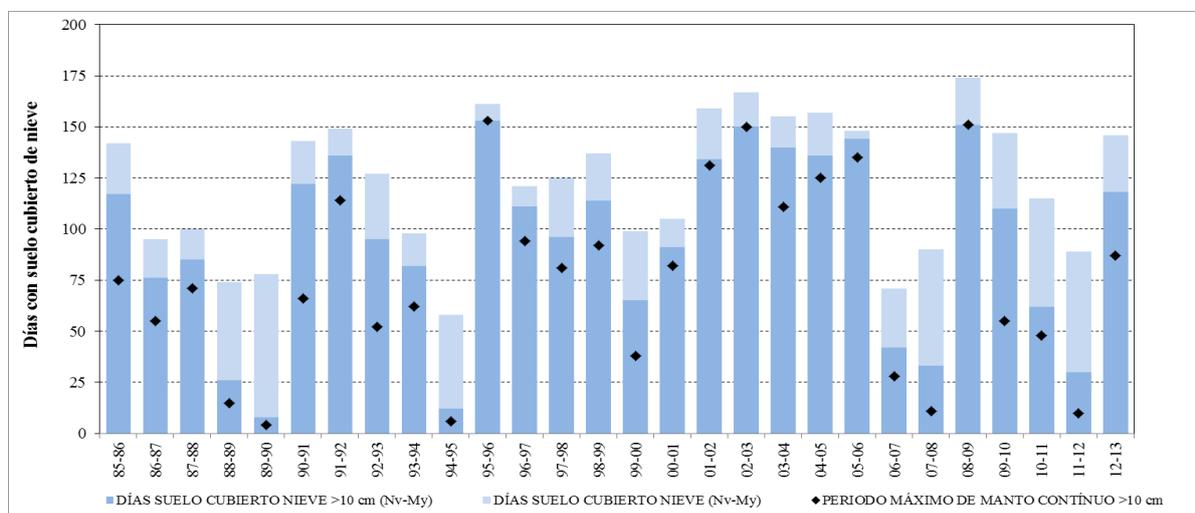


Fig. 5: Evolución de la innivación en Núria. Periodo 1985-86 a 2012-13.

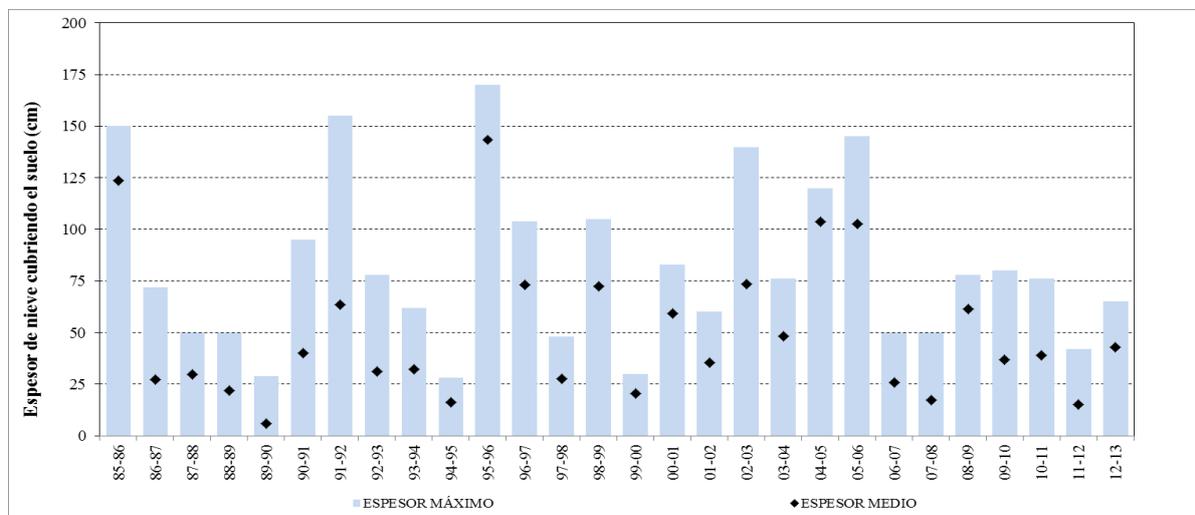


Fig. 6: Evolución de los espesores de nieve en Núria. Periodo 1985-86 a 2012-13.

## 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los valores nivométricos ahora obtenidos para Núria, difieren poco de los hallados para esta misma localidad en trabajos anteriores (Xercavins, 1981, 1983; Vigo, 1983; Vilar Bonet y Salvador Franch, 2000), aunque ahora se ofrecen con mayor detalle. La nivometría de Núria, aún siendo destacable, presenta valores relativamente modestos en relación a otros sectores centropirenaicos (Cuadrat Prats, 1983) e incluso, como era previsible, ligeramente más bajos que los conocidos para otras localidades del Pirineo Oriental, como La Molina (Xercavins, 1981; Salvador Franch, 1985; García Sellés y Salvador Franch, 1994; Vilar Bonet y Salvador Franch, 2001) y Andorra (Vilar Bonet y Salvador Franch, 1996), debido a la ubicación de Núria más hacia el este que las anteriores.

El análisis de los perfiles de innivación elaborados, su secuenciación temporal, así como los indicadores estadísticos obtenidos para la serie estudiada muestran, como rasgo más destacado, la fuerte irregularidad del comportamiento del manto nival en esta localidad del extremo del Pirineo oriental en cuanto a su duración, fragmentación, fechas de inicio y final, y especialmente, variabilidad interanual. Debido a ello, resulta altamente arriesgado por el momento y en base a la serie disponible, proponer un patrón nivoclimático o tendencia de la nivometría de este sector pirenaico.

No se aprecia relación entre los valores termométricos medios de cada temporada con la cantidad total de nieve caída, es decir, que un invierno frío no va asociado sistemáticamente a un invierno nivoso. Precisamente, en el invierno más cálido (00-01) el total de nieve caída suma 368 cm, suponiendo un valor por encima de la media. Ahora bien, es en los inviernos con mayor precipitación, aquellos en que la nieve es más abundante, gracias a la altitud considerable del punto de observación (1.970 m), dependiendo poco de las características de las masas de aire que acompañan las situaciones atmosféricas causantes de precipitación.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la *Estació de Muntanya de Vall de Núria de Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya* y al *Servei de Meteorologia de Catalunya* por facilitar el acceso pormenorizado a los datos diarios de sus respectivas estaciones meteorológicas. A Joan Albert López Bustins por su apoyo constante y consejos en el tratamiento de las series climáticas. Este trabajo se inscribe dentro de las actividades del Grupo de Investigación consolidado SGR2009-0898 *Paisatge i paleoambients a la muntanya mediterrània* (Generalitat de Catalunya).

## 7. REFERENCIAS

Cuadrat Prats, J.M. (1983). “Régimen de días nieve en el Pirineo central y sus factores”. *Ponencias y Comunicaciones VII Coloquio de Geografía (Pamplona, 1981)*. Vol. 1, AGE, Salamanca, pp. 65-67.

García Sellés, C. y Salvador Franch, F. (1994). “Snowfall analysis in the Eastern Pyrenees”. *Annalen der Meteorologie*, 30, pp. 303-306.

López Bustins, J.A., Sánchez Lorenzo, A., Azorín Molina, C. y Ordóñez López, A. (2008). “Tendencias de la precipitación invernal en la fachada oriental de la Península Ibérica”. En Sigró, J., Brunet, M. y Aguilar, E. (Eds.): *Cambio climático regional y sus impactos* (VI Congreso Intern. de la AEC, Tarragona, 2008). AEC, pp. 161-171.

Martín Vide, J. (1985). “Estacionalidad de la precipitación y mediterraneidad en el Pirineo catalán”. *Notes de Geografia Física*, 13-14, pp. 57-65. Universitat de Barcelona.

Salvador Franch, F. (1985). “Aportación al estudio nivoclimático del Pirineo oriental”. *Notes de Geografia Física*, 13-14, pp. 67-84. Universitat de Barcelona.

SMC (2008). *Atlas climàtic de Catalunya: període 1961-1990. Termopluiometria*. ICC.

Vigo Bonada, J. (1983). “El Clima”. En *El poblament vegetal de la Vall de Ribes. Acta Botanica Barcinonensia*, 35, pp. 29-48. Universitat de Barcelona.

Vilar Bonet, F. y Salvador Franch, F. (1996). “Variaciones y tendencia secular de la precipitación de nieve en Andorra (Pirineo Oriental)”. En Marzol, M.V., Dorta, P. y Valladares, P. (Eds.): *Clima y agua: la gestión de un recurso climático (III Reunión Nacional de Climatología, La Laguna, 1996)*. AGE, La Laguna, pp. 87-97.

Vilar Bonet, F. y Salvador Franch, F. (1997). “Excepcionalitat nivopluiomètrica de l’hivern 95/96 al Pirineu català”. *Penell*, 4, pp. 9-11. ACOM.

Vilar Bonet, F. y Salvador Franch, F. (2000). “El Clima”. En Panareda Clopés, J.M. y Salvador Franch, F. (Eds.): *El paisaje del valle de Núria (Pirineos Orientales)*. Aster Ed., Terrassa, pp. 25-48.

Vilar Bonet, F. y Salvador Franch, F. (2001). “Caracterización de episodios de nevadas intensas en el Pirineo oriental catalán”. En Pérez Cueva, A.J., López Baeza, E. y Tamayo Carmona, J. (Eds.): *El Tiempo del Clima (II Congreso de la AEC, València, 2001)*. AEC, pp. 423-434.

Xercavins Comas, A. (1981). *Los climas de montaña media y alta en el Pirineo Oriental. Análisis de las precipitaciones*. Tesis Doctoral. 3 vols. Universitat de Barcelona.

Xercavins Comas, A. (1983). “El régimen anual de nieves en el Pirineo oriental”. En *Ponencias y Comunicaciones VII Coloquio de Geografía (Pamplona, 1981)*. Vol. 1, AGE, Salamanca, pp. 69-74.

## COMPORTAMIENTO TÉRMICO DEL SUSTRATO ROCOSO EN EL SECTOR DE CUMBRES DE SIERRA NEVADA (2002-2013)

Antonio GÓMEZ ORTIZ<sup>1</sup>, Ferran SALVADOR FRANCH<sup>1</sup>, Marc OLIVA<sup>2</sup>,  
Montserrat SALVÀ CATARINEU<sup>1</sup>, David PALACIOS ESTREMER<sup>3</sup>,  
Luis Miguel TANARRO GARCÍA<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Departament de Geografia Física i A.G.R. Universitat de Barcelona*

<sup>2</sup>*Instituto de Geografia e Ordenamento do Território. Universidade de Lisboa*

<sup>3</sup>*Departamento de A.G.R. y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid*

gomez@ub.edu, fsalvador@ub.edu, oliva\_marc@yahoo.com, salva@ub.edu, davidp@ghis.ucm.es,  
pace@ghis.ucm.es

### RESUMEN

En el verano del año 2000 se realizó una perforación de 114,5 m. de profundidad en el sustrato del picacho del Veleta, a 3380 m (Sierra Nevada, sector occidental). Las condiciones térmicas mostraron la inexistencia de *permafrost*. Desde el año 2002 y hasta el presente se viene obteniendo información térmica de los primeros 60 m. de la perforación aludida, a partir de una cadena de 11 sensores térmicos tipo UTL1. Los resultados más relevantes obtenidos durante el periodo 2002-2013, se sintetizan así.

Las mayores amplitudes térmicas medias diarias se registran en los sensores más superficiales, hasta los -1,2 m, que se alcanzan los 22,3°C. Las variaciones de esta amplitud térmica son significativas hasta -10 m y más atenuadas hasta -15-20 m. A 60 m de profundidad, se han registrado pequeñas oscilaciones de temperatura entre los 2,38 y 2,61°C, aunque a partir de enero de 2010 se han mantenido constantes en 2,61°C. No se ha detectado en todo el perfil muestreado temperaturas negativas permanentes. El espesor del horizonte congelado estacional es muy variable y dependiente de las condiciones climáticas externas (temperatura del aire y espesor y duración de la nieve). La profundidad más constante que alcanza es hasta 0,6 m con valor medio que oscila entre -3,32 y -1,40°C. Por debajo de -1,2 m los valores medios anuales de toda la serie son positivos oscilando entre 2,88°C, en los -2,6 m hasta los 2,47°C en los -60 m.

Acerca del comportamiento térmico medio estacional hay que resaltar que el invierno y la primavera son las estaciones que mantienen temperaturas negativas hasta los -0,6 m de profundidad, entre -0,06° y -0,89°C. Los valores más cálidos se registran en verano hasta los -1,2 m, entre 9,74 y 6,96°C y en otoño, aunque ahora se sitúan en la franja de -0,6 y -4 m, con valores que oscilan entre 4 y 4,56°C. Los niveles más profundos del sondeo muestreado, tramo de -20 y -60 m de profundidad, son los que mantienen temperaturas más estabilizadas a lo largo del año, entre 2,38 y 2,48°C.

**Palabras clave:** Picacho del Veleta, Sierra Nevada, temperatura del suelo, *permafrost*, suelo helado estacional.

### ABSTRACT

A 114.5 m deep drilling was carried out in summer of 2000 in the bedrock of the Veleta peak, at 3380 m in the westernmost fringe of the Sierra Nevada massif. Thermal conditions showed

the absence of permafrost. Since 2002 and until today soil temperatures are being recorded at the first 60 m depth of this drilling based on 11 UTL-1 thermal loggers. The most relevant results obtained during the period 2002-2013, are summarized as follows:

The largest temperature ranges are recorded on the most external sensors until 1.2 m depth, where temperature ranges reached 22.3°C. Temperature variations are significant until 10 m depth and less pronounced until 15-20 m. At 60 m depth, temperatures have oscillated between 2.38 and 2.61 ° C, although since January 2010 temperatures have remained stable at 2.61°C. Permanent negative temperatures have not been detected in all the monitored levels. The thickness of the seasonal frozen layer is highly variable and dependent on external weather conditions (air temperatures as well as thickness and duration of snow). Frozen soil conditions reached on average 0.6 m depth, with values ranging between -3.32 and -1.4°C. Under -1.2 m the annual average values of the series are also always positive, between 2.88°C (at 2.6 m) and 2.47° (at 60 m).

Regarding the seasonal thermal dynamics, winter and spring are the seasons recording mean negative temperatures until 0.6 m depth, between -0.06° and -0.89°C, respectively. The highest summer temperatures are recorded in the first 1.2 m (between 9.74 and 6.96 °C) and in autumn in the levels between 0.6 and 4 m depth (4 and 4.56°C). The deeper levels between 20 and 60 m depth recorded stable temperatures throughout the year, between 2.38 and 2.48°C.

**Key words:** Sierra Nevada, Veleta peak, soil temperatures, permafrost, seasonal forst.

## 1. INTRODUCCIÓN

En el año 2000, en el marco del proyecto *Permafrost and Climate Change in Europa (PACE)*, se realizaron una serie de perforaciones decamétricas en diferentes macizos europeos a lo largo de un transecto que unía Svalbard (78°N) con Sierra Nevada (37°N). Su finalidad era detectar la existencia o no de *permafrost* y, al tiempo, hacer un seguimiento térmico de las condiciones climáticas del interior del suelo y del techo del *permafrost*, en el caso de que existiera. Las perforaciones más meridionales se ejecutaron en Sierra Nevada, pues fue en este macizo, en las cabeceras de sus barrancos, donde quedaron instalados los glaciares cuaternarios a más baja latitud de Europa, así como también aquellos otros históricos que tuvieron lugar durante la Pequeña Edad del Hielo. El sector preciso donde se desarrollaron estas perforaciones, en número de dos, fueron en el área de cumbres del extremo occidental. Una, en el picacho del Veleta, en sustrato de micasquitos, a 3.380 m de altitud y alcanzó 114,5 m. La segunda, en la base del circo del Corral del Veleta, a 3.150 m de altitud, en material detrítico de bloques y clastos de grueso calibre alcanzándose ahora una profundidad de 1,5 m. Los resultados de ambas perforaciones apuntaron a la inexistencia de *permafrost* en el picacho del Veleta, pero sí a la existencia de cuerpos helados en la base del Corral del Veleta (Gómez Ortiz *et al.*, 1999; Salvador Franch, *et al.*, 2011). Los datos en el picacho del Veleta procedieron de observaciones térmicas puntuales a -114,5 m, que mostraron un valor de 2,2°C, mientras que para el Corral del Veleta fue el testigo de hielo con clastos adheridos obtenido en el nivel de -1,5 m.

El objetivo de esta comunicación es aportar datos del comportamiento térmico del sustrato rocoso del picacho del Veleta durante el periodo 2002-2013 y, con ello, sustentar con más rigor las observaciones térmicas puntuales obtenidas de la perforación realizada en 2000. Además, analizar de la serie capturada durante el periodo 2002-2013, la variación que experimenta la temperatura a lo largo del año en los primeros sesenta metros de profundidad.

## 2. ÁREA DE ESTUDIO

El picacho del Veleta (3.398 m) es un monolito rocoso que sobresale del nivel de cumbres de Sierra Nevada instalado en su extremo occidental, entre el cerro de los Machos (3.327 m) y el veredón que desciende al Corral. Labrado en series de micaesquistos y cuarcitas mantiene un desnivel vertical superior a los 300 m en su cara norte, en contraposición con aquel otro menos acusado de su cara oeste. La morfología que presenta refleja una combinación de acción glaciaria pasada y periglaciaria reciente y actual. En tal sentido, destacan en cumbres grietas y pasillos de descompresión glaciaria abiertos en sustrato así como cúmulos de bloques y lajas plurimétricas (p.e. Lastrones del Veleta) (figura 1).

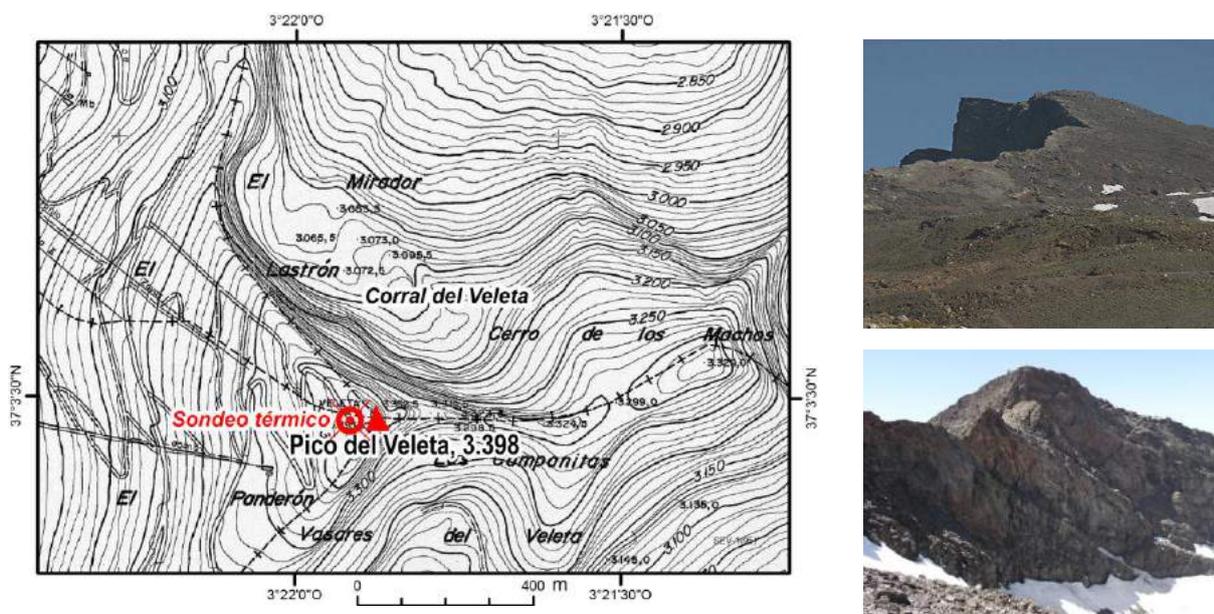


Fig. 1: Sector occidental de Sierra Nevada y Picacho del Veleta (vertiente oeste y norte).

Durante los periodos glaciares cuaternarios el picacho del Veleta debió comportarse a manera de *hörn* presidiendo las cabeceras de los sistemas glaciares del Guarnón, Dílar-Monachil, Veleta y Valdeinfierno. Dataciones cosmogénicas otorgan, como mínimo, a tal comportamiento geomorfológico una edad de 32,1 ka BP. (Gómez Ortiz *et al.*, 2012a). La cara norte del picacho del Veleta se define por su Corral, en cuya base, que conforma un cuenco ovalado, quedó alojado durante la Pequeña Edad del Hielo un pequeño foco glaciario, al igual que sucedió en otras cabeceras de cumbres de Sierra Nevada (Oliva *et al.*, 2012). De la existencia del foco glaciario del Corral del Veleta se dispone de abundante información de época, de gran interés a partir del siglo XVII (Gómez Ortiz *et al.*, 2012b). En la actualidad de él no existe rastro visible, pero aún mantiene restos de aquellos hielos glaciares bajo paquetes de clastos, aunque en proceso continuado de degradación (Gómez Ortiz *et al.*, 2012b).

## 3. MATERIALES Y MÉTODOS

La perforación del picacho del Veleta se realizó a 3.380 m de altitud y a 75 m de distancia del tajo de su cara norte, que preside el Corral del Veleta. Los trabajos mecánicos tuvieron lugar en septiembre del año 2000. El sustrato perforado, de series de micaesquistos feldespáticos y grafitosos, alcanzó la profundidad de 114,5 m. El vacío de la perforación se entubó con PVC

en cuyo interior se dispuso una cadena de sensores de temperatura autónomos de registro continuo tipo *datalogger* UTL-1 (*Universal Temperature Datalogger*, rango  $-29/+39^{\circ}\text{C}$ , precisión  $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ ) (figura 2).



Fig. 2: Perforación en el picacho del Veleta y *datalogger* tipo UTL1 utilizado.

En una primera etapa, 2000-2002, el tramo cubierto por la cadena de sensores incluyó 18 dispositivos con alcance hasta los  $-100$  m de profundidad. La captación de datos fue completa, aunque puntual, una toma por año. En una segunda etapa, desde 2002-2003 hasta la actualidad, se han controlado de forma continua los 60 primeros metros de profundidad a partir de una cadena de 11 sensores. El motivo de este cambio de proceder se debió a problemas técnicos de instrumentación detectados en agosto de 2002 y causados por las continuas corrientes de agua interna que inundaban las zonas más profundas el conducto entubado.

La captación de datos durante esta segunda fase se ha realizado de forma continua a intervalos regulares de 2 horas. Los registros capturados por sensor/año se fijan en torno a 4.380. Los niveles controlados han sido: 0,2; 0,6; 1,2; 2,6; 4; 7; 10; 13; 15; 20 y 60 m. El período de observación analizado abarca desde septiembre de 2002 hasta agosto de 2013. La recogida de información se ha realizado anualmente, siempre a finales del mes de agosto. Durante ella los datos acumulados en los sensores se volcaron y almacenaron en base de datos y, una vez depurados, se han tratado estadísticamente.

#### 4. RESULTADOS

Los resultados que a continuación se ofrecen completan y detallan aquellos otros preliminares que recientemente hemos presentado (Gómez Ortiz *et al.*, 2014). Además, también se incluyen aquellos otros de la temperatura del aire (Salvador Franch *et al.*, 2011), para establecer relaciones con los del interior del sustrato o tener punto de referencia comparativo.

El comportamiento térmico medio anual en profundidad presenta tendencia generalizada decreciente oscilando entre  $3,25^{\circ}\text{C}$ , a  $-0,6$  m y  $2,25^{\circ}\text{C}$ , a  $-15$  m. La temperatura media del aire es de  $0,07^{\circ}\text{C}$ . La amplitud térmica máxima se registra a  $-0,2$  m, con  $22,34^{\circ}\text{C}$  y la menor a  $-60$  m, con  $0,23^{\circ}\text{C}$ . El tramo entre los  $-13$  y  $-60$  m es el que más tiende a acercarse a la amplitud  $0^{\circ}\text{C}$ , aunque sin lograrse. La temperaturas medias diarias de las máximas se concentran en el

tramo superior del perfil muestreado con valores entre 16,54°C y 12,34°C. Y así también ocurre con las medias diarias de las mínimas, ahora entre -5,80°C y -0,75°C (tabla 1).

Prof. (m)	datos disp. (%)	T media serie (°C)	T med.diar. Máx. (°C)	T med.diar. mín. (°C)	Amplitud T med.diar. (°C)	σ SD T med.diar. (°C)
<b>Aire</b>	85,6	<b>0,07</b>	15,96	-21,94	37,90	7,31
<b>-0,2</b>	100,0	<b>2,84</b>	16,54	-5,80	22,34	5,40
<b>-0,6</b>	91,0	<b>3,25</b>	15,56	-3,15	18,72	5,01
<b>-1,2</b>	100,0	<b>3,19</b>	12,34	-0,75	13,09	3,91
<b>-2,6</b>	90,9	<b>2,88</b>	8,39	0,15	8,24	2,37
<b>-4,0</b>	100,0	<b>2,57</b>	6,28	0,36	5,92	1,54
<b>-7,0</b>	100,0	<b>2,58</b>	3,97	1,47	2,50	0,64
<b>-10,0</b>	75,5	<b>2,35</b>	2,91	1,70	1,21	0,31
<b>-13,0</b>	100,0	<b>2,30</b>	2,61	1,92	0,69	0,17
<b>-15,0</b>	100,0	<b>2,25</b>	2,42	1,92	0,50	0,14
<b>-20,0</b>	76,1	<b>2,39</b>	2,61	2,15	0,46	0,05
<b>-60,0</b>	100,0	<b>2,47</b>	2,61	2,38	0,23	0,11

Tabla 1: TEMPERATURAS MEDIAS ANUALES DEL AIRE Y EN PROFUNDIDAD EN EL PICO DEL VELETA (2002-2013)

El régimen estacional medio relativo a la variación térmica en profundidad sigue patrones diferenciados. Hasta -1,2 m de profundidad es VOPI (verano, otoño, primavera, invierno), al igual que en el aire. Los valores máximos se instalan en verano con rangos entre 9,76 y 6,97°C. En este mismo tramo de profundidad también se incluyen los más fríos abarcando el invierno y la primavera con rangos entre -0,89 y 0,68°C. Entre -2,6 m y -7 m el patrón es OVIP. Ahora los valores más elevados se fijan en otoño, entre 5,31 y 3,20°C y los más bajos en primavera, entre 2,22 y 0,68°C. Entre -10 y -13 m el patrón estacional es IPOV, mostrando los valores más elevados en invierno y los más bajos en verano y otoño, entre 2,62 y 2,10°C para todo el año. A partir de -15 m la variación térmica estacional tiende a homogeneizarse y de forma más acusada entre -20 y -60 m. En esta última cota la diferencia entre valores estacionales es de 0,03°C, situándose entre 2,48 y 2,45°C (tabla 2).

Prof (m)	T media (°C)				T media diaria Máxima (°C)				T media diaria mínima (°C)				Amplitud T media (°C)				σ SD T media diaria (°C)			
	O	I	P	V	O	I	P	V	O	I	P	V	O	I	P	V	O	I	P	V
<b>Aire</b>	<b>0,58</b>	<b>-6,49</b>	<b>-2,26</b>	<b>9,13</b>	12,1	4,28	12,4	16	-14,3	-21,9	-15,9	-3,98	26,4	26,2	28,3	20	5,24	4,39	5,04	3,61
<b>-0,2</b>	<b>2,94</b>	<b>-0,89</b>	<b>-0,45</b>	<b>9,76</b>	13,97	0,25	12,65	16,54	-4,42	-5,80	-2,76	-0,31	18,39	6,05	15,41	16,85	3,83	0,81	1,29	5,18
<b>-0,6</b>	<b>4,12</b>	<b>-0,08</b>	<b>-0,17</b>	<b>9,12</b>	13,80	1,02	10,84	15,56	-0,53	-3,15	-1,87	-0,08	14,33	4,17	12,71	15,64	3,66	0,68	1,02	5,23
<b>-1,2</b>	<b>5,03</b>	<b>0,68</b>	<b>0,08</b>	<b>6,97</b>	11,82	1,92	6,24	12,34	0,80	-0,53	-0,75	-0,08	11,02	2,45	6,99	12,42	2,99	0,59	0,56	4,21
<b>-2,6</b>	<b>5,31</b>	<b>1,77</b>	<b>0,68</b>	<b>3,77</b>	8,39	3,29	1,81	8,17	2,15	0,58	0,36	0,15	6,24	2,71	1,45	8,02	1,60	0,60	0,29	2,56
<b>-4,0</b>	<b>4,56</b>	<b>2,32</b>	<b>1,12</b>	<b>2,28</b>	6,28	3,52	1,92	5,58	2,61	1,02	0,58	0,36	3,67	2,50	1,34	5,22	0,75	0,58	0,36	1,48
<b>-7,0</b>	<b>3,20</b>	<b>3,00</b>	<b>2,22</b>	<b>1,90</b>	3,97	3,74	2,83	3,06	1,92	2,36	1,70	1,47	2,05	1,38	1,13	1,59	0,41	0,33	0,31	0,32
<b>-10,0</b>	<b>2,31</b>	<b>2,62</b>	<b>2,40</b>	<b>2,10</b>	2,91	2,83	2,83	2,38	1,70	2,15	1,92	1,70	1,21	0,68	0,91	0,68	0,30	0,21	0,23	0,23
<b>-13,0</b>	<b>2,22</b>	<b>2,35</b>	<b>2,38</b>	<b>2,25</b>	2,61	2,61	2,61	2,61	1,92	2,15	2,15	1,92	0,69	0,46	0,46	0,69	0,14	0,15	0,15	0,18
<b>-15,0</b>	<b>2,17</b>	<b>2,26</b>	<b>2,29</b>	<b>2,27</b>	2,38	2,38	2,38	2,42	1,92	1,92	2,15	1,94	0,46	0,46	0,23	0,48	0,15	0,13	0,11	0,12
<b>-20,0</b>	<b>2,39</b>	<b>2,38</b>	<b>2,39</b>	<b>2,41</b>	2,61	2,38	2,61	2,61	2,38	2,30	2,38	2,15	0,23	0,08	0,23	0,46	0,03	0,00	0,03	0,08
<b>-60,0</b>	<b>2,45</b>	<b>2,46</b>	<b>2,47</b>	<b>2,48</b>	2,61	2,61	2,61	2,61	2,38	2,38	2,38	2,38	0,23	0,23	0,23	0,23	0,10	0,11	0,11	0,11

Tabla 2: TEMPERATURAS MEDIAS ESTACIONALES DEL AIRE Y EN PROFUNDIDAD EN EL PICO DEL VELETA (2002-2013)

La llegada y propagación hacia el interior del suelo de la onda térmica con valor negativo aparece en el mes de octubre pudiendo permanecer la temperatura con este signo hasta finales de primavera o inicios del verano. El espesor del horizonte congelado estacionalmente es muy variable y dependiente de las condiciones climáticas imperantes. Durante el periodo de

observación ha fluctuado entre los 30-60 cm y de forma excepcional hasta los 2 metros de profundidad. Los valores negativos medios mayoritarios se han fijado entre -3,32 y -1,4°C en los primeros 60 cm. de profundidad. Por debajo de este nivel los valores medios anuales durante el resto del año se mantienen positivos hasta el nivel muestreado (tabla 2).

## 5. DISCUSIÓN

Los datos térmicos del sustrato del picacho del Veleta hasta los 60 m muestran valores alejados del punto de congelación. En Sierra Nevada no hay condiciones de *permafrost* salvo en enclaves aislados de topografía favorable (Gómez Ortiz *et al.*, 2001), tal y como sucede en el resto de las más altas cumbres peninsulares, como en Pirineos (Lugon *et al.*, 2004; Serrano *et al.*, 2001, 2006) y, probablemente, Picos de Europa (Ruiz Fernández, 2012).

Las temperaturas medias anuales para el periodo 2002-2013 son ampliamente positivas en todos los sensores, oscilando éstas entre 3,25 y 2,25°C. Si bien la amplitud térmica anual entre las temperaturas medias de las cotas muestreadas no supera 1°C, el rango entre temperaturas extremas en cada sensor denota un comportamiento significativamente diferenciado, sobre todo hasta los -13 m de profundidad (figura 3). La amplitud térmica máxima se concentra por encima de los -7 m, en particular por encima de los -1,2 m con valores instalados entre los 22,34 y 18,72°C. La razón se debe a la influencia de la radiación externa, con claro reflejo en el comportamiento del patrón estacional.

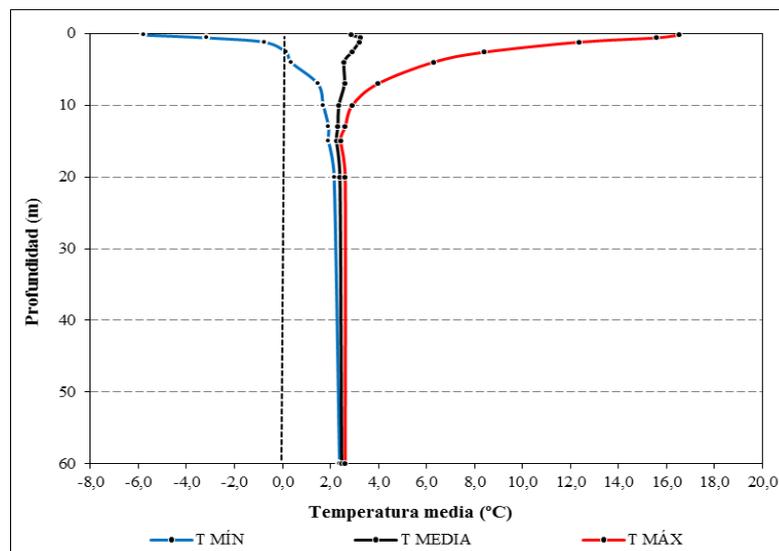


Fig. 3: Comportamiento térmico medio anual en profundidad (periodo 2002-2013).

El comportamiento térmico anual, contemplado estacionalmente se ofrece diferenciado en profundidad y mantiene, a grandes rasgos y en sus niveles más superficiales, ritmo similar a la temperatura del aire (figura 4 superior), aunque con magnitudes de valores inferiores. Por lo que respecta al interior del sustrato hasta los -4 m se distingue una estación fría de congelamiento, sobre todo por encima de los -1,2 m (en particular en los primeros -60 cm), que abarca desde octubre a mayo-junio. También se distingue otra estación cálida con temperaturas superiores a los 10°C en los niveles más elevados, ahora centrada en julio y

agosto (figuras 4 y 5). El tránsito de la estación cálida a la fría y viceversa se opera en un corto periodo de tiempo, como también sucede en el aire.

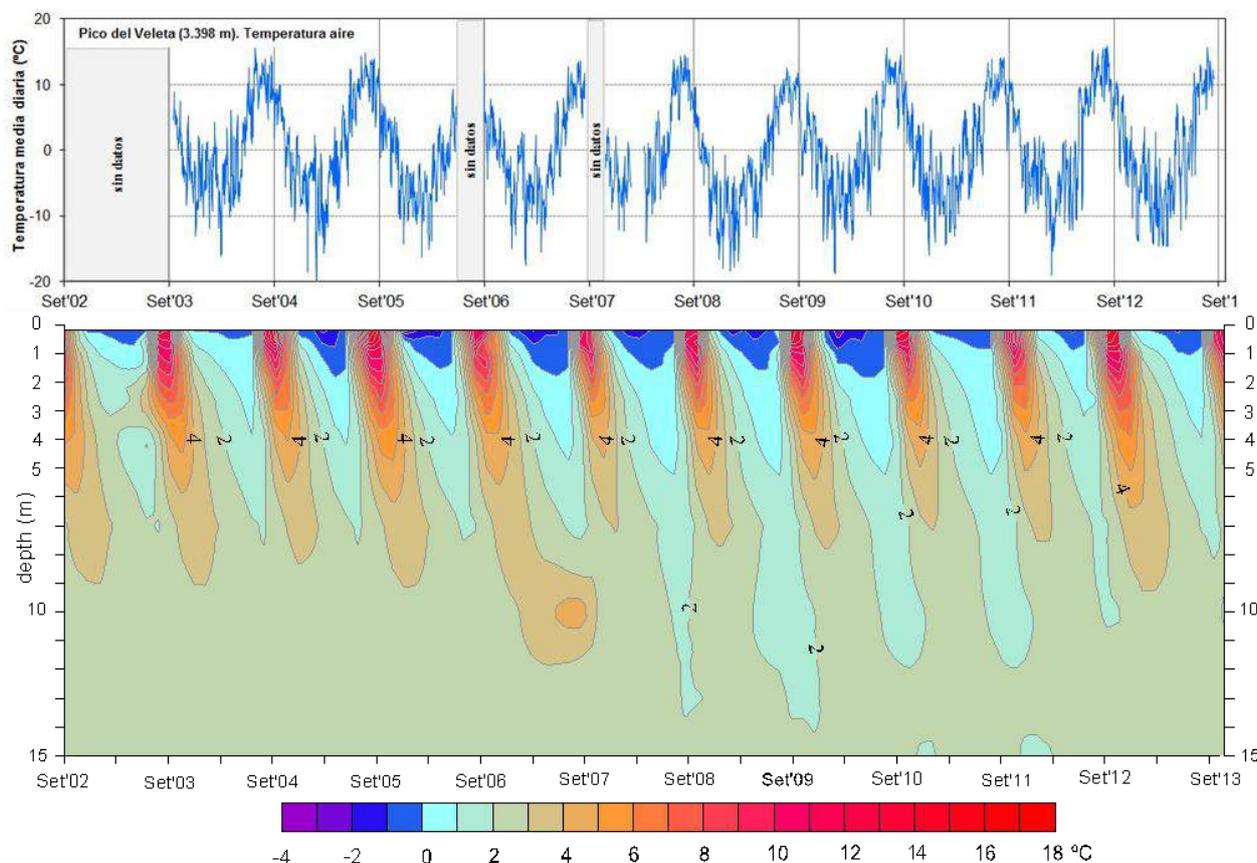


Fig. 4: Parte superior, variación térmica diaria del aire. Parte inferior, distribución de las isothermas diarias en profundidad hasta -15 m (periodo 2002-2013).

El tránsito hacia valores positivos ocurre generalmente apenas la nieve desaparece del suelo, generalmente a finales de mayo-junio y en pocas semanas los primeros decímetros del suelo consolidan temperaturas próximas a los 10°C. El tránsito hacia valores negativos se produce a partir de mediados de septiembre-octubre y se consolida en noviembre con las primeras nevadas. Por debajo de los -4 m las variaciones térmicas son más amortiguadas hasta el punto de que la amplitud térmica no supera 1°C por lo que no existe diferenciación estacional.

La casi nula amplitud térmica que se detecta por debajo de los -20 m (entre 0,46 y 0,23°C, con  $SD \leq 0,11^\circ\text{C}$ ) debe estar relacionada con la debilidad o ausencia de llegada de la onda térmica externa, de signo negativo o positivo. Por encima de esa profundidad, durante la estación fría, que resulta larga, el contraste que presenta el nivel entre -0,2 y -1,2 m del interior del sustrato (-0,89/0,68°C) frente al del aire (-6,49°C) se explica por el elevado albedo de la nieve que recubre el suelo, que reduce muy considerablemente la transmisión de temperaturas negativas en el seno de la perforación. Durante la estación cálida también existe diferencia térmica pero tenue, afectando ahora a los niveles superiores de la perforación, por encima de los 0,6 m, que son más cálidos que la del aire (9,76°C en el nivel -0,2m frente a 9,13°C del aire), lo que demuestra de nuevo la limitada eficacia de la expansión de la onda térmica quedando sus efectos anulados entre los -4 y -7 m. Las causas principales quizá, ahora, se deban a la corta

duración de la estación cálida y a la considerable y repetitiva amplitud térmica del aire entre el día y la noche, impuesta por la altitud y la escasa humedad atmosférica.

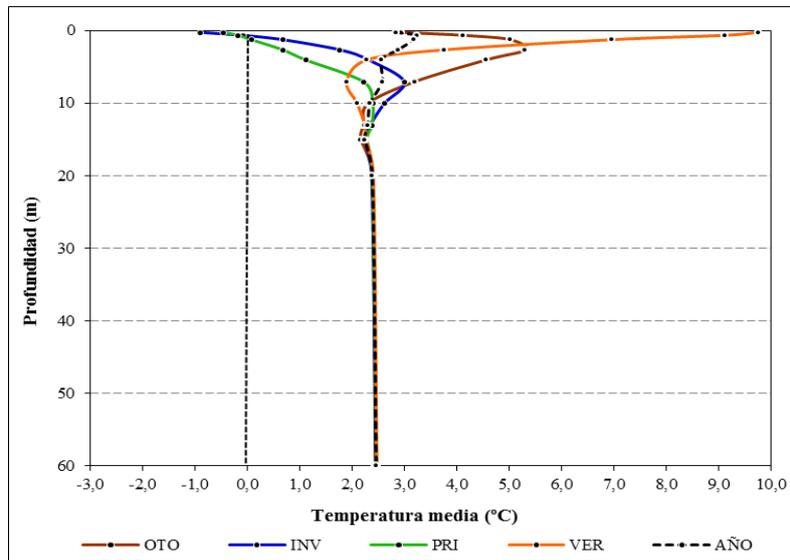


Fig. 5: Comportamiento térmico medio estacional en profundidad (periodo 2002-2013).

Prof. (m)	T (°C)	
	08/09/2001 12:00 TMG	27/08/2002 12:00 TMG
-0,2	9,9	7,4
-0,6	10,8	9,6
-1,2	10,2	9,7
-2,6	7,6	7,8
-4,0	5,3	5,5
-7,0	2,8	2,9
-10,0	2,3	2,5
-13,0	2,3	2,4
-15,0	2,6	2,6
-20,0	2,5	2,6
-30,0	2,4	2,5
-40,0	2,5	2,6
-50,0	2,5	2,6
-60,0	2,4	2,5
-70,0	2,4	2,5
-80,0	2,3	2,4*
-90,0	2,3	2,3*
-100,0	2,2	2,3*

\* nivel sumergido en agua

Tabla 3: TEMPERATURAS PUNTUALES EN EL INTERIOR DEL SONDEO MEDIDAS EN SEPTIEMBRE 2001 Y AGOSTO 2002

Para concluir cabe preguntarse cual debe ser el comportamiento de la temperatura por debajo de los -60 m muestreados, pues sobre ello sólo tenemos conocimiento puntual que se remonta al año 2001, apenas realizada la perforación. Entonces, a -100 m se registraron 2,2 y 2,3°C en 2001 (8 de septiembre) y 2002 (27 de agosto), respectivamente (tabla 3). Ante tales valores y dada la evolución de la temperatura a -60 m. cabe suponer que en la base del sondeo sus condiciones térmicas actuales deben continuar estando lejanas al punto de congelación por lo

que impiden la existencia de *permafrost*. Sin embargo, cabe preguntarse que comportamiento térmico debe caracterizar la cota de -300 m, coincidente con la base del Corral del Veleta, donde aún persisten cuerpos helados en profundidad.

## 6. CONCLUSIONES

Los datos térmicos del picacho del Veleta presentados en este estudio complementan otros estudios sobre dinámica de temperaturas ya realizados en diferentes geoformas de las altas cumbres de Sierra Nevada (Gómez Ortiz *et al.*, 1999; Salvador Franch *et al.*, 2011; Oliva *et al.*, 2014). La lejanía de los valores térmicos medios anuales en el suelo (2,84 y 3,25°C) respecto a los 0°C sugiere que condiciones de *permafrost* espacialmente extendidas en las altas cumbres de Sierra Nevada probablemente no se han dado durante el Holoceno (Oliva *et al.*, 2012, 2014). Regímenes térmicos de *permafrost* durante el presente interglaciar debieron de tener carácter puntual, quedando circunscritos a enclaves de topografía favorable a la sobrealimentación nival y fusión tardía de la nieve, probablemente coetáneos a la existencia de focos glaciares y durante periodos inmediatamente posteriores a ellos.

En la actualidad, las temperaturas medias anuales del sustrato del picacho del Veleta oscilan entre los 3,25°C, a los -0,6 m. de profundidad y los 2,47°C en la cota de los -60 m. Los datos de los valores extremos anuales atestiguan variabilidad significativa interanual e intranual hasta los -1,2 m, tienden a reducirla hasta los -20 m y a partir de tal profundidad se instalan en torno a los 2,47°C.

Respecto al alcance de la expansión de onda térmica de signo negativo, ésta cubre repetidamente hasta los -0,6 m. Esto sucede durante la estación fría que abarca desde octubre a junio. Durante este periodo la temperatura oscila entre -3,32 y -1,40°C. La llegada de la onda térmica de signo negativo se opera en un muy corto tiempo, al igual que su desaparición.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la inexistencia de condiciones actuales de *permafrost* en las más altas cumbres de Sierra Nevada. Se constata un comportamiento diferenciado con respecto a lo que acontece en el fondo de los circos septentrionales más elevados. Por ejemplo, en el adyacente Corral del Veleta, donde se ha atestiguado la existencia de *permafrost* e hielo glaciar relicto bajo espesos paquetes de bloques, donde las temperaturas son negativas permanentemente por debajo de la capa activa.

Esta comunicación es un análisis del comportamiento térmico del sustrato rocoso del picacho del Veleta. Posteriores trabajos deberán valorar la bondad de los datos tratados de esta serie y afrontar las tendencias que pudieran inferirse acerca del clima del pasado histórico de Sierra Nevada, enclave montañoso de especial sensibilidad climática en el contexto de las montañas mediterráneas del sur de Europa.

## 7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido amparado por los proyectos de investigación CSO2009-06961 y CSO2012-30681 del Ministerio de Economía y Competitividad. Nuestro agradecimiento a Miguel Ramos Sainz, de la Universidad de Alcalá de Henares, por su decisivo cometido durante el desarrollo del proyecto PACE, a Lothar Schulte por su contribución en las campañas de campo de control térmico, y a Paulo da Silva Pereira y Joan Albert López Bustins por sus consejos en el tratamiento de datos. Marc Oliva agradece a la AXA *Research*

*Fund* la concesión de un contrato postdoctoral durante el cual se ha escrito la presente comunicación.

## 8. REFERENCIAS

- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Ramos Sainz, M., Schulte, L., Salvador Franch, F. y Tanarro, L.M. (1999). Degradación de permafrost en Sierra Nevada y repercusiones geomorfológicas: el caso del Corral del Veleta. Resultados preliminares. *Boletín de la AGE*, 27, 7-21.
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Ramos, M., Tanarro, L.M., Schulte, L., & Salvador Franch, F. (2001). Location of Permafrost in Marginal Regions: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 93-110.
- Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Sanjosé Blasco, J.J.; Palacios, D.; Oliva Franganillo, M.; Salvà Catarineu, M.; Tanarro, L.M.; Raso Nadal, J.M.; Atkinson, A.; Schulte, L.; Plana Castellví, J.A.; Santos, B.M. y Serrano Giné, D. (2012a). Degradación de hielo fósil y permafrost y Cambio climático en Sierra Nevada. *Proyectos de Investigación en Parques Nacionales 2008-2011*. Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid, pp. 25-43.
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez Selem, L. y Salvador Franch, F. (2012b). The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 159-160, 93-105.
- Gómez Ortiz, A.; Salvador, F.; Salvà, M.; Oliva, M.; Palacios, D.; Tanarro, L. y Schulte, L. (2014). Inexistence of permafrost at the top of Veleta peak (Sierra Nevada, Spain). *Geophysical Research Abstracts*. European Geoscience Union, General Assembly 2014. Vienna (Austria), 27th April - 2nd May, 2014, Vol. 16, EGU2014-6690.
- Lugon, R., Delaloyé, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C. y González Trueba, J.J. (2004). Permafrost and Little Ice Age relationships, Posets massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 207-20.
- Oliva, M. y Gómez Ortiz, A. (2012). Late Holocene environmental dynamics and climate variability in a Mediterranean high mountain environment (Sierra Nevada, Spain) inferred from lake sediments and historical sources. *The Holocene*, 22 (8): 915-927.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Salvà, M. y Salvador Franch, F. (2014). Present-day solifluction processes in the semiarid range of Sierra Nevada (Spain). *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. DOI: <http://dx.doi.org/10.1657/1938-4246-46.2.73>
- Salvador Franch, F., Gómez Ortiz, A., Salvà, M. y Palacios, D. (2011). Caracterización térmica de la capa activa de un glaciar rocoso en medio periglacial de alta montaña Mediterránea. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), 25-48.
- Ruiz Fernández, J. (2012). *Las formas de modelado glaciar, periglacial y fluvio-torrencial del macizo occidental de los Picos de Europa (Coordilleras Cantábricas)*. PhD tesis. Universidad de Oviedo.
- Serrano, E., Agudo, R., Delaloye, R. & González-Trueba, J.J. (2001). Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55, 245-252.
- Serrano, E., Sanjosé, J.J. y Agudo, C. (2006). Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier. The Pyrenees. *Geomorphology*, 74, 286-296.

## DIFERENCIAS ENTRE BIOTIPOS EN EL RETRASO DE LA PRODUCCIÓN PRIMARIA EN RESPUESTA A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA

Raúl ORTEGA<sup>(1)</sup>, Domingo ALCARAZ-SEGURA<sup>(2,1)</sup>, Andrés REYES<sup>(1)</sup>, Fernando S. RODRIGO<sup>(3)</sup>, Javier CABELLO<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Biología y Geología. Centro Andaluz para el Estudio y Seguimiento del Cambio Global (CAESCG), Universidad de Almería. España.

<sup>(2)</sup> Departamento de Botánica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus Universitario de Fuentenueva, 18071 Granada, España.

<sup>(3)</sup> Departamento de Química y Física, Centro Andaluz para el Estudio y Seguimiento del Cambio Global (CAESCG), Universidad de Almería, España

rortega@ual.es; dalcaraz@ugr.es; ard243@ual.es; frodrigo@ual.es; jcabello@ual.es

### RESUMEN

El 5º Informe del IPCC enfatiza en la distribución espacial heterogénea que los efectos del cambio climático (calentamiento global, olas de calor, sequías, inundaciones, etc.) tendrán a lo largo del planeta. Para la cuenca mediterránea, predicen a lo largo del siglo XXI una disminución de las precipitaciones entre el 12% (invierno) y el 24% (verano), y un calentamiento sustancial de entre 3.8°C (invierno) y 6°C (verano). La producción primaria es el descriptor más integrador del funcionamiento de los ecosistemas y ofrece una respuesta más rápida a los cambios ambientales que otros descriptores de la composición (especies) y estructura de los ecosistemas (relaciones entre las especies). Además, presenta la ventaja de que puede ser estimada mediante teledetección a escala regional utilizando índices espectrales de vegetación. El objetivo de este trabajo es caracterizar el control que la precipitación y la temperatura ejercen sobre la dinámica temporal de la producción primaria. Se evalúa si dos componentes de este control, la correlación y el retardo, varían en función de la leñosidad de la vegetación y a lo largo de gradientes climáticos en ecosistemas mediterráneos de Andalucía. Para ello, utilizamos series temporales para el período 2001-2012 del índice de vegetación mejorado (EVI: *Enhanced Vegetation Index*), derivadas del sensor MODIS-Terra, y de precipitación y temperatura, obtenidas de estaciones meteorológicas. Las estaciones se escogieron en un gradiente desde semi-árido a húmedo, y desde frío a cálido. A su vez se estableció un gradiente de leñosidad diferenciando cuatro tipos funcionales de plantas: Herbazales, Mezcla de herbazales y matorrales, Matorrales, y Árboles. Los análisis de correlaciones cruzadas de las series temporales permitieron caracterizar el retardo (efecto memoria) y los coeficientes de correlación (intensidad de las relaciones) de la respuesta del EVI a las variables climáticas. En general, la respuesta del EVI a la temperatura fue más rápida y más intensa que a la precipitación. En el gradiente de leñosidad, el EVI de los ecosistemas dominados por árboles presentaban mayor variabilidad en el retardo, mayores retardos, y menor correlación en la respuesta a ambas variables climáticas que los dominados por matorral o herbazal. En el gradiente de temperatura, se observó una ligera disminución en el

retardo al aumentar la temperatura, especialmente en los matorrales. En cambio, en el gradiente de precipitación, no se encontraron patrones direccionales en el retardo ni en la correlación. Nuestros resultados son de interés para la modelización del clima y para la gestión ya que caracterizan el retraso en las respuestas de distintos tipos de coberturas a los cambios en la dinámica temporal de la temperatura y la precipitación. Para la gestión, por ejemplo, la caracterización de la respuesta futura de la producción primaria a la dinámica presente del clima puede utilizarse como una herramienta de gestión. Así permitiría anticipar diferentes actuaciones de manejo en el medio plazo y priorizarlas en función del tipo de vegetación dominante y de las temperaturas medias del lugar.

**PALABRAS CLAVE:** Producción primaria; Efecto memoria; Correlación Cruzada, Gradiente de leñosidad; Gradiente climático.

### **ABSTRACT**

The Fifth IPCC report emphasizes on the worldwide spatial heterogeneous effects of climate change (climate warming, heat waves, droughts, floods). The Mediterranean basin is predicted along 21st century a decrease in rainfall of around 12% (winter) to 24% (summer) and a substantial warming of 3.8°C (winter) to 6°C (summer). Primary production is a good integrative descriptor of ecosystem functioning and provides faster response to environmental changes that other descriptors based on ecosystems composition (species) or structural changes (relationship between species) do not. One advantage is that it can be estimated by remote sensing at regional level using spectral vegetation indices. In this work our aim was to characterize in Andalusian Mediterranean ecosystems the control that precipitation and temperature exert on the temporal dynamics of primary production. It was evaluated variations in two control components, correlation and time lags, in different functional type plants and along climatic gradients. To do so we used time series of enhanced vegetation index (EVI) derived from MODIS sensor launched with TERRA satellite, and temperature and precipitation records from selected weather stations of the region for the period 2001-2012. Stations selected were representative to established gradients of precipitation (arid to humid) and temperature (cold to warm). To introduce woodiness gradient four functional types of plants were considered or selected (grassl, Mix of scrub and grass, Scrub, and Tree) Cross-correlation analysis of time series allowed us to characterize the time lag (memory effect) and correlation coefficients (intensity of relationships) of the response of EVI with climate variables. On a global scale the response of EVI to temperature was shorter and more intense than with precipitation. When considered a woodiness gradient forest ecosystems showed higher values and variability of time lags and lower correlations to climatic variables than grass and scrub ecosystems. Regarding to temperature gradient only has been found a slight decline in response delay with increasing temperature, especially for scrubs. However with precipitation gradient no directional patterns were found on time lags and correlations coefficients. Our results are relevant to climate modeling and management purposes as characterizes the time lags responses of different types of land covers

to changes in the temporal dynamics of temperature and precipitation. The characterization of the future response of primary production in function of the present climate dynamics can be an interesting management tool. This could permit to develop in a medium term different management actions prioritizing them based on the dominant vegetation type and mean temperature of the different locations.

**KEYWORDS:** Primary production; Memory effect; Cross-Correlation; Woodiness gradient; Climatic gradient.

## 1. INTRODUCCIÓN

Gran parte de los estudios de los efectos del cambio climático sobre los ecosistemas emplean modelos dinámicos de vegetación global que implícitamente asumen que clima y biosfera forman un sistema acoplado (Foley et al, 2000). Tradicionalmente, estos modelos asumen que dicho acoplamiento ocurre a escalas temporales cortas, lo que implica que la respuesta de los ecosistemas frente a los cambios ambientales oscila entre segundos y horas (Foley et al, 1998). A pesar de esta asunción general, existen numerosos trabajos que muestran que la respuesta de la vegetación a la variabilidad climática también puede revelarse a medio (desde días a meses) (Paruelo *et al*, 1999; Rui et al, 2014; Shao et al, 2014) y largo plazo (desde estaciones a años) (Chaturvedi et al, 2011; Forzieri et al, 2013; Jantsch et al, 2013; Sardans y Peñuelas, 2013), lo que sin duda complica las predicciones de cambios en el funcionamiento de los ecosistemas ante los escenarios de cambio climático.

La mayoría de los estudios que relacionan el clima con las respuestas de la vegetación no tienen en cuenta el efecto que las condiciones climáticas pasadas ejercen sobre los procesos ecosistémicos unos meses o incluso años después. Este efecto, conocido como memoria de los ecosistemas (Wiegand et al, 2004), puede ser particularmente importante en zonas semiáridas donde las disponibilidades hídricas anteriores, promediadas durante varios días, semanas e incluso años, pueden llegar a ser más importantes que las actuales (Paruelo et al, 2005). Existen mecanismos tanto abióticos (e.g, textura de los suelos) como bióticos (e.g. estado fisiológico de las plantas) que explican dicho efecto desde el nivel de ecosistema hasta el de individuo. En el primer caso, puede ser particularmente importante la capacidad de retención de agua en el suelo, tal y como puso de manifiesto Liras (2009) en ecosistemas del sureste ibérico, mientras que en el segundo, son muy relevantes las diferentes tasas fotosintéticas que muestran las especies (Ogle et al, 2010).

Una de las principales variables empleadas para modelar y validar la respuesta de la vegetación frente a los cambios en el clima, es la producción primaria. Este atributo es un buen descriptor del funcionamiento de los ecosistemas ya que ofrece una respuesta rápida a los cambios ambientales (Cabello et al, 2012a). La producción primaria presenta además, la ventaja de que puede ser estimada mediante teledetección a través de índices espectrales de vegetación tales

como el NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) o el EVI (Enhanced Vegetation Index), lo que permite extender los análisis de la respuesta del funcionamiento de los ecosistemas a grandes extensiones. La relación entre la producción primaria y los índices espectrales puede ser establecida a través del modelo de Monteith (1972), ya que estos índices son estimadores lineales de la fPAR (fracción de la radiación fotosintéticamente activa que es interceptada por la vegetación) (Myneni et al., 1995; Sellers, 1985). Dicho modelo, establece que el fPAR junto con la eficiencia en el uso de la radiación (RUE) representan determinantes fundamentales de la producción primaria (Monteith, 1972). Aunque la RUE también puede ser estimada de forma precisa incluso mediante teledetección (a través del Índice de Reflectancia Fotoquímica, PRI -Photochemical Reflectance Index- Garbulsky et al, 2014), en la práctica, los índices de vegetación representan por sí solos una buena aproximación al estudio de la respuesta del funcionamiento de los ecosistemas a los cambios ambientales, a escala de región.

El análisis del papel de la memoria de los ecosistemas en la relación a los cambios en el clima se ha centrado particularmente en el estudio de la respuesta frente a los cambios en la precipitación. En dichos trabajos la memoria se ha estimado a través del retraso en el tiempo que ocurre entre las precipitaciones y los cambios en la productividad, y los resultados obtenidos indican una gran variabilidad temporal en la respuesta en función del tipo de ecosistema y la región geográfica. Así, en el desierto del Kalahari y zonas de Sudán y el Sahel (Grist et al, 1997; Malo y Nicholson, 1990; Nicholson et al, 1990; Shinoda, 1995) al igual que en las zonas semiáridas del Oeste del continente (Philippon et al, 2007), se han identificado retardos de entre 1-2 meses. Algo parecido se ha encontrado en bosques tropicales caducifolios de India, en los que Prasad et al (2005), midieron retardos en la respuesta de en torno a un mes, o en los bosques de montaña del suroeste de Norteamérica (Forzieri et al, 2011) donde la respuesta era casi inmediata. Junto a estos hallazgos, también se han encontrado retardos mayores para otros ecosistemas, que en algunos casos llegan incluso al año. Richard et al (2008) y Martiny et al (2005) identificaron para zonas semiáridas de Sudáfrica un efecto memoria negativo (relación proporcionalmente inversa entre NDVI y precipitaciones) de entre 7-10 meses y positivo (relación proporcionalmente directa) a los 12-14 meses. Para el caso de las zonas semiáridas del Oeste de Norteamérica, Forzieri et al (2011) encontraron valores de retardos intermedios a los medidos en África (1-4 meses). Frente a esta proliferación de trabajos, los trabajos que tienen en cuenta la memoria de la productividad de la vegetación en relación a la temperatura, son escasos. Solo Forzieri et al (2011) han analizado esta relación observando que mientras que en los bosques de montaña del Oeste de Norteamérica que los retardos en relación a los cambios en la temperatura eran inferiores al mes, en las zonas desérticas estos retardos pueden llegar hasta los 2 meses, relacionándose además ambas variables de forma proporcionalmente inversa (memoria negativa).

Los trabajos referidos al papel de la memoria de los ecosistemas frente a los cambios en el clima en las zonas Mediterráneas son muy escasos. En éstas áreas, caracterizadas por una dinámica anual de la precipitación y temperatura desacoplada, la memoria puede jugar un papel determinante para comprender su respuesta frente al cambio climático. Sólo la aproximación

realizada por Cabello et al (2012a), basada en el estudio de las variaciones en las tendencias intra-anales del índice espectral EVI, ha mostrado avances en este sentido. Los resultados de este trabajo ponen de manifiesto la importancia de los cambios en la distribución estacional en la precipitación y temperatura en éstas áreas sobre la productividad primaria de la vegetación. En estas zonas la estructura y composición de la vegetación son especialmente vulnerables al cambio climático ya que reciben las precipitaciones justas para soportar herbazales, matorrales y bosques abiertos (Woodward, 1987). Este trabajo persigue caracterizar la intensidad y el retardo que muestra la dinámica temporal de la producción primaria de la vegetación mediterránea en relación al control que ejercen sobre ella la precipitación y la temperatura. Así mismo, evaluamos si dicho control varía en función de la leñosidad de la vegetación y a lo largo de gradientes climáticos. Para ello planteamos las siguientes preguntas e hipótesis guía: 1) ¿está la dinámica de la producción primaria la dinámica de los ecosistemas mediterráneos más determinada por (más correlacionada con) por la dinámica de la temperatura o por la de la precipitación?; 2), ¿es tiempo que tarda en responder la vegetación mediterránea ante las variables climáticas mayor para la temperatura o para la precipitación?; 3) ¿muestran los tipos de vegetación comportamientos diferentes en relación a la memoria para responder con mayor retardo ante las variables climáticas en función de su grado de leñosidad y biotipo?; 4) ¿varía este comportamiento a lo largo del gradiente climático? Para atender a estas cuestiones evaluamos en el ámbito de los ecosistemas andaluces: 1) las diferencias entre tipos funcionales de plantas que representan un gradiente de leñosidad, en el retardo e intensidad de la respuesta del EVI con la precipitación y la temperatura; y 2) la existencia de cambios en la respuesta de estos tipos de vegetación a lo largo de gradientes climáticos de temperatura y precipitación.

## **2. MATERIAL Y MÉTODOS**

### **2.1. Área de estudio**

La elevada diversidad climática y de ecosistemas en Andalucía permiten considerar esta zona como un excelente laboratorio natural donde evaluar cómo varía la producción primaria de diferentes tipos estructurales de vegetación ante los controles climáticos. La región cuenta con una gran diversidad de bioclimas de tipo mediterráneo (Rivas-Martínez, 1987), y en términos de diversidad de tipos de vegetación, es una de las regiones con mayor concentración de hábitats de interés comunitario de Europa (ver Fichas Tipos de Hábitat de Interés Comunitarios de España en <http://www.magrama.gob.es/>).

### **2.2. Imágenes de satélite, datos climáticos y mapas de vegetación empleados**

Como indicador de la producción primaria empleamos una serie temporal de imágenes de satélite para el Índice de Vegetación Mejorado (EVI, del inglés, *Enhanced Vegetation Index*) procedente del sensor MODIS del satélite TERRA de la NASA (producto MOD13Q1). La serie temporal de imágenes empleada abarcó el periodo 2001-2012 con una resolución temporal de 16 días (23 valores por año) y espacial de unos 230x230 m. Para evitar la influencia de valores espurios, utilizamos la información de las bandas de calidad “QA” de los productos MODIS para eliminar los datos con contenido medio y alto de aerosoles, y presencia de nubes, hielo, nieve, sombras, o valores negativos .

Los datos de precipitación y temperatura se obtuvieron de estaciones meteorológicas de la Red de Información Agroclimática de Andalucía (RIA) y la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (Figura 1). Se seleccionaron 20 estaciones meteorológicas cubriendo un gradiente de precipitación anual entre 204 a 869 mm y de temperatura media anual de 11.0 a 18.6 °C. Las series temporales diarias originales fueron transformadas en resúmenes de 16 días coincidiendo con la resolución temporal de las imágenes de EVI. Cuando no se disponía de más de 2 datos diarios en los resúmenes de 16 días se le asignó la etiqueta “Sin datos” en los análisis.

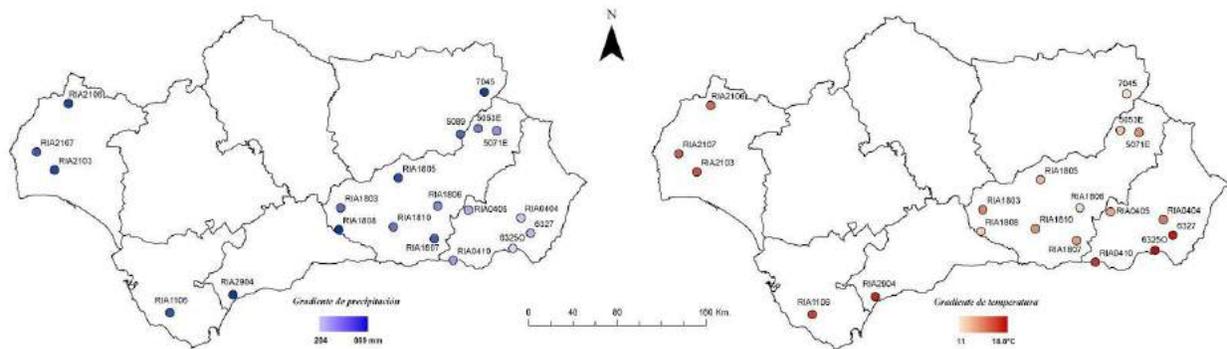


Figura 1. Localización de estaciones meteorológicas de la Red de Información Agroalimentario de Andalucía (RIA) y de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) empleadas en el estudio. Los puntos muestran escalas de color según los gradientes de temperatura (11-18.6°C) y precipitación (204-869 mm). Nombre estaciones: 5053E Castril, Las Pocas; 5071E Huescar, ICONA; 5089 Pozo Alcon, El Hornico; 6325O Almeria, Aeropuerto; 6327 Nijar; 7045 Pontones, C.H. Segura; RIA0404 Tabernas; RIA0405 Fiñana; RIA0410 Adra; RIA1106 Vejer de la frontera; RIA1803 Loja; RIA1805 Iznalloz; RIA1806 Jerez del Marquesado; RIA1807 Cádiz; RIA1808 Zafarraya; RIA1810 Padul; RIA2103 Gibrleón; RIA2106 Aroche; RIA2107 Puebla de Guzmán; RIA2904 Estepona.

A partir de la información derivada por la Junta de Andalucía en su Cartografía y evaluación de la vegetación de la masa forestal de Andalucía a escala de detalle 1:10.000, año 1996-2006, reagrupamos la leyenda del mapa de vegetación en torno a cuatro tipos funcionales de plantas que conformaban un gradiente de leñosidad: 1) Herbazales, 2) Mezcla de herbazales y matorrales, 3) Matorrales, y 4) Árboles.

La selección de los píxeles de las imágenes EVI se realizó siguiendo los siguientes criterios: i) distancia a alguna estación meteorológica < 5 km; ii) diferencia altitudinal respecto de la estación < 200 m; iii) cobertura de uno de los cuatro tipos funcionales de vegetación superior a un 70% en la superficie del píxel. (Cabello et al, 2012a). Debido a que la selección de los píxeles se basó en información de vegetación del año 2006, tuvimos en cuenta posibles cambios en los usos con posterioridad a esa fecha. Así, descartamos aquellos píxeles que no estaban dominados en al

menos un 70% de su superficie por un mismo tipo de uso del suelo en el Sistema de Información de Ocupación del Suelo de España en Andalucía para el año 2009 (Romero et al., 2010), y aquellos que no estaban dominados por vegetación natural en las últimas ortoimágenes disponibles en Google Earth para mayo de 2014.

### 2.3. Análisis de los datos

Para evaluar el retardo y la intensidad en la respuesta de la producción primaria ante las variaciones climáticas, se empleó la Función de Correlación Cruzada (CCF) entre la serie temporal de EVI de cada píxel y las correspondientes de temperatura y precipitación según la estación meteorológica para el periodo 2001-2012. Para ello se empleó la función “ccf” del paquete “stats” de R (versión 3.0.2). Esta técnica calcula coeficientes de correlación de Pearson entre series temporales a medida que incluye desfases temporales ( $n$  compuestos =  $n \cdot 16$  días) de una variable (temperatura o precipitación) sobre otra (EVI). Posteriormente extrajimos para cada píxel el retardo con el mayor coeficiente de correlación positivo observado para la relación EVI-precipitación y negativo para la relación EVI-temperatura.

Utilizamos gráficos de boxplot para representar por un lado la memoria de la respuesta (retardos) y su intensidad (coeficientes de correlación), teniendo en cuenta además las diferencias según tipos funcionales de plantas (gradiente de leñosidad) y a lo largo de un gradiente climático (localizaciones de las estaciones). En estos gráficos el eje y representa los retardos (en números de compuestos de 16 días cada uno) o los máximos coeficientes de correlación obtenidos a escala de píxel. En el eje x se indicó como se organizaron los píxeles.

Para evaluar si existen diferencias entre los tipos funcionales de plantas en la respuesta del EVI a las variables climáticas realizamos un test de medianas de Moods con la función “Median.test” del paquete “agricolae” de R (version 3.0.2), que es un test no paramétrico que se usa para comparar la mediana de 2 o más poblaciones, siendo bastante robusto a datos con outliers.

## 3. RESULTADOS

### 3.1. Diferencias en la respuesta del EVI a las variables climáticas

En la Figura 2 se muestra el rango de valores obtenidos para el retardo (a y b) y la intensidad (c y d) de la respuesta del EVI a la precipitación y la temperatura para todos los píxeles seleccionados en el área de estudio. Los boxplots se han construido con los retardos en los que se consiguieron los máximos coeficientes de correlación entre las series temporales de EVI y de las variables climáticas, aplicando desfases entre las series. La mediana de los retardos para la relación EVI-Precipitación (a) fue de -3 ( $3 \times 16 = 48$  días) mientras que para la relación EVI-Temperatura (b) fue de -2 ( $2 \times 16 = 32$  días). En relación a la intensidad de la respuesta si se encontraron mayores diferencias. La mediana para los coeficientes de correlación entre el EVI y la precipitación (c) fue de 0.34, mientras que para el EVI y la temperatura (d) fue de -0.60. Los signos indican que la relación entre el EVI y precipitación era proporcionalmente directa y entre el EVI y la temperatura proporcionalmente inversa.

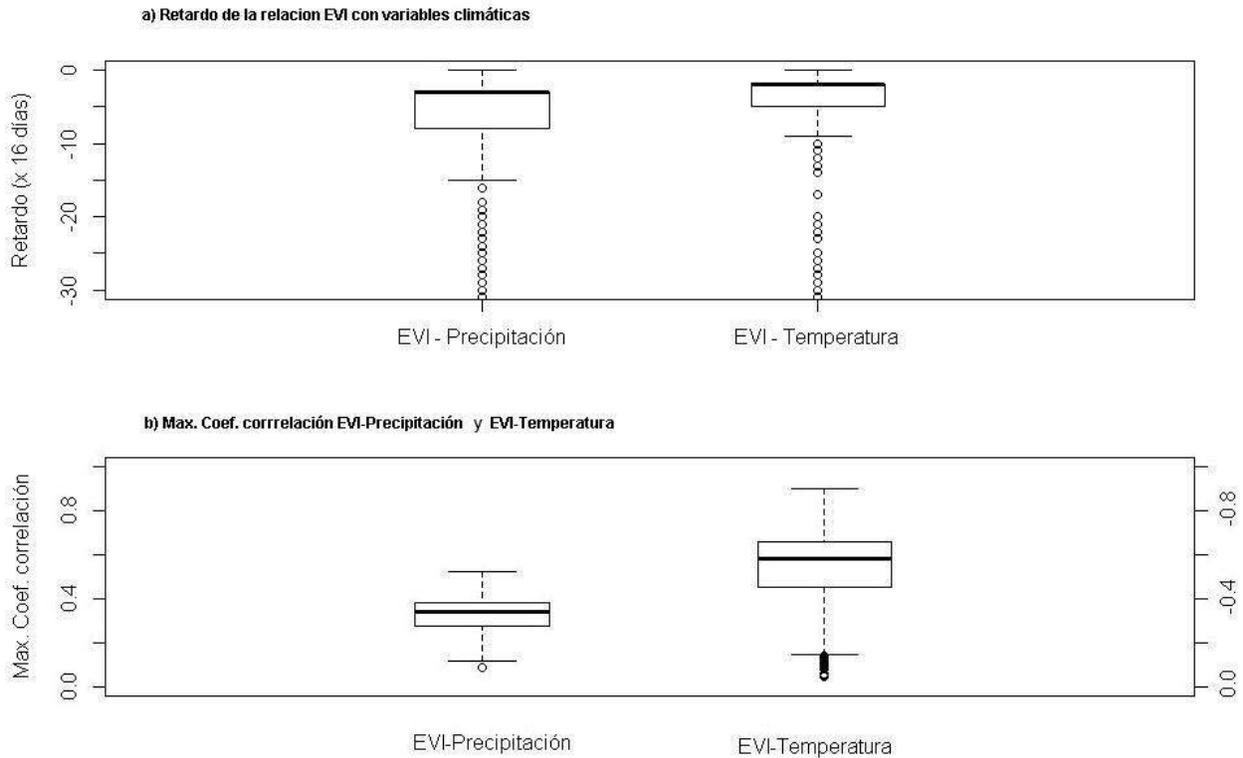


Figura 2. Boxplots de la respuesta de la producción primaria a la precipitación y la temperatura. El eje y representa los retardos (en números de compuestos de 16 días cada uno) (a) con los máximos coeficientes de correlación (b) obtenidos a escala de pixel mediante la técnica de correlación cruzada. En el apartado b los coeficientes de correlación negativos para la relación EVI-temperatura se muestran en el eje y de la derecha. La línea central representa la mediana, las cajas incluyen el 50% de los datos entre los cuartiles primero y tercero y los bigotes incluyen aquellos valores que se alejan del primer o tercer cuartil, una distancia inferior a 1.5 veces la amplitud intercuartil (longitud del intervalo que contiene el 50% central de los individuos de la distribución). Aquellos valores superiores a 1.5 veces el rango intercuartil se representan como círculos.

### 3.2. Diferencias en la respuesta del EVI a las variables climáticas según tipos funcionales de vegetación (gradiente de leñosidad)

En la figura 3 se muestran los rangos de valores obtenidos para el retardo y la intensidad de la respuesta del EVI a la precipitación y la temperatura agrupando los píxeles en cuatro tipos funcionales de plantas (herbazal, mezcla de matorral y herbazal, matorral y árboles. Los tipos de plantas se muestran ordenados según un gradiente de leñosidad de menor a mayor porte leñoso. Para comprobar si existen diferencias entre los grupos se realizó un Test de Medianas de Mood

(Tabla 1). Se utilizó este test en vez de un ANOVA ya que la mediana es un factor estadístico más robusto que la media frente a valores extremos.

Tipos funcionales vegetación		Retardos EVI-Precip. Chi. Sq = 37.04, p-Value =4.50E-08		Coef. Correlacion EVI-Precip. Chi Sq= 481.93, p-Value= 3.92E-104		Retardos EVI-Temp. Chi Sq= 40.07, p-Value= 1.03E-08		Coef. Correlación EVI-Temp. Chi Sq= 242.51, p-Value= 2.71E-52	
Grupos	n° pixeles	Mediana	Similitud grupos	Mediana	Similitud grupos	Mediana	Similitud grupos	Mediana	Similitud grupos
Herbazales	439	-3	a	0.37	a	-2	a	-0.68	a
Mezcla	1552	-3	b	0.36	b	-2	b	-0.61	b
Matorrales	232	-4	a	0.33	c	-3	a	-0.58	c
Árboles	852	-10	c	0.26	d	-3	b	-0.47	d

Precip: Precipitación, Temp: Temperatura, Chi. Sq = Chi Square, n° = número. Mezcla: mezcla de herbazal y matorral.

Tabla 1. Test de medianas de Mood para los retardos EVI-Precipitación y EVI-Temperatura según tipos funcionales de vegetación.

A excepción de la mediana de los retardos entre el EVI y la precipitación para los árboles (Me=-10), el retardo en la respuesta entre el EVI y las variables climáticas para los otros grupos varía entre -2 y -4 (aproximadamente entre 1 y 2 meses) observándose un ligero adelanto de una unidad en la influencia de la temperatura (Tabla 1).

Según el test de medianas de Mood los retardos en los grupos herbazal-matorral y mezcla-árboles no se diferencian en las relaciones EVI-temperatura. En cambio en las relaciones EVI-precipitación sólo se observaron semejanzas entre herbazal y matorral. Sin embargo en la respuesta a lo largo del gradiente de leñosidad (figura 3.a y 3.b) se observó que para herbazales y mezcla los datos estaban bastante agrupados (rango intercuartil pequeño), mientras que para los matorrales y las arboledas la variabilidad de las respuestas se iba haciendo mayores (rangos intercuartiles más grandes).

Respecto la intensidad de la respuesta, medida a través de los coeficientes de correlación, todos los tipos funcionales de plantas presentaron diferencias entre todos los grupos según el Test de Mood (Tabla 1) en la relaciones del EVI con ambas variables climáticas. Cabe destacar que en todos los grupos los coeficientes de correlación obtenidos para las relaciones EVI-temperatura (Me entre -0.47 y -0.68) fueron entre 0.2 a 0.3 puntos en valor absoluto superiores a los coeficientes de EVI-Precipitación (0.26-0.37). Examinando las respuestas a lo largo del gradiente

de leñosidad (Figura 3.c y 3.d) se observó que a medida que los tipos de vegetación definidos presentaban más porte leñoso los coeficientes de correlación disminuían (en valor absoluto). En cuanto a la variabilidad en la intensidad de las respuestas (rangos intercuartiles) se observó que eran más pequeñas para las relaciones del EVI con la precipitación que con la temperatura.

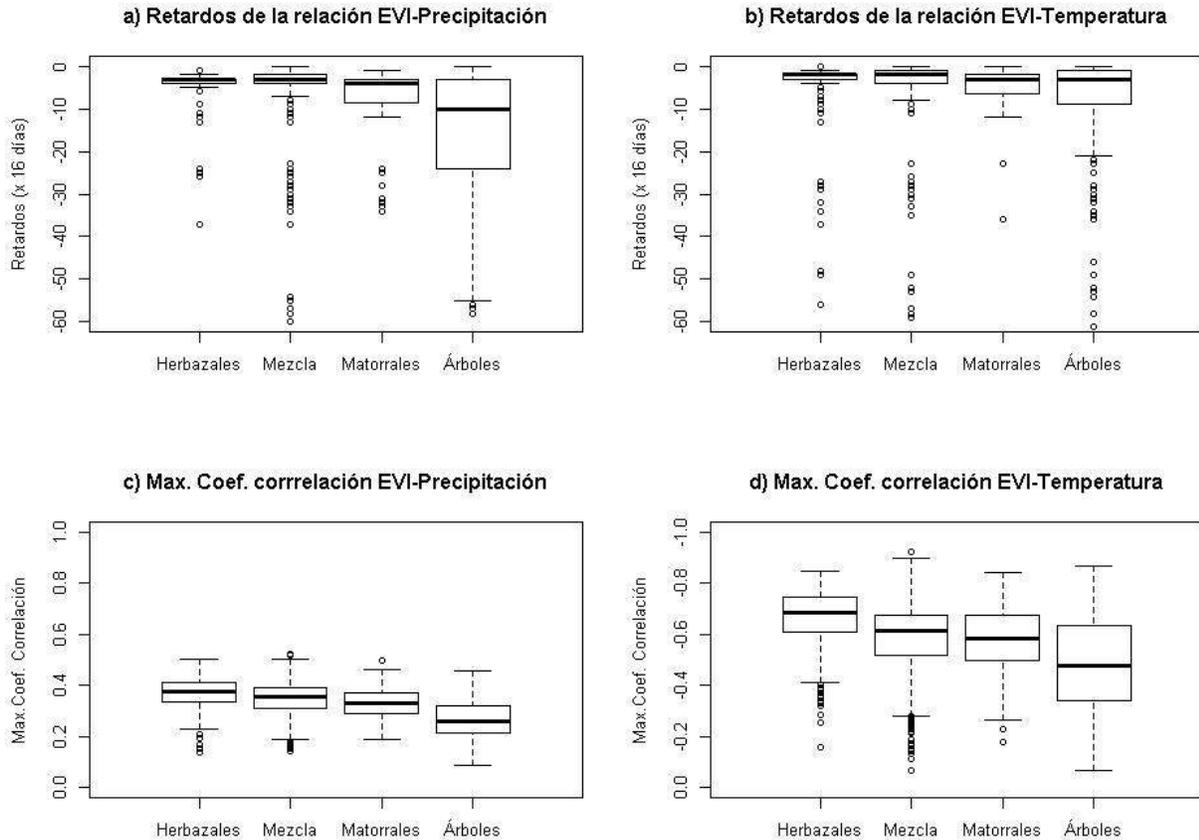


Figura 3. Boxplots de las diferencias en las respuestas de la producción primaria de los tipos funcionales de vegetación a las precipitación y temperatura. El tipo Mezcla hace referencia a la mezcla de herbazales y matorrales. El eje y representa los retardos (en números de compuestos de 16 días cada uno) (a y b) con los máximos coeficientes de correlación (c y d) obtenidos a escala de píxel mediante la técnica de correlación cruzada. La línea central representa la mediana, las cajas incluyen el 50% de los datos entre los cuartiles primero y tercero y los bigotes incluyen aquellos valores que se alejan del primer o tercer cuartil, una distancia inferior a 1.5 veces la amplitud intercuartil (longitud del intervalo que contiene el 50% central de los individuos de la distribución). Aquellos valores superiores a 1.5 veces el rango intercuartil se representan como círculos.

### 3.3. Diferencias en la respuesta del EVI de los tipos funcionales de vegetación frente a las variables climáticas a lo largo de un gradiente de precipitación y temperatura

Para analizar si los resultados anteriores variaron en diferentes localizaciones a lo largo de climático que tiene lugar en Andalucía, agrupamos los píxeles por tipos funcionales de vegetación y por estaciones climáticas. A continuación representamos en unos boxplot los valores obtenidos de las correlaciones cruzadas entre las series temporales de EVI y de las variables climáticas. En el eje y se representaron los valores de los retardos o de los coeficientes de correlación y en eje x se colocaron las estaciones climáticas ordenadas formando gradientes climáticos de precipitación y temperatura, de izquierda a derecha de menor a mayor valor anual medio de las estaciones. En la figura 1 se indican los gradientes de precipitación y temperatura que forman las estaciones climáticas seleccionadas.

Al analizar los boxplot no se apreciaron que las diferencias entre estaciones para el gradiente de precipitación mostraran algún tipo de patrón característico para ningún tipo de vegetación. Sólo con respecto a la temperatura podía apreciarse una ligera disminución del retraso a medida que aumentaba la temperatura media de las estaciones, principalmente en los matorrales (Figura 4.a). En cuanto a los coeficientes de correlación (Figura 4.b) no se apreció ninguna tendencia a lo largo del gradiente térmico. En posteriores estudios se analizarán en más detalle posibles patrones a lo largo de gradientes climáticos.

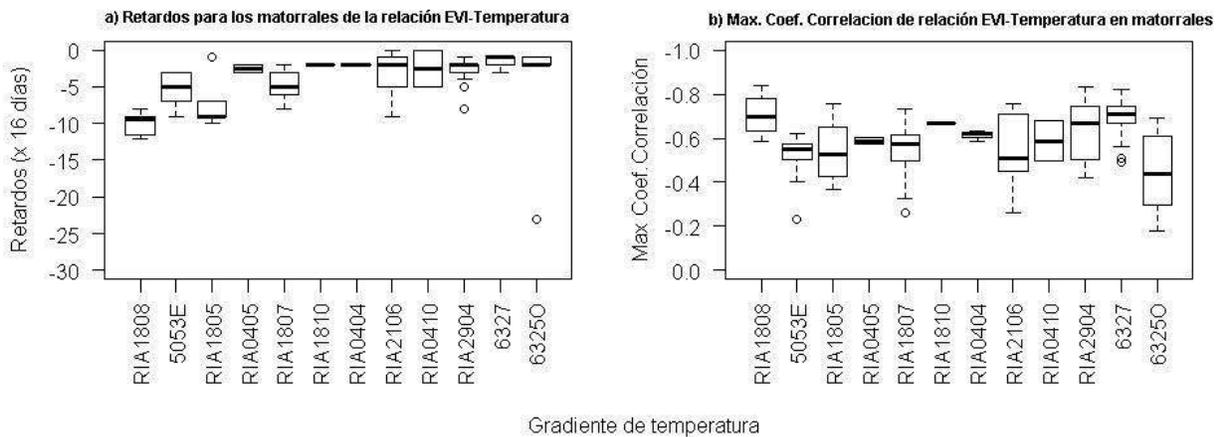


Figura 4. Boxplots de las diferencias en las respuestas del matorral según estaciones climáticas ordenadas conformando un gradiente de temperatura. El eje Y representa los retardos (a) (en números de compuestos de 16 días cada uno) con los máximos coeficientes de correlación (b) obtenidos, mediante la técnica de correlación cruzada, para las relaciones EVI-Temperatura solo para los píxeles de matorral. Los píxeles se agruparon en torno a su estación meteorológica de referencia representadas en el eje x de menor a mayor temperatura anual media. La línea central representa la mediana, las cajas incluyen el 50% de los datos entre los cuartiles primero y tercero y los bigotes incluyen aquellos valores que se alejan del primer o tercer cuartil, una distancia inferior a 1.5 veces la amplitud intercuartil (longitud del intervalo que contiene el 50% central de

los individuos de la distribución). Aquellos valores superiores a 1.5 veces el rango intercuartil se representan como círculos.

## 4. DISCUSIÓN

### 4.1. Retardos en la respuesta de la producción primaria a las variables climáticas en ecosistemas mediterráneos

Los modelos de cambio climático para la Cuenca mediterránea predicen a lo largo del siglo XXI una disminución de las precipitaciones, en torno al 12% (invierno) y al 24% (verano), y un calentamiento substancial de 3.8°C (invierno) a 6°C (verano) (Fundación Biodiversidad, 2013). Conocer como los tipos funcionales de plantas responden a las variables climáticas y a sus variaciones supone un gran reto científico especialmente en un escenario de cambio climático. Sin embargo, esta respuesta es compleja y varía entre comunidades vegetales según su capacidad de memoria. Cabello et al (2012a) encontraron que hay factores tanto abióticos (e.g. litología) como bióticos (e.g. estructura de la vegetación) que influyen en la disponibilidad de los recursos hídricos para las plantas y por tanto afectarán a su capacidad de memoria. Además se ha comprobado que las respuestas varían espacialmente por lo que es necesario su estudio en diferentes regiones climáticas (Paruelo y Laueronth, 1998; Fang et al, 2001).

Los análisis de correlaciones cruzadas de series temporales resultaron ser en este estudio una buena herramienta para caracterizar el grado de influencia de las variables climáticas sobre el índice EVI (utilizado como un proxy de la productividad primaria) y el retardo en la respuesta en ecosistemas mediterráneos de Andalucía. Para todos los píxeles estudiados se observó que los retardos del EVI con la precipitación (Me = -3 compuestos ~1.5 meses) y la temperatura (Me = -2 compuestos ~1 mes) son similares (Figura 2.a), indicando una respuesta temporal corta del EVI a las variables climáticas. En cuanto a la intensidad de la respuesta, expresada mediante los coeficientes de correlación pueden hacerse dos observaciones. Por un lado el signo positivo de las relaciones EVI-precipitación indicaron el efecto beneficioso de las precipitaciones sobre la productividad primaria, mientras que la relación negativa EVI-Temperatura mostraron el importante efecto limitante que sobre la productividad ejercen las altas y bajas temperaturas en la zona de estudio. Por otro lado los coeficientes de correlación fueron ostensiblemente superiores para la relación EVI-Temperatura (Me= -0.60) que para la relación EVI-Precipitación (Me=0.34). Esto puede ser explicado por el hecho de que las plantas obtienen del suelo el agua de las precipitaciones, lo que provoca un mayor retardo y mayor variabilidad en la relación EVI-precipitación (Eisfelder et al, 2014). La heterogeneidad del suelo hace que fueran necesario considerar otras variables (e.g. litología, textura) para obtener unos coeficientes de correlación más elevados (Cabello et al, 2012a). Por otro lado la temperatura está mediada por la atmósfera, la cual resulta bastante homogénea para las plantas. Esto explicaría que la intensidad de la relación de la temperatura con el EVI fuera cerca de 0.3 puntos superior que con la

precipitación. Así, estos resultados indican que en Andalucía la temperatura es un mejor predictor de la producción primaria que la precipitación.

Los retardos del EVI en relación a la precipitación medidos en este trabajo entran en el rango de valores obtenidos para zonas áridas y semiáridas de Africa (Grist et al, 1997; Malo y Nicholson, 1990; Nicholson et al, 1990; Philippon et al, 2007; Shinoda, 1995) y del Oeste de Norteamérica (Forzieri et al, 2011). En relación a los retardos del EVI con la temperatura son escasos los trabajos realizados. En el último estudio mencionado (Forzieri et al, 2011) si analizaron esta relación en zonas áridas y bosques de montaña de EEUU y su rango de resultados entra dentro de los presentados en este estudio tanto en los retardos como en la relación proporcionalmente inversa de los coeficientes de correlación.

#### **4.2. El papel de los tipos funcionales de vegetación en el retardo en la respuesta de la producción primaria frente a las variables climáticas**

En este apartado analizamos la respuesta de diferentes tipos funcionales de plantas que conforman un gradiente de leñosidad a la precipitación y temperatura. En primer lugar analizamos las diferencias entre los diferentes tipos de vegetación mediante los resultados del test de medianas (Tabla 1). Para todos los tipos, excepto los árboles, la vegetación mediterránea mostraba un retardo en la respuesta frente la temperatura de 1-1.5 meses, mientras que a la precipitación responden en un periodo de 1.5-2 meses. Así por ejemplo no encontramos diferencias en las medianas entre herbazales y matorrales, pero el grupo resultante de estos dos tipos de vegetación (mezcla) si presentaba diferencias con estos grupos. Por otro lado, las diferencias entre los grupos, a excepción de los árboles, en la relación EVI-precipitación muestran como máximo una unidad. Dentro del mismo grupo de vegetación, la respuesta con la temperatura observada ha sido de una unidad menor que con la precipitación.

Por otro lado en la figura 3 se mostraron la distribución y amplitud de las respuestas para las relaciones EVI-precipitación (a) y EVI-temperatura (b) según grupos de vegetación ordenados de menor a mayor porte leñoso. Aunque también se apreciaron las escasas diferencias en las medianas indicadas anteriormente, se observó además que el rango intercuartil aumentaba a lo largo del gradiente de leñosidad, indicando que la respuesta tiende a hacerse más lenta y heterogénea. Esto puede explicarse en el caso de la precipitación debido a que a mayor porte leñoso las plantas poseen mayores sistemas radiculares y por tanto pueden profundizar más y explorar más volumen de suelo en busca de agua, mientras que los herbazales pueden presentar respuestas fenológicas más plásticas a la variabilidad de las precipitaciones (Jenerette et al, 2011). En relación a la temperatura, igualmente a mayor porte leñoso los grupos funcionales de plantas poseen mecanismos más eficientes de transpiración y de conductancia hidráulica para regular el efecto de las altas temperaturas (Lipiec et al, 2013).

Estos resultados tienen especial interés ya que ponen de relieve que existen unos tipos de biomas con mayor independencia de la variabilidad climática en términos de producción. Así, los

herbazales podrían ser más susceptibles a los efectos del cambio climático que los otros tipos de vegetación. En este tipo de ecosistemas una medida apropiada para luchar contra los efectos del cambio climático sería favorecer los procesos de sucesión vegetal para que pudieran instalarse matorrales. Esto aumentaría la resiliencia de los ecosistemas (Nippert et al, 2013), ya que se producirían cambios en la distribución vertical de las raíces (Schenk y Jackson, 2002), alterándose los balances de agua y carbón en los ecosistemas (Scott et al, 2009).

En relación a la intensidad de la respuesta todos los grupos se diferenciaban entre sí según el test de medianas y además se observaba que los coeficientes disminuían a lo largo del gradiente de leñosidad (Figura 3.c y 3.d) siendo igualmente mayores para la relación EVI-temperatura que para la relación EVI-precipitación. Esto último podía explicarse, como se ha indicado en el apartado anterior, por las interacciones atmósfera planta y suelo planta en la temperatura y precipitación respectivamente. Además, el hecho de que los coeficientes de correlación disminuyan a lo largo del gradiente de leñosidad refuerza lo comentado anteriormente acerca de que las plantas con más grado de leñosidad pueden independizarse más de las variables climáticas.

En definitiva la respuesta de la producción primaria de los diferentes tipos funcionales de plantas a la precipitación y temperatura está claramente influenciada por el gradiente de leñosidad. En cuanto al retardo en la respuesta se observó un aumento de la variabilidad tendente a retrasar la respuesta a medida que los tipos funcionales de plantas presentaban más porte leñoso. En cambio la intensidad de la respuesta disminuyó a lo largo de dicho gradiente. Esto puede explicarse porque a medida que las plantas tienen más porte leñoso presentan raíces de mayor porte unidas a partes aéreas más desarrolladas lo que les permite a las plantas conseguir más reservas hídricas y refrigerarse mejor lo que les permiten no ser tan dependientes de las variables climáticas a corto plazo ni ser tan influidos por las mismas.

#### **4.3. Respuesta de la producción primaria de los diferentes tipos de vegetación en diferentes localizaciones estableciendo gradientes de temperatura y precipitación.**

En este apartado se estudió las variaciones en las respuestas del EVI a las precipitaciones y temperaturas a lo largo de gradientes climáticos establecidos a partir de localizaciones con diferentes precipitaciones y temperaturas medias anuales. Este análisis pretendía servir como un experimento para estudiar los posibles efectos del cambio climático sobre la producción primaria en los ecosistemas. Sin embargo, en los boxplot no encontramos ningún patrón definido para los tipos funcionales de planta a lo largo del gradiente de precipitación. Una posible explicación a este comportamiento podría encontrarse en que la vegetación alrededor de cada estación climática se encuentre adaptada a las condiciones particulares de aridez de cada zona (Chaves et al, 2003), lo que hace que la respuesta sean específicas en cada localización.

En el caso del gradiente de temperatura parecía observarse una tendencia hacia la disminución en el retardo de la respuesta en algunos tipos de vegetación, especialmente en los matorrales,

conforme se incrementaba la temperatura media anual de las localizaciones (Figura 4.a). Consideramos que esta tendencia era más apreciable en los matorrales debido a la alta diversidad de especies que se agrupan bajo este grupo de vegetación y que podía estar provocada por el efecto que la temperatura tiene sobre la evapotranspiración, disminuyendo los recursos hídricos para las plantas (Thavornram y Tantemsapya, 2013), y por tanto éstas necesitan responder más rápidamente a las variables climáticas. En un estudio de Gea-Izquierdo y Cañellas (2014) en encinares de la península ibérica distribuidos a lo largo de gradientes climáticos han comprobado que desde 1970, coincidiendo con incrementos en las temperaturas, la producción de los bosques comenzó a disminuir excepto en las zonas más frías donde los valores de evapotranspiración son menos elevados.

## 5. CONCLUSIONES

La evaluación del impacto del cambio climático sobre los ecosistemas representa un desafío para la investigación ecológica en la actualidad. El 5º Informe del IPCC enfatiza en la distribución heterogénea de los efectos del cambio climático a lo largo del planeta, lo que da lugar a una diversidad de respuestas en los ecosistemas frente a éste impulsor de cambio global. Dicha diversidad se debe a que los cambios en el clima sobre la biodiversidad y los ecosistemas varían en función de la magnitud y la temporalidad de los cambios en la precipitación y temperatura, y de la capacidad de los ecosistemas para amortiguarlos. En este trabajo hemos caracterizado el control que la precipitación y la temperatura, y los tipos funcionales de vegetación ejercen en el retardo y la intensidad de la respuesta de la dinámica temporal de la producción primaria en ecosistemas mediterráneos. Nuestros resultados sugieren que dichos retardos y su intensidad difieren entre la precipitación y la temperatura. Así, mientras que en el primer caso hemos identificado retardos de 1 a 1.5 meses e intensidades (coeficientes de correlación) de -0.48 a -0.68, en el segundo lo fueron de 1.5 a 2 meses y de 0.26 a 0.37. Esta diferencia en la respuesta, y por tanto, en el papel de la memoria del ecosistema, puede ser explicada en función del medio en el que tiene lugar la interacción entre las plantas y las variables físicas que definen el clima de una región. Mientras que la interacción con la temperatura se ejerce fundamentalmente a nivel de hoja en la atmósfera, el efecto de las precipitaciones tiene lugar a nivel de raíz, y está mediado por la disponibilidad de agua útil para la planta en el suelo. El resultado es un mayor retraso y una reducción en la intensidad de la respuesta de los ecosistemas mediterráneos frente a la precipitación que frente a la temperatura. En ambos casos, la leñosidad de la vegetación parece desempeñar un papel fundamental, sin embargo, no hemos encontrado cambios en la respuesta de la producción primaria a lo largo de un gradiente climático. Como resultado, podemos concluir que a corto plazo, la temperatura puede considerarse un mejor predictor de la producción primaria que la precipitación, lo que debería ser tenido en cuenta para modelizar la respuesta de los ecosistemas frente a los efectos del cambio climático. Consideramos que estos resultados pueden guiar las políticas de conservación y ordenación del territorio a escala regional, así como ayudar a la construcción de modelos dinámicos de la respuesta de la vegetación frente al cambio climático, y del control éste sobre la dinámica del carbono.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiada por los proyectos “Controles ambientales de la variabilidad espacial y temporal de la dinámica de la producción primaria en ecosistemas mediterráneos: una aproximación basada en índices espectrales de vegetación” del Plan Nacional I+D del Ministerio de Ciencia y Tecnología, los Fondos FEDER a través del proyecto “SEGALERT P09–RNM-5048” de la Consejería de Innovación y Ciencia, y el programa de la Consejería de Medio Ambiente para el Desarrollo de indicadores para el seguimiento del cambio global en ecosistemas semiáridos del Levante Andaluz (Proyecto GLOCHARID) de la Junta de Andalucía.

## 7. REFERENCIAS

Cabello, J.; Alcaraz-Segura, D.; Ferrero, R.; Castro, A.J. y Liras, E. (2012a). The role of vegetation and lithology in the spatial and inter-annual response of EVI to climate in drylands of Southeastern Spain. *Journal of Arid Environment*, 79, pp. 76-83.

Cabello, J.; Fernández, N.; Alcaraz-Segura, D.; Oyonarte, C.; Altesor, A.; Piñeiro, G.; Delibes, M. y Paruelo, J. (2012b). The ecosystem functioning dimension in conservation biology: insights from remote sensing. *Biodiversity and Conservation*, 21, pp. 3287-3305.

Camberlin, P.; Martiny, N.; Philippon, N. y Richard, Y. (2007). Determinants of the interannual relationships between remote sensed photosynthetic activity and rainfall in tropical Africa. *Remote Sens. Environ.*, 106, pp.199– 216.

Chaturvedi, R.K.; Gopalakrishnan, R.; Jayaraman, M.; Bala, G.; Josh,i N.V.; Sukumar, R.; Ravindranath, N.H. (2011). Impact of Climate Change on Indian Forests: A dynamic vegetation modeling approach. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 16(2), pp. 119-142.

Chaves, M.M.; Maroco, J.P. y Pereira, J.S (2003). Understanding plant responses to drought. From genes to the whole plant. *Funct Plant Biol*, 30(3), pp.239–264.

Consejería de medio ambiente (2007). *Cartografía y evaluación de la vegetación de la masa forestal de Andalucía a escala de detalle 1:10.000, año 1996-2006*. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.

Eisfelder, C.; Klein, I.; Niklaus, M. y Kuenzer, C (2014). Net primary productivity in Kazakhstan, its spatio-temporal patterns and relation to meteorological variables. *Journal of Arid Environments*, 103, pp. 17-30.

Fang, J. Y.; Piao, S. L.; Tang, Z. Y.; Peng, C. H. y Ji, W. (2001), Interannual variability in net primary production and precipitation. *Science*, 293, pp.1723.

Foley, J. A.; Levis, S.; Prentice, I. C.; Pollard, D.; y Thompson, S. L. (1998). Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Global Change Biology*, 4, pp. 561–579.

Foley, J.; Levis, S.; Costa, M.; Cramer, W. y Pollard, D (2000). Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. *Ecological Applications*, 10, pp. 1620-1632.

Forzieri, G.; Castelli, F. y Vivoni E.R. (2011). Vegetation Dynamics within the North American Monsoon Region. *J. Climate*, 24, pp. 1763–1783.

Forzieri, G.; Vivoni, E.R. y Feyen, L. (2013) Ecosystem biophysical memory in the southwestern North America climate system. *Environmental Research Letters*, 8, 044016 (8 pp).

Fundación Biodiversidad, Oficina de Cambio Climático, Agencia Estatal de Meteorología, Centro Nacional de Educación Ambiental (2013). *Cambio climático bases físicas: guía resumida del quinto informe de evaluación del IPCC: Grupo de trabajo I*. Organismo Autónomo Parques Nacionales. Madrid. 44p.

Garbulski, M.F.; Filella, I.; Verger, A. y Peñuelas, J. (2014). Photosynthetic light use efficiency from satellite sensors: from global to Mediterranean vegetation. *Environmental and Experimental Botany*, 103, pp. 3–11.

Gea-Izquierdo, G. y Cañellas I. (2014). Local climate forces instability in long-term productivity of a Mediterranean oak along climatic gradients. *Ecosystems*, 17, pp. 228-241.

Grist, J.; Nicholson, S.E. y Mpolokang, A. (1997). On the use of NDVI for estimate rainfall fields in the Kalahari of Botswana. *Journal of Arid Environment*, 35(2), pp. 195-214.

Gualdi, S.; Somot, S.; Li, L.; Artale, V.; Adani, M. y Bellucci, A. (2013). The circe simulations: Regional climate change projections with realistic representation of the mediterranean sea. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94, pp. 65-81.

Jantsch, M.C.; Fischer, A.; Fischer, H.S. y Winter, S. (2013). Shift in Plant Species Composition Reveals Environmental Changes During the Last Decades: A Long-Term Study in Beech (*Fagus sylvatica*) Forests in Bavaria, Germany. *Folia Geobotanica*, 48, pp. 467-491.

Jenerette, G.D.; Barron-Gafford, G.A.; Guswa, A.J.; McDonnell, J.J. y Villegas, J.C. (2012). Organization of complexity in water limited ecohydrology. *Ecohydrology*, 5, pp.184-199

Jobbagy, E.G.; Sala, O.E. y Paruelo, J.M. (2002). Patterns and controls of primary production in the Patagonian steppe: A remote sensing approach. *Ecology*, 83, pp. 307-319.

- Lipiec, J.; Doussan, C.; Nosalewicz, A.; Kondracka, K. (2013). Effect of drought and heat stresses on plant growth and yield: a review. *International Agrophysics*; 27(4) , pp. 463-477.
- Liras, E. (2010). *Funcionamiento ecosistémico: Controles y patrones espacio-temporales en el SE Ibérico*. Tesis Doctoral (Edición Electrónica). Universidad de Almería. 160 pp.
- Martiny, N.; Richard, Y. y Camberlin, P. (2005). Interannual persistence effects in vegetation dynamics of semi-arid Africa. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24403 (4 pp).
- Myneni, R.B.; Hall, F.G.; Sellers, P.J. y Marshak, A.L. (1995). The interpretation of spectral vegetation indices, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 33, pp. 481 – 486.
- Nippert, J.B.; Wieme, R.A.; Ocheltree, T.W. y Craine, J.M. (2012). Root characteristics of C4 grasses limit reliance on deep soil water in tallgrass prairie. *Plant and Soil*, 355, pp. 385-394.
- Ogle, K.; Barron-Gafford, G. A.; Bentley, L.P.; Cable, J.M.; Lucas, R.W.; Huxman, T.E.; Loik, M.E.; Smith, S.D.; Tissue, D.T. *Quantifying ecological “memory” of plant and ecosystem processes in variable environments*. American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting, San Francisco, CA.
- Paruelo, J.M. y Lauenroth, W.K. (1995). Regional patterns of Normalized Difference Vegetation Index in North American shrublands and grasslands. *Ecology*, 76, pp.1888-1898.
- Paruelo, J.M. y Lauenroth, W.K. (1998) Interannual variability of NDVI and its relationship to climate for North American shrublands and grasslands. *Journal of Biogeography*, 25, pp. 721-733.
- Paruelo, J.M.; Lauenroth, W.K.; Burke, I.C. y Sala, O.E. (1999). Grassland Precipitation Use Efficiency across a resource gradient. *Ecosystems*, 2, pp. 64-69.
- Paruelo, J.M.; Piñeiro, G.; Oyonarte, C.; Alcaraz, D.; Cabello, J. y Escribano, P. (2005). Temporal and Spatial Patterns of Ecosystem Functioning in Protected Arid Areas in Southeastern Spain. *Applied Vegetation Science*, 8(1), pp. 93-102.
- Philippon, N.; Jarlan, L.; Martiny, N.; Camberlin, P. y Mougín E. (2007) characterization of the interannual and intraseasonal variability of West African vegetation between 1982-2002 by means of NOAA-AVHRR NDVI data. *Journal of Climate*, 20, pp. 1202-1218.

Prasad, V.K.; Anuradha, E. y Badarinath, K.V. (2005). Climatic controls of vegetation vigor in four contrasting forest types of India-evaluation from National Oceanic and Atmospheric Administration's Advanced Very High Resolution Radiometer datasets (1990–2000). *Int. J. Biometeorol.*, 50(1), pp. 6–16.

Richard, Y.; Martiny, N.; Fauchereau, N.; Reason, C.; Rouault, M.; Vigaud, N.; y Tracol, Y. (2008). Interannual memory effects for spring NDVI in semi-arid South Africa. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L13704 (6 pp).

Rivas-Martínez, S (1987). *Memoria del mapa de series de vegetación de España I: 400.000*. ICONA. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Madrid. 268 pp.

Romero, D.; Gil, Y.; Ortega, E.; Domínguez, M.C.; Navas, P.; Patiño, M.; Vicent, C.; Santos, M.; Quijada, J.; Giménez de Azcárate, F.; Cáceres, F. y Moreira, J.M. (2010): Actualización SIOSE en Andalucía 2009. En: Ojeda, J., Pita, M.F. y Vallejo, I. (Eds.), *Tecnologías de la Información Geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla. Sevilla. pp. 348-361.

Rui, L.; Atsushi, T. y Mitsuru, T. (2014). Index-based assessment of agricultural drought in a semi-arid region of Inner Mongolia, China. *Journal of Arid Land*, 6 (1), pp. 3-15.

Sardans, J. y Peñuelas, J. (2013). Plant-soil interactions in Mediterranean forest and shrublands: impacts of climatic change. *Plant and Soil*, 365 (1-2), pp. 1-33.

Schenk, H.J. y Jackson, R.B. (2002). Rooting depths, lateral root spreads and below-ground/above-ground allometries of plants in water-limited ecosystems. *Journal of Ecology*, 90, pp 480–494.

Scott, R.L.; Jenerette, G.D.; Potts, D.L. y Huxman, T.E. (2009). Effects of seasonal drought on net carbon dioxide exchange from a woody-plant encroached semiarid grassland. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 114, 114:G04004.

Sellers, P. J. (1985). Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, 6(8), pp. 1335 - 1372.

Shao, H.Y.; Wu, J.H.; Liu, M. y Yang W.N. (2014). Responses of vegetation changes to climatic variations in Panxi area based on the MODIS multispectral data. *Spectroscopy and Spectral Analysis*, 34(1), pp. 167-71.

Thavorntam, W. y Tantemsapya, N. (2013) Vegetation greenness modeling in response to climate change for Northeast Thailand. *Journal of Geographical Sciences*, 23(6), pp. 1052-1068.

Vitousek, P.M. y Matson, P.A. (1991). Gradient analysis of ecosystems. En: Cole, J.J.; Lovett, G. y Findlay. S. (Eds.). *Comparative Analysis of Ecosystems: Patterns, Mechanisms, and Theories*. Springer-Verlag. pp. 287-298.

Wiegand, T.; Snyman, H.A.; Kellner, K. y Paruelo, J.M. (2004). Do grasslands have a memory: modelling phytomass production of a semiarid South African grassland. *Ecosystems*, 7 (3), pp 243-258.

Woodward, F.I. (1987). *Climate and plant distribution*. Cambridge: Cambridge University Press

# ANÁLISIS COMPARADO DEL BALANCE HÍDRICO DEL SUELO Y BIOCLIMÁTICO DE LA ESTACIÓN DEL PALACIO DE DOÑANA CON LOS DATOS TERMOHIGROMÉTRICOS DEL SABINAR DEL MARQUÉS (PARQUE NACIONAL DE DOÑANA)

Rafael CÁMARA ARTIGAS<sup>1</sup>, Montserrat SALVA CATARINEU<sup>2</sup>,  
César BORJA BARRERA<sup>1</sup>, Ferran SALVADOR FRANCH<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Dpto. Geografía Física y A.G.R. Universidad de Sevilla*

<sup>2</sup> *Dpto. Geografía Física i Anàlisi Geogràfica Regional. Universitat de Barcelona*

rcamara@us.es, salva@ub.edu, cesarborja@us.es, fsalvador@ub.edu

## RESUMEN

Se llevó a cabo un análisis comparado de los resultados proporcionados por un equipo de medición en continuo de variables termohigrométricas instalado en el sector SW de la Reserva Biológica de Doñana con los resultantes de la aplicación del balance hídrico de Thornthwaite. El objetivo principal se centró en comparar y contrastar el modelo de balance hídrico de Thornthwaite y del balance bioclimático, de carácter teórico, con los resultados empíricos registrados en campo. Los resultados obtenidos mostraron una correlación significativa validada desde el punto de vista estadístico entre ambos métodos y que se pone especialmente de manifiesto en la detección de la fase de déficit hídrico.

**Palabras clave:** Balance hídrico, balance bioclimático, humedad y temperatura del suelo, Parque Nacional de Doñana

## ABSTRACT

It performs a comparative analysis of the results provided by a team of continuous measurement of thermo-higrometric variables installed in the SW sector of the Doñana Biological Reserve with those resulting from the application of the water balance of Thornthwaite. The main target objective focus on comparing and contrasting the hydric balance model of Thornthwaite and bioclimatic balance theoretical with the empirical results reported in the field. The results show a significant correlation validated from the statistical point of view between both methods and that especially appear in the detection phase of hydric deficit.

**Keywords:** Hydric balance, bioclimatic balance, soil moisture and temperature, Doñana National Park

## 1. INTRODUCCIÓN, ÁREA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS

Se llevó a cabo en el presente trabajo un análisis comparado de los resultados proporcionados por un equipo de medición en continuo de variables termohigrométricas instalado en el sector SW de la Reserva Biológica de Doñana con los resultantes de la aplicación del balance hídrico de Thornthwaite desarrollado por López Cadenas de Llano y Mintegui (1986), y

posteriormente adaptado por Cámara (2004), de los datos de la estación termo-pluviométrica existente en el Palacio de Doñana (EM05) (Parque Nacional del Doñana).

El equipo de medición en continuo se instaló, concretamente, en el sector SW de la Reserva Biológica de Doñana, en el paraje conocido como Sabinar del Marqués (Fig. 1), ubicado en el Alto Manto Eólico seco (AMEs) según la denominación aplicada por Borja y Díaz del Olmo (1994; 1996) a las distintas unidades morfosedimentarias que integran el Manto Eólico Litoral de El Abalarío-Doñana (MELAD). Se trata de una de las unidades de bosque de sabinos mejor conservadas de toda Doñana con una presencia constatada, al menos desde los años 50 del siglo pasado, y que se ubica en un sector del AMEs en el que predomina las dunas de carácter transversal con orientación dominante del W. Por su parte, la estación EM05 se localiza en el exterior del Palacio de Doñana, en el contacto del MELAD con la marisma, en la zona central del Parque Nacional.

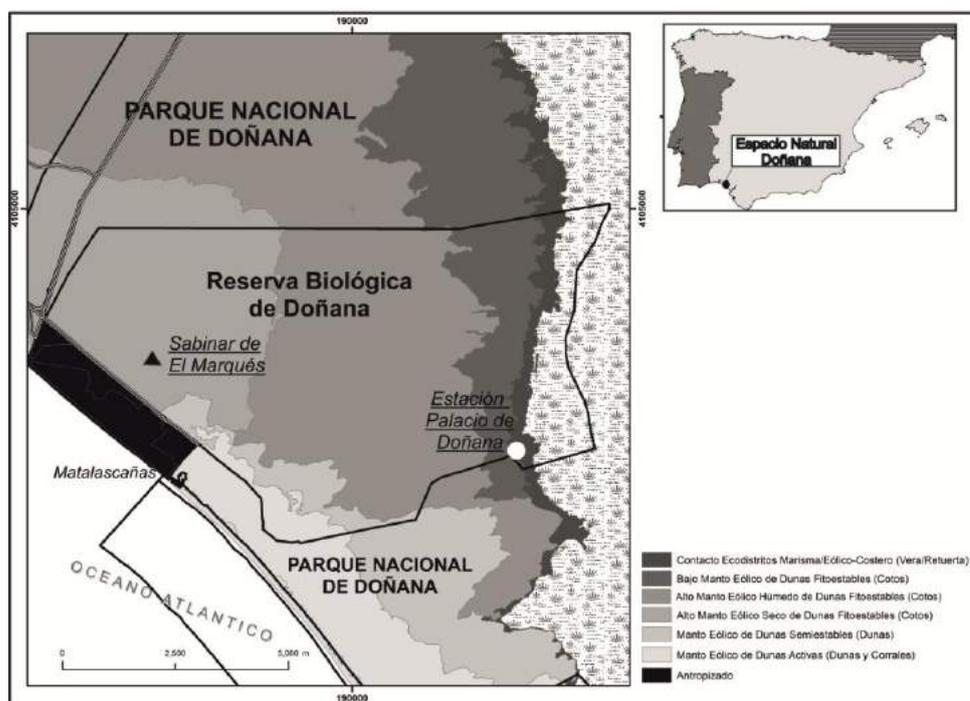


Figura 1. Localización del medidor en continuo del sabinar de El Marqués y de la estación EM05-Palacio de Doñana (Parque Nacional de Doñana).

El objetivo principal de esta comunicación es validar el uso del balance hídrico de Thornthwaite y del balance bioclimático de Montero de Burgos y González Rebollar a escala de detalle a partir de la comparación y contrastación estadística de los datos obtenidos para los balances a partir de los datos proporcionados por la estación termo-pluviométrica EM05-Palacio de Doñana para el año 2013, de un marcado carácter teórico, con los resultados empíricos registrados por el equipo de medición instalado en el Sabinar del Marqués para el mismo periodo. Para verificar esta relación realizó un análisis de regresión, que confirma matemáticamente la situación observada entre los datos medidos por el HOBO y los del Balance Hídrico.

## 2. MATERIALES, TÉCNICAS Y MÉTODOS

Los datos utilizados en este trabajo presentan un doble origen. Por una parte, se obtuvo información termo-pluviométrica diaria de la estación EM05 procedente de la página *web* del equipo de seguimiento de procesos de la Estación Biológica de Doñana (<http://www-rbd.ebd.csic.es/Seguimiento/seguimiento.htm>); y, por otra, se instaló en campo un equipo de muestreo en continuo de variables termohigrométricas compuesto por un medidor de temperatura del aire (HOBO U23-001 de Temp/Hum. relativa para intemperie) ubicado a 2 m del suelo en la copa de un ejemplar de sabino; así como, dos pares de medidores ubicados bajo la superficie del suelo a -0.05 y 0.50 m de profundidad respectivamente, que midieron temperatura y humedad (HOBO U12-006 de 4 canales externos, Vegetronix - Humedad Suelo VH400, y TMC6-HD Sensor).

Los datos de humedad relativa del suelo (RH) se relacionaron previamente en laboratorio con la curva de calibración del HOBO U12-006, utilizando para ello muestras de sedimento de las distintas cotas en las que instalaron los diferentes sensores. La ecuación de la curva de calibración obtenida es  $Y = 40.15X^2$ , siendo X el valor en voltaje de la medida e Y el valor en porcentaje de la humedad calculados con el software R. La función usada es 'lm', del paquete {stats} de R. Esta realiza ajustes a modelos lineales mediante el método de los mínimos cuadrados. En nuestro caso, hemos elevado al cuadrado la variable independiente, y hemos generado un modelo múltiple, con la  $x+x^2$ , de manera que la regresión es múltiple.

Para la obtención de los valores bioclimáticos utilizamos el balance hídrico de Thornthwaite (1955, 1957) y los balances bioclimáticos de Montero de Burgos y González Rebollar (1974, 1989), configurados dentro de un método para la determinación de regímenes bioclimáticos desarrollado por el Grupo de investigación Geomorfología y Cuaternario RNM 273 y Estudios Tropicales y Biogeografía RNM-915 (Cámara, 2004). Se utilizaron los indicadores para establecer las condiciones bioclimáticas de cada formación vegetal en su piso bioclimático correspondiente. Se trata de un método de investigación geobotánico basado en el análisis de datos paramétricos. Su fundamento está en la combinación de la información de la textura de las formaciones superficiales geomorfológicas (expresadas mediante la Capacidad de Retención o agua disponible para las plantas). Para el tratamiento del Balance Hídrico se parte del método de Thornthwaite y Matter y del Balance Bioclimático de Montero de Burgos y González de Rebollar, aplicándole a éste último una modificación basada en la redefinición del concepto de Coeficiente de Retención (CR) de Montero de Burgos y González de Rebollar, que ellos identifican con el mismo valor para todos los meses aplicándolo como factor corrector para obtener la precipitación útil. Nosotros obtenemos este factor de corrección mensualmente a partir de la escorrentía obtenida del BH. Con esta aportación se relacionaron los balances entre sí, y estos a su vez con las formaciones superficiales que sostiene la vegetación, ya que la escorrentía, en el BH, estaba en función de la capacidad de campo, que viene determinada por la profundidad de las raíces y la textura de la formación superficial.

Relacionando la valencia ecológica de las formaciones vegetales y su distribución con los rangos bioclimáticos se obtiene una caracterización ambiental adaptada a los factores temporales estacionales (meses del año): termo pluviométricos (T media) y (P) mensual, edafo sedimentológicos (capacidad de campo) y espaciales (distribución de la vegetación). A esta caracterización ambiental la denominamos Régimen bioclimático. Cada uno de estos regímenes es susceptible de nuevas matizaciones en tanto en cuanto se detalle de manera más precisa el factor edafo sedimentológico, según la escala de trabajo.

En función de las características termo pluviométricas, la repartición estacional de las lluvias y la existencia o no de paralización en el desarrollo vegetativo de las plantas, es posible

avanzar en el conocimiento del mosaico de subtipos bioclimáticos de los dominios zonales de la Tierra a pequeña escala y los cambios geobotánicos en un transecto a gran escala. Para poner en valor esta herramienta a gran escala hemos realizado la validación que se desarrolla en éste trabajo (Cámara 2004). La aplicación del método se sirve de una aplicación informática (<http://www.geografiafisica.org/2012/09/17/plantilla-para-el-calculo-del-balance-hidrico-y-el-diagrama-bioclimatico/>).

El balance hídrico de Thornthwaite (Tabla 1 y Fig. 2) a partir de los datos mensuales termopluviométricos del año 2013 (estación EM05-Palacio de Doñana), muestra, por un lado, un periodo de excedente hídrico en los meses de febrero y marzo (barras azul oscuro) y, por otro, un déficit hídrico a partir del mes de abril a noviembre (barras rojas), ambos incluidos, iniciándose la recarga de humedad (barra azul claro) en el mes de enero. Se ha calculado el balance hídrico siguiendo el método de López Cadenas de Llano y Mintegui (1986) obteniéndose los resultados que se recogen en la tabla 1.

Mes	T	P	ETP	P - ETP	ppa	ST	DST	ETR	Dh	S	%S(P)
Enero	10.60	47.00	22.68	24.32	0.00	64.76	24.32	22.68	0.00	0.00	0.09
Febrero	8.96	74.50	18.28	56.22	0.00	100.00	35.24	18.28	0.00	20.97	14.10
Marzo	13.41	116.20	40.74	75.46	0.00	100.00	0.00	40.74	0.00	75.46	36.99
Abril	15.52	45.40	57.45	-12.05	-12.05	88.00	-12.00	57.40	-0.05	0.00	47.34
Mayo	17.07	6.00	72.86	-66.86	-78.91	44.00	-44.00	50.00	-22.86	0.00	100.00
Junio	20.81	0.00	106.71	-106.71	-185.61	15.00	-29.00	29.00	-77.71	0.00	0.00
Julio	24.92	0.00	145.15	-145.15	-330.76	3.00	-12.00	12.00	-133.15	0.00	0.00
Agosto	26.15	15.20	148.79	-133.59	-464.35	1.00	-2.00	17.20	-131.59	0.00	8.84
Septiembre	22.62	21.10	106.14	-85.04	-549.39	1.00	0.00	21.10	-85.04	0.00	3.18
Octubre	19.77	72.10	76.57	-4.47	-553.86	1.00	0.00	72.10	-4.47	0.00	0.47
Noviembre	12.00	0.90	28.84	-27.94	-581.80	1.00	0.00	0.90	-27.94	0.00	18.66
Diciembre	10.00	59.40	19.97	39.43	0.00	40.43	39.43	19.97	0.00	0.00	0.14
<b>TOTAL</b>	16.82	457.80	844.17	-386.37	--	--	--	361.37	-482.80	96.43	19.15

Tabla 1. TABLA DE BALANCE HÍDRICO (Thornthwaite y Mather, 1957) PARA EL AÑO 2013 DE LA ESTACIÓN TERMOPLUVIOMÉTRICA EM05-PALACIO DE DOÑANA.

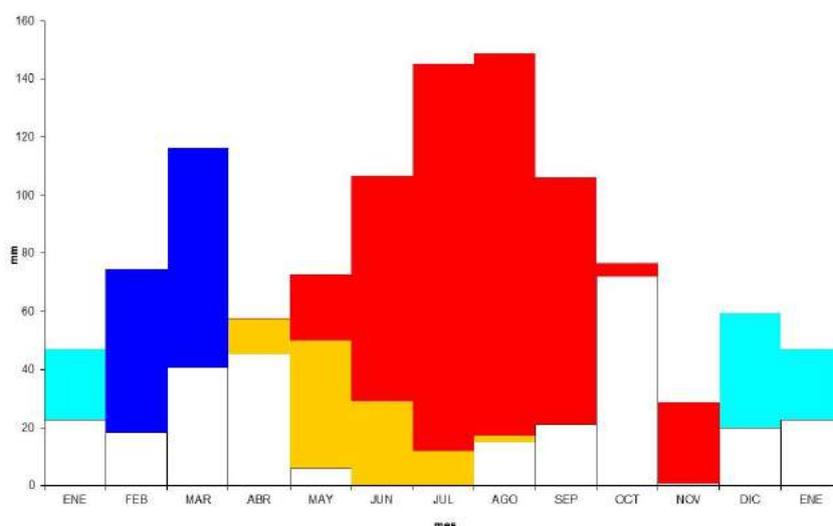


Figura 2. Gráfico de barras del balance hídrico de Thornthwaite para los datos termopluviométricos del año 2013 de la estación EM05-Palacio de Doñana.

El balance bioclimático (Fig. 3), cuya precipitación útil se ha calculado a partir de los datos de escorrentía del balance hídrico (Tabla 3), muestra un periodo de actividad vegetativa entre los meses de enero a mayo (barras verde oscuro) y el mes de diciembre. Entre los meses de junio a septiembre y el mes de noviembre muestra una paralización vegetativa por causas hídricas (barras rojas), más intensa en el mes de julio, y un periodo de actividad vegetativa condicionada en el mes de octubre e inicios de diciembre (verde claro). Los datos de intensidad bioclimática se muestran en la tabla 2.

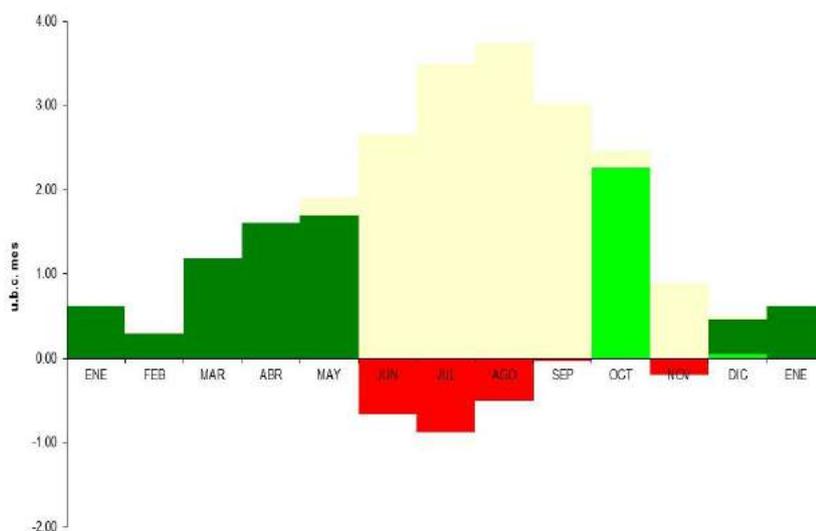


Figura 3. Gráfico de barras del balance bioclimático para los datos termopluviométricos del año 2013 de la estación EM05-Palacio de Doñana.

Mes	IBPc	IBCc	IBLc	IBRc	IBSc
Enero	0.62	0.00	0.62	0.62	0.00
Febrero	0.29	0.00	0.29	0.29	0.00
Marzo	1.18	0.00	1.18	1.18	0.00
Abril	1.60	0.00	1.60	1.60	0.00
Mayo	1.91	0.00	1.70	1.70	0.00
Junio	2.66	0.00	0.00	0.00	-0.67
Julio	3.48	0.00	0.00	0.00	-0.87
Agosto	3.73	0.00	0.00	0.00	-0.50
Septiembre	3.02	0.00	0.00	0.00	-0.03
Octubre	2.45	2.26	2.26	4.52	0.00
Noviembre	0.90	0.00	0.00	0.00	-0.20
Diciembre	0.50	0.05	0.45	0.50	0.00
Enero	0.62	0.00	0.62	0.62	0.00
TOTAL	22.37	2.31	8.12	10.43	-2.26

Tabla 3. TABLA DE VALORES DE INTENSIDAD BIOCLIMÁTICA PARA EL AÑO 2013 DE LA ESTACION TERMOPLUVIOMÉTRICA DEL PALACIO DE DOÑANA (intensidad bioclimática cálida IBPc: potencial; IBCc: condicionada; IBLc: libre; IBRc: real; IBSc: seca por paralización vegetativa hídrica).

Los datos obtenidos de forma horaria por el equipo HOBO U12-006 se han usado para calcular los valores medios diarios y mensuales tal como se recogen en la tabla 4.

### 3. RESULTADOS

En la figura 4 quedan reflejados los datos de humedad relativa (RH) diarios en tantos por ciento obtenidos por el HOBO U12-006 para -0.05 m y -0.50 m y la precipitación diaria obtenida en la estación termo-pluviométrica EM05-Palacio de Doñana. En naranja se ha señalado la superficie que marca la diferencia entre la humedad registrada por el sensor situado a -0.05 m y la que muestra el colocado a -0.50 m de profundidad en el suelo durante el periodo de déficit hídrico según el balance hídrico de Thornthwaite (Fig.2). Si se comparan las figuras 2 y 4 se aprecia la concordancia existente en la detección de la fase de déficit hídrico puesto de manifiesto por los dos procedimientos utilizados en este trabajo.

Profundidad	-0.05 m				-0.50 m			
	Max T	Min T	T media	RH	Max T	Min T	T media	RH
Febrero	15.31	7.76	10.93	59.61	12.62	11.67	12.02	61.20
Marzo	19.02	11.55	14.42	71.64	14.25	13.76	13.96	68.81
Abril	24.04	13.96	18.10	59.74	17.51	16.98	17.23	68.95
Mayo	27.58	15.49	20.74	16.96	19.24	18.93	19.07	51.78
Junio	35.25	18.93	25.59	14.53	21.90	21.66	21.78	33.63
Julio	40.46	22.22	29.52	11.06	25.07	24.89	25.00	16.16
Agosto	41.59	22.86	30.02	12.34	26.07	25.92	26.01	13.34
Septiembre	35.42	21.03	26.68	23.14	24.81	24.63	24.73	30.55
Octubre	25.58	17.29	20.45	110.46	21.43	20.98	21.19	86.07
Noviembre	17.28	10.08	12.95	75.25	16.16	15.80	15.96	57.00
Diciembre	12.81	6.54	9.34	59.41	12.60	12.26	12.42	53.37
Enero	14.72	8.83	11.50	127.35	12.89	12.38	12.62	65.86

Tabla 4. TABLA DE VALORES TERMICOS E HIGROMÉTRICOS A -0.05 M Y -0.50 M. DE PROFUNDIDAD MEDIDOS CON EL HOBO U12-006 (Max T: media de la temperatura máxima; Min T: media de la temperatura mínima; T media: media mensual de la temperatura media; RH: humedad en tanto por ciento).

A nivel diario, la variación de la humedad en los perfiles de suelos estudiados a -0.50 m de profundidad, muestran el decrecimiento de la humedad edáfica entre abril y junio (Fig. 4), correspondiente al período de déficit hídrico que se prolonga de abril hasta noviembre. De junio a noviembre tiene lugar la paralización vegetativa como se apuntó en la figura 3, con una interrupción por las precipitaciones del mes de octubre.

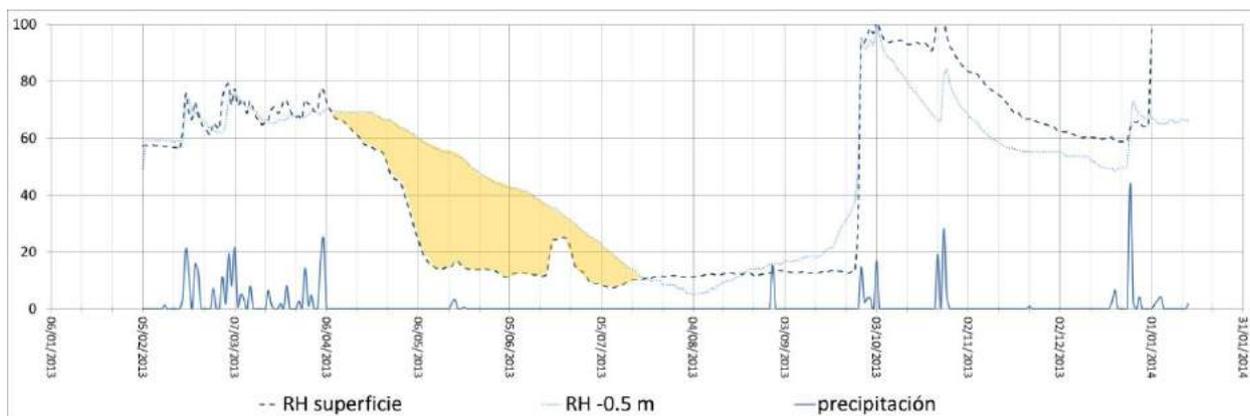


Figura 4. Gráfica comparativa de los datos obtenidos de humedad relativa (%) (RH) para -0.05 m en línea discontinua, para -0.50 m en línea punteada y de precipitación (mm) en línea continua.

También se compararon gráficamente la relación entre las temperaturas máxima, mínima y media diaria del HOBO a -0.05 m y las mismas variables a -0.50 m. En superficie del suelo (Fig. 5) existe amplitud térmica de 3 a 4°C entre la máxima y la mínima diaria, situándose ambas muy diferenciadas de la media diaria, lo que nos muestra unos cambios térmicos significativos diarios.

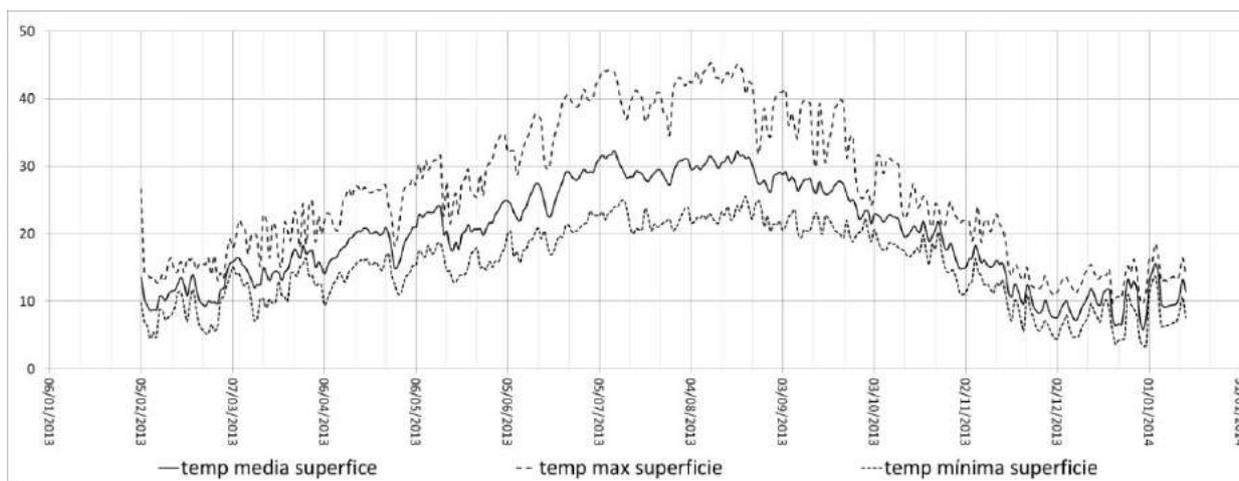


Figura 5. Variación de la temperatura (°C) del año 2013 medida con el HOBO U12-006 a -0.05 m: temperatura máxima, mínima y media.

A -0.50 m de profundidad la variación diaria se amortigua, y las máximas y mínimas diarias se aproximan mucho a los valores medios (Fig. 6), no existiendo prácticamente diferencia entre los valores máximos, los mínimos y la media. Además, la temperatura media a esta profundidad (0.50 m) es la más alta, alcanzándose en verano los 26°C, mientras que a -0.05 m se llega a 31°C; en invierno la mínima de las medias es 5.5°C a -0.05 m, y 10.5°C a -0.50 m. Estos datos muestran un comportamiento estenotérmico a -0.50 m. (Fig. 6), induciendo una situación muy diferenciada entre el aparato aéreo de las plantas y sus raíces: mientras en el aparato aéreo de las plantas la oscilación térmica anual alcanza 30°C, pudiendo llegar la oscilación térmica diaria hasta 8°C, en las raíces la oscilación térmica anual es de 16°C, y mientras que la diaria no supera 0.5°C.

Se pone de manifiesto el comportamiento térmico diferenciado entre la superficie del suelo y los 50 cm de profundidad y como son estas condiciones (junto con las relacionadas con las características alteroedafológicas, hidrogeomorfológicas, sedimentológicas..., no analizadas en este trabajo) las que van a marcar el desarrollo del aparato radicular de las formaciones arbustivas y arbóreas.

Los datos térmicos aportados por el sensor HOBO V12-006 a -0.05 m muestran una elevada correspondencia con los datos aportados por la estación termo-pluviométrica EM05-Palacio de Doñana (Fig. 7), con un coeficiente  $r^2$  de 0.97. La temperatura media mensual de la superficie del suelo es 0.5 °C más alta que la del aire en invierno, y hasta 4°C en verano.

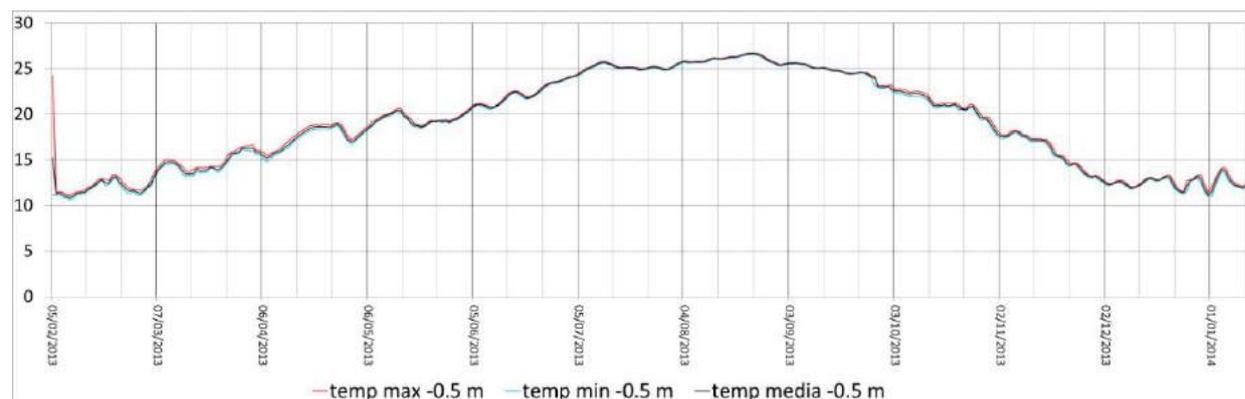


Figura 6. Variación de la temperatura (°C) del año 2013 medida con el HOBO U12-006 a -0.50 m: temperatura máxima, mínima y media.

En cuanto al balance hídrico, durante el periodo de déficit hídrico los valores mensuales obtenidos para la humedad del suelo con el balance hídrico de Thornthwaite concuerdan con los datos analíticos obtenidos con el medidor HOBO U12-006 ubicado en suelo del Sabinar del Marqués. Si hacemos una regresión entre los datos de humedad del balance hídrico y del suelo a -0,50 m de profundidad proporcionados por dicho sensor (Fig. 8), el resultado muestra una curva polinómica de segundo grado con un coeficiente  $r^2$  de 0.99.

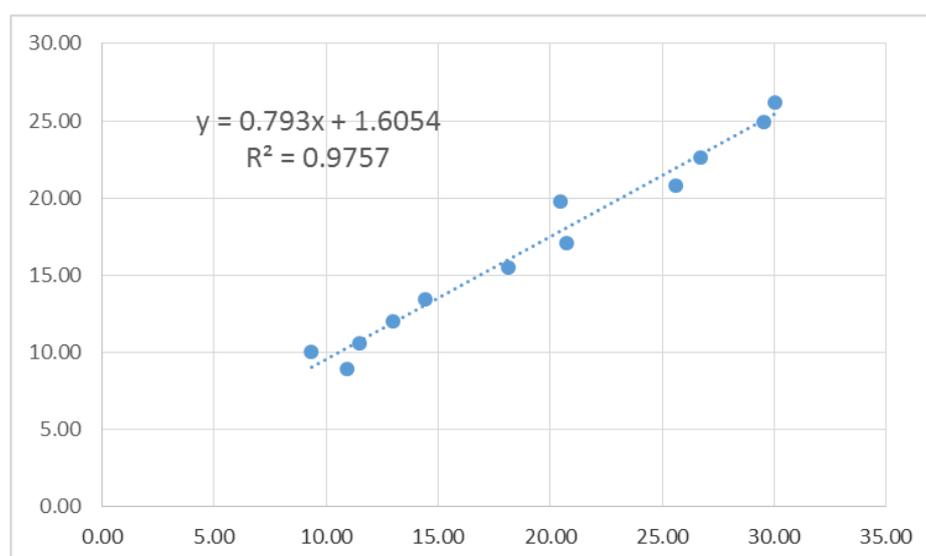


Figura 7. Recta de regresión entre la temperatura media del aire (eje y) (estación Palacio de Doñana) y la temperatura media del suelo a -0,05 m. (eje x).

En la tabla 5 se muestran los valores de ST y de RH a -0.50 m durante el periodo de déficit hídrico en gris, que son los utilizados para curva polinómica de regresión de la figura 7. Los valores de humedad RH a -0.50 y a -0.05 m de los meses de febrero y marzo se hallan muy próximos y coinciden con la situación de excedente por saturación del suelo en estos meses. A partir de agosto es la precipitación la que marca el aporte de humedad al suelo tanto en superficie como en profundidad, pero sin que el RH a -0.50 m alcance al de -0.05 m, lo que identifica un recargo sin saturación (como se vio en la figura 4), y tal como indica el diagrama de balance hídrico (Fig. 2) durante los meses de agosto a diciembre.

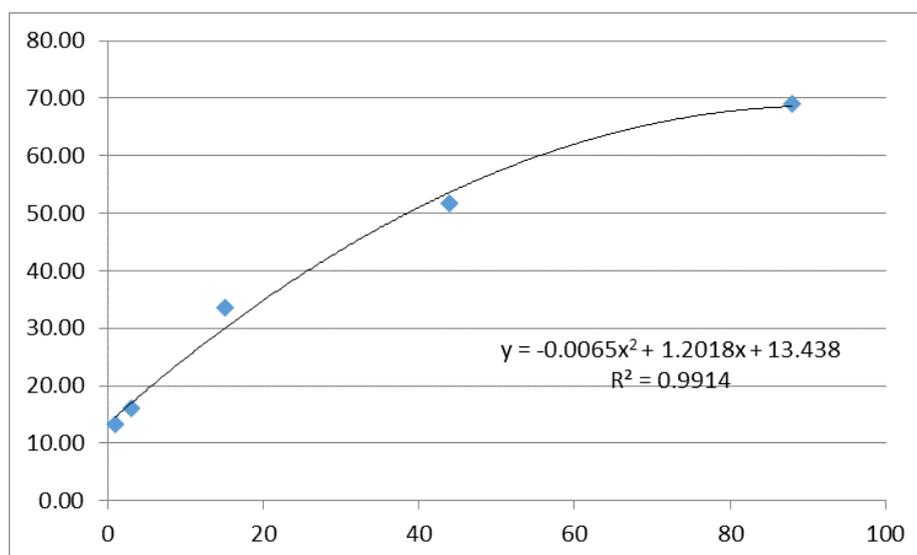


Figura 8. Curva de regresión polinómica entre la humedad del suelo (ST) del balance hídrico (eje x) y la humedad relativa (RH) a -0.50 m (eje y) medidas en campo durante el período de déficit hídrico.

Mes	ST del BH (mm)	RH a -0.50 m	RH a -0.05 m	P (mm)
Febrero	100	61.20	59.61	74.50
Marzo	100	68.81	71.64	116.20
Abril	88	68.95	59.74	45.40
Mayo	44	51.78	16.96	6.00
Junio	15	33.63	14.53	0.00
Julio	3	16.16	11.06	0.00
Agosto	1	13.34	12.34	15.20
Septiembre	1	30.55	23.14	21.10
Octubre	1	86.07	110.46	72.10
Noviembre	1	57.00	75.25	0.90
Diciembre	40.43	53.37	59.41	59.40

Tabla 5. VALORES DE: HUMEDAD DELSUELO (ST) EN (mm) DEL BALANCE HÍDRICO (BH), HUMEDAD DEL SUELO (RH) A -0.50 m Y -0.05 m EN TANTO POR CIENTO Y PRECIPITACIÓN MENSUAL (P) EN mm.

#### 4. CONCLUSIONES

Como se desprende de lo anterior, la utilización del método propuesto por Thornthwaite y los resultados obtenidos con equipos de medición en continuo muestran una correlación significativa y permiten validar los datos del Balance Hídrico obtenido sólo a través de datos medios mensuales de temperatura y precipitación. Este hecho viene a reforzar la hipótesis inicial con la que se ha trabajado en esta investigación en el sentido de que el Balance Hídrico se muestra como un buen estimador de la humedad edáfica del suelo y, a su vez, que el Balance Bioclimático, encadenado con éste último a través del agua sobrante mensual, se conforma como un buen estimador de la actividad vegetativa de las formaciones vegetales.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación JUNITUR “Biogeografía de los sabinars de *Juniperus turbinata* Guss. en la Reserva de la Biosfera de El Hierro y en el Parque Nacional de Doñana (CSO2011-24425) de la Secretaría de Investigación, Desarrollo e Innovación del Ministerio de Economía y Competitividad.

#### 6. REFERENCIAS

- Borja, F. y Díaz del Olmo, F. (1994). Geomorfología del manto eólico litoral de El Abalario (Huelva). En: J. Arnáez, J.M. García Ruiz y A. Gómez Villar (Eds.). *Geomorfología en España*. SEG. Logroño, pp. 327-338.
- Borja, F. y Díaz del Olmo, F. (1996). “Manto eólico litoral (MEL) de El Abalario (Huelva-España): episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 BP”. En: A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth y A. Martínez Cortizas (Eds.). *Dinámica y evolución de Medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, pp. 375-390.
- Cámara, R. (2004). Escalonamiento bioclimático, regímenes ecodinámicos y formaciones vegetales de la isla La Española en República Dominicana. En: Panareda, J.M. (Ed.). *Estudios en Biogeografía*. Terrassa. Servei de Publicacions de la Universitat de Girona, pp. 39-58.
- Cámara R., Díaz del Olmo, F. y Borja, C. (2013). “Muestreo en transecto de formaciones vegetales de fanerófitos y caméfitos (MIFC) (II): estudio de los sabinars de la Reserva Biológica de Doñana (RBD) (España)”. *Estudios geográficos*, Vol. 74. Núm. 274: 89-114.
- López Cadenas de Llano, F. y Mintegui, J.A. (1986). *Hidrología de superficie*. Fundación Conde del Valle de Salazar, 224 págs.
- Montero de Burgos, J.L. y González Rebollar, J.L. (1974). *Diagramas bioclimáticos*. Ministerio de Agricultura, ICONA. Madrid.
- Montero de Burgos, J.L. y González Rebollar, J.L. (1989). Diagramas bioclimáticos. En: Rivas Martínez, S. (Ed.). *Memoria del mapa de series de vegetación de España*. Ministerio de Agricultura, ICONA, Serie Técnica. Madrid, pp. 227-268.
- Thornthwaite, C. W.; Mather, J. R. (1955). “The Water Balance. Laboratory of Climatology”. *Publ. in Climatol*, 8: 1-104.
- Thornthwaite, C. W. y Mather, J. R. (1957). “Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance”. Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology. *Publ. in Climatology*, 10:181-311.

## TERMOHIGROMETRÍA DEL AIRE Y DEL SUELO DE LOS SABINARES DE LA ISLA DE EL HIERRO (CANARIAS)

Montserrat SALVÀ CATARINEU<sup>1</sup>, Ferran SALVADOR FRANCH<sup>1</sup>, Pedro Agustín PADRÓN PADRÓN<sup>2</sup>, Amparo CORTÉS LUCAS<sup>3</sup>, Joan Albert LÓPEZ BUSTINS<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Departament de Geografia Física i A.G.R. Universitat de Barcelona*

<sup>2</sup>*Laboratorio Insular de El Hierro, Cabildo de El Hierro*

<sup>3</sup>*Departament de Productes Naturals, Biologia Vegetal i Edafologia, Universitat de Barcelona*

salva@ub.edu, fsalvador@ub.edu, papadron@el-hierro.org, acortes@ub.edu, jlopezbustins@ub.edu

### RESUMEN

En la isla de El Hierro se encuentran los sabinares de *Juniperus turbinata* más extensos de las Islas Canarias. La extensión actual de estos bosques termófilos es muy reducida en comparación con su distribución potencial debido a su intensa explotación durante siglos. Actualmente, la recuperación de su hábitat natural tiene un alto interés ambiental y paisajístico por tratarse de una especie protegida en Europa; sin embargo, es indispensable mejorar el conocimiento de los factores ambientales que favorecen o limitan esa recuperación. En el marco del proyecto JUNITUR se están estudiando las poblaciones de sabinares de El Hierro y Doñana, donde se ha establecido un conjunto de parcelas de trabajo en las que se realiza el control de la biodiversidad y de las condiciones bioclimáticas de dichas poblaciones. El objetivo principal de este trabajo es analizar los datos del primer ciclo anual (septiembre 2012 a agosto 2013) de temperatura y humedad del aire y del suelo (-5 cm) obtenido en dos sabinares de El Hierro. Para el registro de la temperatura y humedad, con frecuencia horaria, se han utilizado sensores-registradores de alimentación autónoma tipo U23-001 HOB0® Pro v2 Temp/RH para el aire y HOB0® U12 con TMC6-HD(T) y ECH<sub>2</sub>O EA10 (H) para el suelo. Los resultados obtenidos hasta la fecha muestran ciclos termohigrométricos del aire muy similares entre las dos áreas de estudio. Las mayores diferencias entre ambos enclaves se dan en la temperatura del suelo en verano e invierno y en la humedad del suelo en invierno. Los resultados de esta investigación permiten avanzar en el conocimiento de la bioclimatología de los sabinares de la isla más occidental de las Canarias.

**Palabras clave:** sabinares, *Juniperus*, temperatura, humedad, El Hierro

### ABSTRACT

The biggest extension of juniper woodlands *Juniperus turbinata* throughout the Canary Islands is located in the island of El Hierro. The current extent of these thermophilous woodlands is very small compared with the potential distribution due to heavy exploitation for centuries. Currently, the recovery of its natural habitat has such a high environmental and scenic interest because this is a protected species in Europe; however, an improved understanding of the environmental factors that help or limit the recovery is indispensable. Under the JUNITUR project the populations of juniper woodlands on El Hierro and Doñana are being studied. A set of plots has been studied in order to know the biodiversity and bioclimatic environment of these juniper woodlands. The main objective of this paper is to

analyse the data of the first annual cycle (September 2012 to August 2013) of temperature and humidity of air and soil (-5 cm) registered in two juniper woodlands of El Hierro. We are using air data loggers U23-001 HOBO ® Pro v2 Temp / RH and ground data loggers HOBO ® U12 with TMC6-HD (T) and ECH2O EA10 (H) types for recording hourly temperature and humidity data. The results to date show thermohygrometric air cycles very similar between the two study areas. The largest differences were found in soil temperature in summer and winter, and soil moisture in winter. The results of this research contribute to the knowledge of the juniper bioclimatology in the westernmost of the Canaries Islands

**Key words:** juniper woodlands, *Juniperus*, temperature, moisture, El Hierro

## 1. INTRODUCCIÓN

En las Islas Canarias hay dos especies de sabinas silvestres: *Juniperus cedrus* W.B. y *Juniperus turbinata* Guss. La sabina *Juniperus turbinata* Guss. es un endemismo mediterráneo-macaronésico que se encuentra de forma discontinua en zonas litorales del mediterráneo occidental. En las Islas Canarias se halla en Tenerife, Gran Canaria, La Palma, La Gomera y El Hierro (Hansen y Sundig, 1993). En concreto las formaciones de esta sabina cubren en la actualidad áreas importantes en las islas de La Gomera y de El Hierro (Kämmer, 1976), en cambio en la isla de La Palma son poco abundantes, pero sin llegar a ser raras y se encuentran muy localizadas en las islas de Tenerife y Gran Canaria. De todas las Islas Canarias los ejemplares de mayor talla y con un área de distribución más extensa se encuentran en El Hierro. Por ello es necesario conocer las condiciones climáticas en las que vive esta especie que ha visto reducida su extensión en todas las islas.

Para la conservación y gestión de esta especie es fundamental obtener información precisa sobre las condiciones climáticas donde habitan los sabinares de la Isla. Cabe destacar, de los estudios previos, las tesis de Gaisberg (2005) y Stierstorfer (2005) y las investigaciones de Hernández-Padrón *et al.* (1985), Fernández Palacios *et al.* (1992), Padrón Padrón (1992), Del Arco *et al.*, (1996), Stierstorfer y Gaisberg (2006) y Fernández Pello *et al.* (2006) que han trabajado con datos existentes y alguno de ellos han aportado datos nuevos al conocimiento de la climatología y meteorología de El Hierro. Los sabinares de El Hierro se localizan en áreas alejadas de las poblaciones y en la actualidad no existen estaciones meteorológicas funcionando en este tipo de bosque; por esto se hizo necesario instalar equipos automáticos. La experiencia del equipo investigador en la instalación de sensores de temperatura y humedad del aire y del suelo (Salvador Franch *et al.*, 2010, 2011) se utilizó para ubicar equipos en El Hierro que permitieran obtener datos continuos durante los tres años de duración del proyecto JUNITUR con una frecuencia de medición de 60 minutos. El objetivo principal de este trabajo es analizar los datos obtenidos del primer ciclo anual (septiembre 2012 a agosto 2013) de temperatura y humedad del aire y del suelo (-5cm) en dos enclaves representativos de los sabinares de El Hierro: la Dehesa (528 m) y El Júlan (996 m), con orientación, altitud y topografía contrastadas.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

Este estudio de la climatología de los sabinares se está llevando a cabo en la isla de El Hierro que es la más sudoccidental del archipiélago de las Islas Canarias y la más pequeña (268,71 km<sup>2</sup>) de las siete islas principales. Cronológicamente es la más joven, formada en tres etapas volcánicas entre 1,1 Ma y 2,5 ka. A pesar de su reducido tamaño presenta una notable

diversidad morfológica y paisajística, con alturas máximas en torno a 1.500 m (Malpaso 1.502 m). Debido a la riqueza y la peculiaridad de su patrimonio natural y cultural, la Unesco la declaró, en enero de 2000, Reserva de la Biosfera. El estudio se ha centrado en El Hierro porque en esta isla se encuentra el sabinar más extenso de *Juniperus turbinata* y los ejemplares de mayor talla de todas las Islas Canarias, concretamente en su tercio occidental. Constituye uno de los elementos característicos de los bosques termófilos canarios, con un elevado valor histórico, paisajístico, ecológico y biogeográfico. Este estudio se ha realizado en los sabinares de La Dehesa (200-600 msnm, WNW) y de El Júlán (300-1000 msnm, SSE) donde se encuentra el sabinar seco (figura 1).

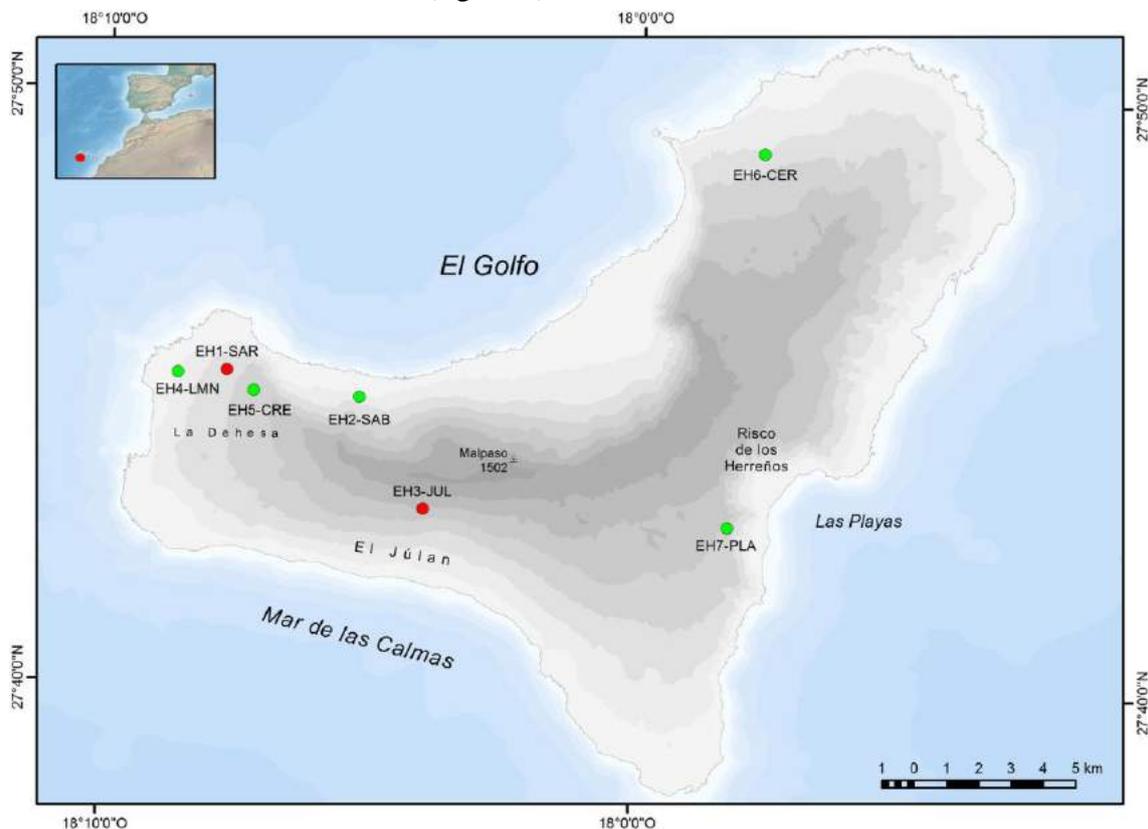


Fig. 1: Localización de las estaciones instaladas para el proyecto JUNITUR (CSO2011-24425) en El Hierro. En rojo las localizaciones de este estudio. Base topográfica: IGN.

El estudio se inició en el año 2012, año de inicio del proyecto JUNITUR, con la instalación de tres equipos de toma de datos de temperatura y humedad del aire ( $T_a$ ,  $H_a$ ) y del suelo ( $T_s$ ,  $H_s$ ). Uno de ellos no funcionó correctamente y por ellos se presentan los primeros datos de dos estaciones obtenidos en los sabinares en el período septiembre 2012-agosto 2013.

Las parcelas donde se instalaron los dos equipos de sensores de temperatura y humedad se encuentran en sabinares orientados al WNW (Sabinar de La Dehesa: 528 msnm) y al SSE (El Júlán: 996 msnm). No ha sido posible obtener datos de estas áreas por otras fuentes. Hay que señalar que estos enclaves se encuentran alejados de las poblaciones de la isla y son sectores tradicionales de pastoreo (figura 2).

Los sensores utilizados para medir la temperatura y humedad del aire fueron U23-001 HOBO® Pro v2 Temp/RH, que puede medir de 0-100% RH,  $-40^{\circ}$  -  $70^{\circ}$ C T. Para el suelo se utilizó el registrador HOBO® U12 de 4 Canales que registró datos de T con el sensor TMC6-

HD y de humedad del suelo con sensor de humedad ECH<sub>2</sub>O EA10 instalado a -5 cm de profundidad. Para la instalación del sensor de humedad del suelo fue necesario extraer previamente muestras del suelo en dónde se instalarían los sensores para su calibración en el laboratorio. Según la textura y composición del suelo puede variar la capacidad de retención y saturación de agua. Las muestras de suelos de las parcelas de estudio mostraron en el laboratorio un nivel de saturación (contenido volumétrico de agua máximo) alrededor de un 60-65%, concretamente, un 58% en la muestra de suelo del sabinar y un 68% en la de El Júlán. Todos los datos se registraron a resolución horaria, con ello se obtuvo 24 registros al día/sensor (figura 3).



Fig. 2: Sabinar de la Dehesa (WNW) (izquierda) y la sabina símbolo de la isla (derecha).

Se analizan y presentan los datos obtenidos en las parcelas de El Júlán y del Sabinar. El tercer termohigrómetro de la parcela de Sabinosa no funcionó correctamente y no se pudieron obtener registros durante ese período. Las variables obtenidas por los termohigrómetros fueron temperatura media, máxima y mínima (aire y suelo), humedad del suelo, conocida también como el contenido volumétrico de agua en el suelo y humedad del aire (HR). Todos los datos se analizaron estadísticamente para detectar diferencias significativas entre parcelas y, por otra parte, ver las condiciones ambientales en las que viven los sabinares más occidentales de las Islas Canarias.



Fig. 3: Termohigrómetro del aire U23-001 HOBO® Pro v2 Temp/RH (izquierda) y registrador HOBO® U12 de 4 Canales con el sensor de temperatura TMC6-HD y de humedad del suelo ECH<sub>2</sub>O EA10 (derecha).

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La temperatura media del ciclo anual analizado es de 17,2°C Ta y 22,6°C Ts en la vertiente SSE y en la vertiente WNW es de 17,9°C Ta y 18,6°C Ts, por otra parte los valores extremos son superiores en El Júlán tanto en el aire con una máxima de 42,7°C Ta y una mínima de 7,2°C Ta como en el suelo 45,7°C Ts y 10,4°C Ts. Se observa que la amplitud térmica del aire y del suelo en El Júlán es superior a 35°C en cambio en el Sabinar es de 27,7 °C Ta y 16,6 °C Ts. La humedad relativa del aire alcanza 100 % en las dos parcelas y la media es de 78,4% en el Sabinar y de 62,2% en El Júlán. La humedad ha registrado mayor amplitud en el aire de El Júlán y en el suelo del Sabinar (tabla 1).

		Temperatura °C		Humedad %	
		Sabinar (SAR) WNW 526 m	El Júlán (JUL) SSE 996 m	Sabinar (SAR) WNW 528 m	El Júlán (JUL) SSE 996 m
Aire	Máx extrema	37,8	42,7	100,0	100,0
	Máx media	23,4	22,6	92,4	78,7
	media	17,9	17,2	78,4	62,2
	mín media	15,2	14,2	58,7	43,3
	mín extrema	10,1	7,2	11,6	1,2
	Amplitud extrema	27,7	35,5	88,5	98,8
Suelo	Máx extrema	29,0	45,7	40,5	38,4
	Máx media	19,6	28,8	24,0	15,6
	media	18,6	22,6	23,7	15,2
	mín media	17,5	18,1	23,5	14,9
	mín extrema	12,4	10,4	4,9	8,2
	Amplitud extrema	16,6	35,3	35,6	30,1

TABLA 1. VALORES DE TEMPERATURA Y HUMEDAD DEL AIRE Y DEL SUELO

Las medias anuales de temperatura del aire (figura 4) son muy similares en las dos parcelas y no presentan diferencias estadísticamente significativas (tabla 2), la Ta media del Sabinar es de 17,9°C y de 17,2°C en El Júlán. Las Ta medias presentan una menor variabilidad en el Sabinar, que tiene valores superiores de Ta en otoño, invierno y primavera y en cambio El Júlán es más cálido en verano (figura 4). Por estaciones se observa que en los meses de invierno hay diferencias estadísticamente significativas entre las dos estaciones.

Las medias anuales de humedad del aire son de 78,4% en el Sabinar y 62,2% en El Júlán. Estas diferencias de humedad del aire entre ambas parcelas son estadísticamente significativas (tabla 2). Las diferencias también son significativas en los meses estivales e invernales. La parcela El Júlán en los meses de verano presenta una humedad muy reducida por su orientación SSE y puede atribuirse, en parte, al efecto Foehn, ya que se observa también un incremento considerable de las temperaturas. Se observa que los valores de Ha se mantienen superiores en la parcela del Sabinar. Las condiciones de falta de humedad (mínima extrema de 1,2%) que sufren las poblaciones de sabinas de la vertiente sur en comparación con aquéllas de la cara oeste se ven reflejadas en las medias higrométricas tomadas en el campo. Las diferencias entre estaciones son estadísticamente significativas tanto en verano como en invierno, pero en verano los sabinas del vertiente sur presentan una humedad inferior y una temperatura superior alcanzando valores de 42,7°C.

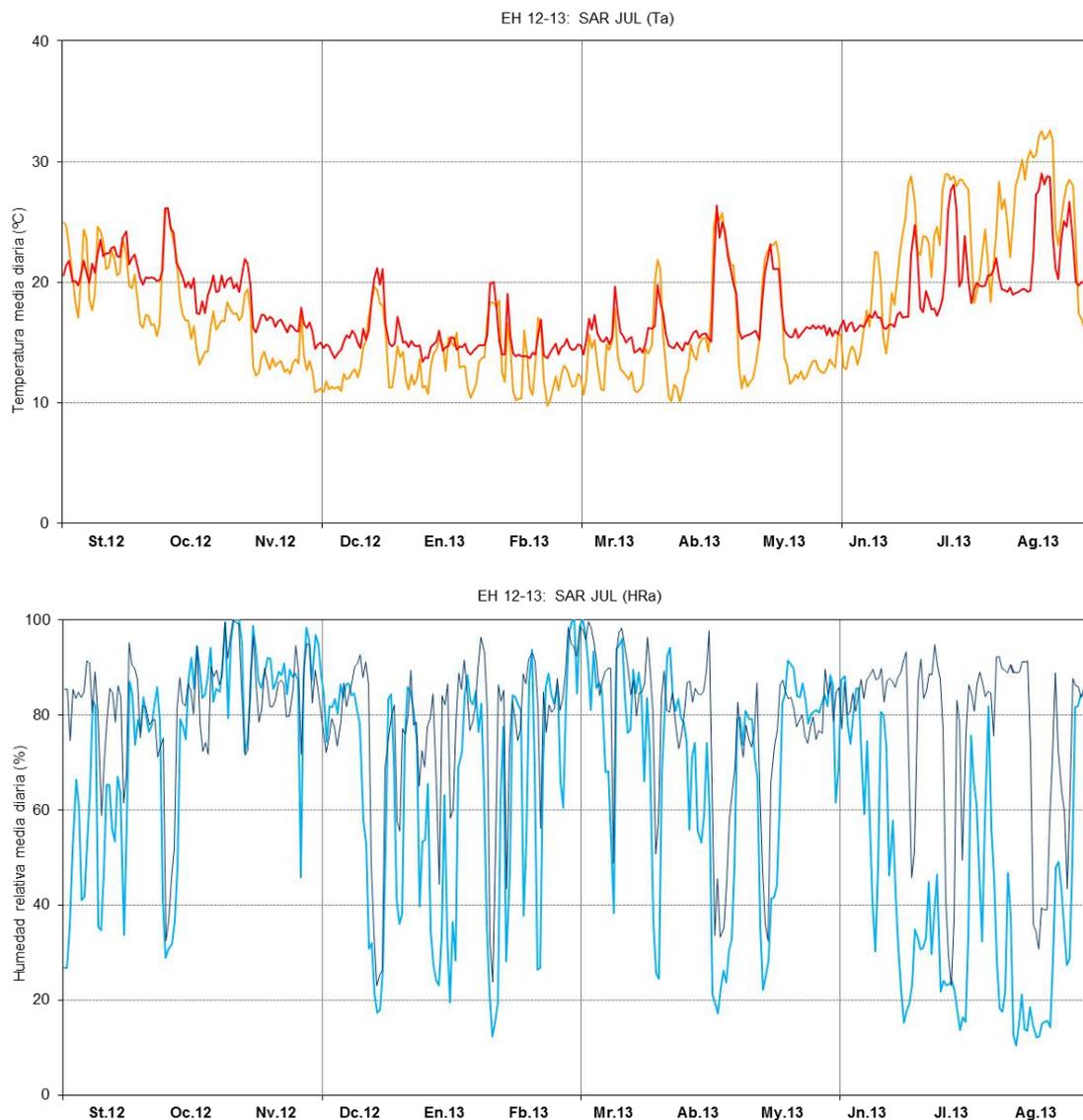


Fig. 4: Evolución temporal de los valores de temperatura (superior) y humedad (inferior) media diaria del aire de las parcelas de El Júlan (naranja y azul claro) y del Sabinar (rojo y azul oscuro) durante el período de estudio.

	Anual		Meses estivales		Meses invernales		
	Ta	Ha	Ta	Ha	Ta	Ha	
Media	17,2	62,2	22,6	46,8	13,4	66,0	JUL
	17,9	78,4**	20,4	78,4**	15,4**	78,8**	SAR
Desviación tipo	4,3	15,1	3,0	11,5	0,4	8,0	JUL
	2,5**	5,2**	1,9	4,4	0,5	5,9	SAR

TABLA 2. MEDIAS Y DESVIACIONES TIPO DE LA TEMPERATURA (TA EN °C) Y HUMEDAD DEL AIRE (HA EN %)

En la tabla 2 se muestran las medias y las desviaciones tipo de la temperatura del aire ( $T_a$ ) y de la humedad del aire ( $H_a$ ) calculadas para todos los valores mensuales del ciclo anual 2012-2013, para los meses estivales (junio, julio, agosto y septiembre) y para los meses invernales (diciembre, enero, febrero y marzo). Los valores en gris/negrita corresponden a la parcela del Júlán (JUL) y Sabinar (SAR) respectivamente. Las diferencias estadísticamente significativas al 95% del nivel de confianza entre ambos enclaves se expresan con \*\* en los valores de la parcela del Sabinar. El test de comparación de medias aplicado ha sido el de la *t de Student*, y el de la *F de Snedecor* para la comparación de desviaciones tipo.

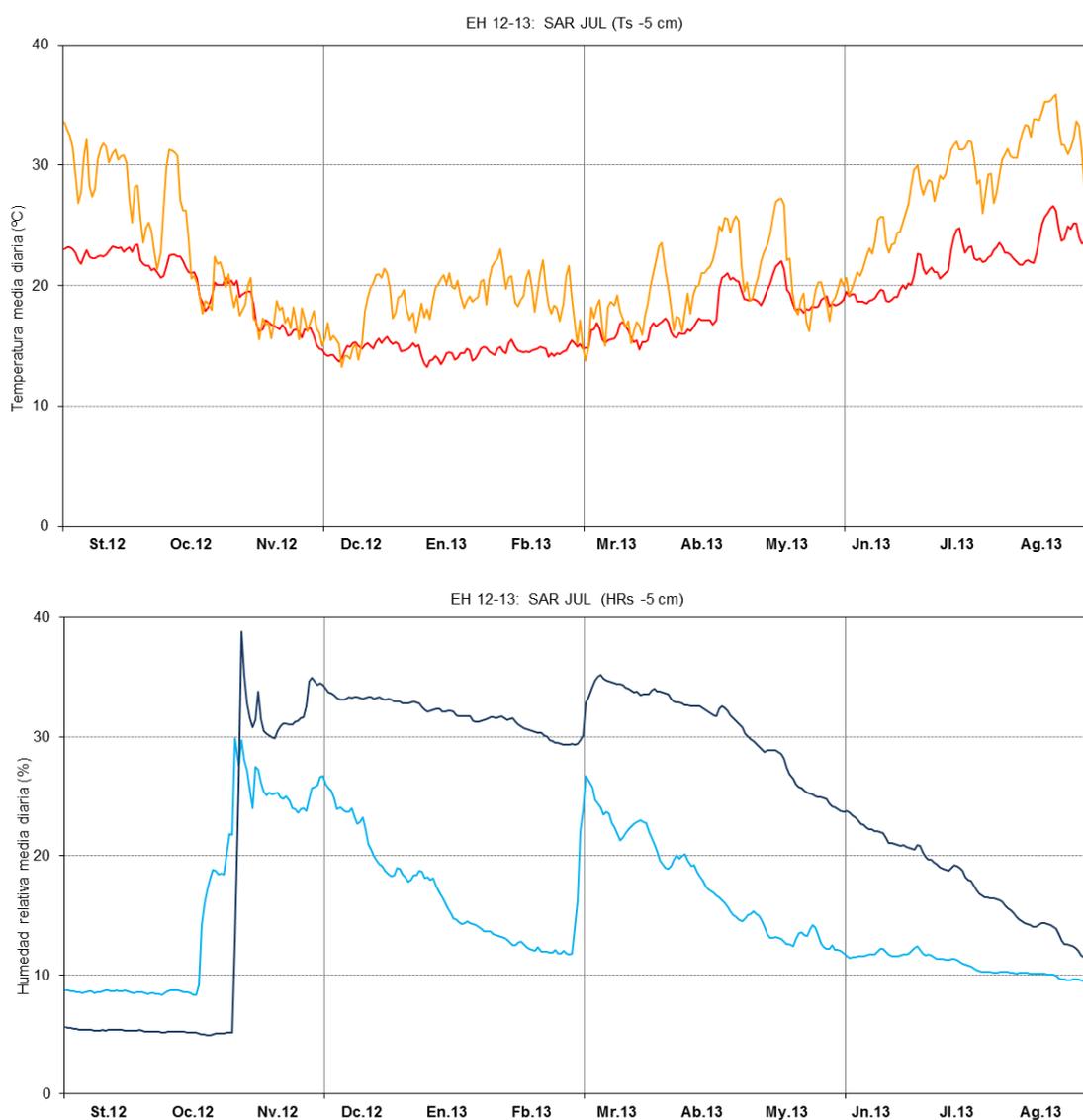


Fig. 5: Evolución de los valores de temperatura (superior) y humedad (inferior) media diaria del suelo de las parcelas de El Júlán (naranja y azul claro) y del Sabinar (rojo y azul oscuro).

La  $T_s$  media anual es de 22,6°C en la vertiente sur y 4°C inferior en la vertiente oeste con 18,6°C, una diferencia estadísticamente significativa (tabla 3). En esta figura 5 puede apreciarse que la  $T_s$  media del enclave de estudio de la vertiente sur tiene mayor variabilidad que la temperatura media del enclave de la oeste, aunque sus diferencias no son

estadísticamente significativas (tabla 3). La temperatura media de SAR es más estable a lo largo del ciclo anual y durante los meses invernales no se rebasan los 20°C en ningún momento.

Las medias anuales de humedad del suelo son acorde con las medias de temperatura, donde los valores son de 15,2% en la vertiente sur y de 23,7% en la vertiente oeste. Estas diferencias de humedad del suelo entre ambas parcelas también son estadísticamente significativas. Teniendo en cuenta que la saturación de los suelos estudiados en el laboratorio era alrededor del 60-65% de humedad, podemos deducir que la parcela del Sabinar contiene de media a lo largo del ciclo anual aproximadamente un 40% de la máxima cantidad de agua potencial que puede llegar a almacenar, mientras el enclave de El Júlan tan sólo llega a un 22% de dicha agua potencial. La humedad del suelo en verano de la vertiente oeste baja a valores cercanos a los de la ladera sur, alrededor de un 10% (aproximadamente el 15% de agua máxima almacenable) (figura 5). Los mínimos de humedad del suelo, en el ciclo anual estudiado, se presentan a finales del verano, en septiembre, y de forma estable y en las dos parcelas. Cabe destacar que este mínimo es algo más bajo en la vertiente oeste (5%) que en la vertiente este (9%). En cambio, las diferencias de humedad del suelo entre ambos enclaves son máximas en los meses invernales (diciembre, enero, febrero y marzo), a pesar de acortarse la distancia entre las Ts medias (tabla 3). En la figura 5 puede observarse que en otoño ambas parcelas llegan a valores cercanos al 40% de humedad del suelo en el Sabinar y al 30% en el Júlan; es decir, prácticamente la mitad del total de agua potencial que pueden albergar estas parcelas. Mientras los suelos del Sabinar son capaces de retener una parte sustancial de dicha agua hasta la estación estival, los de El Júlan decaen en pocas semanas volviendo a valores de humedad en febrero similares a los de la estación estival. De ahí, las diferencias máximas halladas entre las medias de los meses invernales en cuanto a humedad del suelo de ambos enclaves (tabla 3). Las causas podrían ser topográficas ya que la parcela de El Júlan tiene 38° de pendiente y la del Sabinar 18°, edáficas por la distinta textura y composición de los suelos entre ambas parcelas, o bien térmicas, por los altos valores de temperatura media del suelo, superiores a 20°C, que alcanza la vertiente sur en pleno invierno (figura 5 inferior). Una cuarta posible causa, y la más probable, para explicar los altos valores de humedad del suelo que se mantienen en invierno en la parcela del Sabinar podrían ser los vientos alisios del noreste que pueden alcanzar, por el descenso del relieve, estas laderas más occidentales del Sabinar. Según los valores normales de precipitación del aeropuerto de El Hierro (NE de la isla) consultados en la página web del AEMET, los meses estivales muestran valores medios muy próximos a 0 mm y las primeras lluvias no aparecen hasta mediados de otoño. Este régimen pluviométrico es coherente con el incremento de la humedad del suelo en la Figura 5 a finales de octubre, así como, con el inicio del soplo de los vientos alisios.

En cuanto a la variabilidad de la humedad del suelo, la parcela del Sabinar obtiene unos valores estadísticamente superiores a los de la parcela del Júlan (tabla 3). Ello se explica por los valores mínimos y máximos más extremos de humedad del suelo alcanzados en la vertiente oeste a lo largo del ciclo anual (figura 5). Mientras en el Sabinar son los meses invernales los que muestran una mayor estabilidad en la humedad del suelo (cerca del 30%), en el Júlan son los meses estivales aquéllos que se presentan prácticamente invariables cercanos al 10%.

Las condiciones significativamente más secas que sufren las poblaciones de sabinares de la vertiente sur en comparación con aquéllas de la cara oeste se ven claramente reflejadas en las medias termohigrométricas que se presentan en las figuras 4 y 5 y tablas 2 y 3. Estas diferencias termohigrométricas entre vertientes es estadísticamente significativa en cuanto a temperatura del suelo en los meses estivales (junio, julio, agosto y septiembre), pero, en

cambio, las humedades del suelo son estadísticamente similares en estos meses. Por otra parte en los meses invernales (diciembre, enero, febrero y marzo) las diferencias estadísticamente significativas entre parcelas se da tanto en la humedad como en la temperatura.

	Anual		Meses estivales		Meses invernales		
	Ts	Hs	Ts	Hs	Ts	Hs	
Media	22,6	15,2	28,6	10,3	18,5	18,1	JUL
	18,6**	23,7**	22,1**	14,7	14,9**	32,3**	SAR
Desviación tipo	4,9	5,2	3,1	1,2	1,0	4,2	JUL
	3,2	10,3**	1,6	6,2**	0,6	1,3**	SAR

TABLA 3. MEDIAS Y DESVIACIONES TIPO DE LA TEMPERATURA (TS EN °C) Y HUMEDAD DEL SUELO (HS EN %)

En la tabla 3 se muestran las medias y desviaciones tipo de la temperatura del suelo (Ts) y de la humedad del suelo (Hs) calculadas para todos los valores mensuales del ciclo anual 2012-2013, para los meses estivales (junio, julio, agosto y septiembre) y para los meses invernales (diciembre, enero, febrero y marzo). Los valores en gris/negrita corresponden a la parcela del Júlán (JUL)/ Sabinar (SAR). Las diferencias estadísticamente significativas al 95% del nivel de confianza entre ambos enclaves se expresan con \*\* en los valores de la parcela del Sabinar. El test de comparación de medias aplicado ha sido el de la *t de Student*, y el de la *F de Snedecor* para la comparación de desviaciones tipo.

#### 4. CONCLUSIONES

Este trabajo supone un avance para el estudio de la biodiversidad de los sabinares ya que en la actualidad no había estaciones en funcionamiento en estos bosques termófilos. En el análisis de los datos de este estudio se observa que existen diferencias termohigrométricas significativas entre las dos vertientes de El Hierro donde se encuentran los sabinares. Las diferencias más estadísticamente significativas más importantes se dan en la temperatura del suelo en verano e invierno y en humedad del suelo en invierno.

Los resultados de esta investigación permiten avanzar en el conocimiento de la bioclimatología de los sabinares de la isla más occidental de las Islas Canarias donde no existían datos de temperatura y humedad del suelo y muy pocos de precipitación y temperatura del aire.

En este estudio se presentan los resultados de los primeros datos, pero se necesitan datos de más enclaves y series más largas. Para mejorar es estudio en la actualidad siguen funcionando las dos estaciones (SAR-JUL) y cinco más que ayudarán a tener más datos de T y H de este bosque termófilo de sabinares de la isla de El Hierro.

## 5. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el soporte de Juan Rafael Zamora Padrón y de Miguel A. Rodríguez Domínguez del Cabildo insular de El Hierro por las facilidades dadas en la ejecución del trabajo de campo. Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación JUNITUR (CSO2011-24425) de la Secretaría de Investigación, Desarrollo e Innovación del Ministerio de Economía y Competitividad.

## 6. REFERENCIAS

- Del Arco Aguilar, M.J.; Acebes, J.R. y Pérez de Paz, P.L. (1996). Bioclimatology and climatophilous vegetation of the Island of El Hierro (Canary Islands). *Phytoecologia*, 26, pp. 445-479.
- Fernández-Palacios, J.M. *et al.* (1992). "Climatic responses of plant species on Tenerife, The Canary Islands". *Journal of Vegetation Science*, 3, pp. 595-602.
- Fernández-Pello, L.; González, M.L. y Quirantes González, F. (2006). "La influencia de los factores geográficos en la organización interna de un bosque residual: el Sabinar de la Dehesa (El Hierro, Islas Canarias)". *Actas III Coloquio Intern. sobre sabinares y enebrales*, pp. 263-271. Soria.
- Gaisberg, M. von (2005). Die Vegetation der Fußstufe von El Hierro (Kanarische Inseln). *Dissertationes Botanicae*, 395. J. Cramer, Berlin-Stuttgart. 364 pp.
- Hansen, A. y Sunding, P. (1993). "Flora of Macaronesia. Check-list of Vascular Plants. 4 revised edition". *Sommerfeltia*, 17, pp. 1-295.
- Hernández-Padrón, C.; Pérez de Paz, P.L. y Wildpret de la Torre, W. (1985). "Contribución al estudio bioclimatológico de El Hierro (Islas Canarias)". *Vieraea*, 14, pp. 77-111.
- Kämmer, F. (1976): The influence of man on the vegetation of the island of Hierro. In: Kunkel, G: (ed.). *Biogeography and ecology in the Canary Islands*. W. Junk. The Hague.
- Padrón Padrón, P.A. (1992). *Estudio edafoambiental de la isla de El Hierro*. Universidad de La Laguna. Facultad de Biología. Tesis Doctoral.
- Salvador-Franch, F.; Gómez-Ortiz, A. y Palacios, D. (2010). Comportamiento térmico del suelo en un enclave de alta montaña mediterránea con *permafrost* residual: Corral del Veleta (Sierra Nevada, Granada, España). In: Blanco, J.J.; De Pablo, M.A. y Ramos, M. (eds.). *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Servicio de Publicaciones Universidad Alcalá de Henares. pp. 61-68.
- Salvador-Franch, F.; Gómez-Ortiz, A.; Salvà-Catarineu, M. y Palacios, D. (2011). "Caracterización térmica de la capa activa en un glaciar rocoso en medio periglacial de alta montaña mediterránea. El ejemplo del Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). Periodo de observación: 1998-99/2008-09". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2), pp. 25-48
- Stiersstorfer, Ch. (2005). The Vascular Plant Vegetation in the Forest Belt of El Hierro (Canary Islands). *Dissertationes Botanicae*, 393. J.Cramer. Berlin-Stuttgart. 392 pp.
- Stiersstorfer, Ch. y Gaisberg, M. (2006). Annotated checklist and distribution of the vascular plants of El Hierro, Canary Islands, Spain. *Englera*, 27, pp. 1-217.

# VARIACIÓN EN EL PORCENTAJE DE COBERTURA DE LÍQUENES DURANTE LAS ÉPOCAS SECA Y LLUVIOSA EN ÁRBOLES DE LAS PROVINCIAS DE SAN JOSÉ, ALAJUELA Y CARTAGO, COSTA RICA

Víctor Hugo MÉNDEZ ESTRADA  
Universidad Estatal A Distancia, San José, Costa Rica  
vmendez@uned.ac.cr

## RESUMEN

La expansión humana hacia zonas urbanas genera fuentes de contaminación que afectan la calidad del aire, principalmente debidas al tráfico vehicular y a la producción industrial, que producen emisiones de dióxido de azufre, óxidos de nitrógeno, ozono, metales pesados o hidrocarburos policíclicos aromáticos; que presentan variaciones importantes con respecto a su naturaleza, concentraciones y tamaños. La contaminación atmosférica provoca cambios en la biodiversidad y composición de los ecosistemas, como sucede con la comunidad de líquenes. Los líquenes son utilizados como bioindicadores para medir el estado de la atmósfera de un determinado lugar, debido a que responden de distinta forma ante la presencia de contaminantes atmosféricos. Se busca analizar en la época seca y lluviosa el porcentaje de cobertura de líquenes presentes en los cuatro lados de árboles de las provincias de San José, Alajuela y Cartago (Costa Rica). Se escogieron 10 parques municipales y en cada uno de ellos ocho árboles a los que se les midió por medio de una plantilla con 100 puntos aleatorios la cobertura de líquenes a 1,50cm del suelo, en los cuatro puntos cardinales y durante las épocas seca y lluviosa. El porcentaje de cobertura es mayor durante la época lluviosa en la mayoría de los parques; sin embargo, esa diferencia no es significativa. Entre los 0 a 19%, es el lado oeste el que presenta mayor cobertura de líquenes en los árboles de las áreas verdes de San José, pero no existe un patrón definido de distribución.

**PALABRAS CLAVE:** Valle Oriental, Valle Occidental, Clima, Parques Municipales, Viento, Contaminación Atmosférica

## ABSTRACT

Human expansion into urban areas creates sources of pollution affecting air quality, mainly due to traffic and industrial production, resulting in emissions of sulfur dioxide, nitrogen oxides, ozone, heavy metals and polycyclic aromatic hydrocarbons; posing significant variations with respect to their nature, concentrations and sizes. Air pollution causes changes in biodiversity and ecosystem composition, as with the community of lichens. Lichens are used as bio-indicators for measuring the state of the atmosphere of a particular place, because they respond differently to the presence of air pollutants. We analysed during dry and rainy seasons the percentage cover of lichens on trees present in the provinces of San José, Alajuela and Cartago (Costa Rica). We chose ten municipal parks and eight trees in each to which they are measured by means of a template with 100 random points lichens cover to 1,50cm of soil, on the four cardinal points and during the dry and rainy seasons. The coverage percentage is higher during the rainy season in most parks, however this difference is not significant. Between 0-19%, west side is the one with more coverage of lichens on trees in the green areas of San José; however, there is a definite distribution pattern.

**KEY WORDS:** East Valley, West Valley, Weather, Municipal Parks, Wind, Air Pollution

## INTRODUCCIÓN

La expansión del ser humano hacia zonas urbanas (McDonnell & Pickett, 1990; Fournier, 1993) es un proceso continuo que produce una gama amplia de densidades y patrones de asentamiento que provocan la reducción y fragmentación de la vegetación nativa (Sheridan, 2007), al darse un aumento en la densidad de habitantes por km<sup>2</sup> y una disminución del área verde por habitante; especialmente en zonas urbanas de menor ingreso económico (Groenewegen *et al.*, 2006).

Esta expansión genera diversas fuentes de contaminación, siendo las principales el tráfico vehicular y la producción industrial, que afectan la calidad del aire (Conti & Cecchetti, 2001), la cual es promovida principalmente por emisiones de dióxido de azufre, óxidos de nitrógeno, ozono, metales pesados e hidrocarburos policíclicos aromáticos (Domeño *et al.*, 2006), que presentan variaciones importantes en su composición, naturaleza, concentraciones y tamaños (Falla *et al.*, 2000).

De acuerdo con la Organización Mundial de la Salud, el aire contaminado presenta en su composición sustancias extrañas, cuyas cantidades y tiempo de permanencia las convierte en nocivas para toda forma de vida en la Tierra (Andrés *et al.*, 2000); por lo tanto, los seres humanos estamos obligados a cuidar el aire para la sobrevivencia de todos los ecosistemas de este planeta. Sin embargo, a nivel mundial se siguen descargando en el aire grandes cantidades de contaminantes que deterioran la calidad de los ambientes y ecosistemas de la Tierra y aumentan las concentraciones de las partículas sólidas en suspensión (Sbarato *et al.*, s.f.) y otras sustancias más como los metales pesados (Rubiano & Chaparro, 2006; Weissman *et al.*, 2006; Aspiazu *et al.*, 2007; Giordani, 2007; Fuga *et al.*, 2008).

No sólo el ser humano se ve afectado por las partículas contaminantes presentes en el aire, muchos organismos más ven interrumpidas sus actividades metabólicas, fisiológicas y funcionales cuando las partículas del aire sobrepasan los valores óptimos para su adecuado desarrollo; tal es el caso de los líquenes (García & Rubiano, 1984; Gombert *et al.*, 2006; García, 2007), asociación mutualista entre un hongo (micobionte) y una alga o cianobacteria (ficobionte) (Hawksworth *et al.*, 2005; Ramírez & Cano, 2005; Lijteroff *et al.*, 2009).

Para determinar la calidad del aire, de los ecosistemas terrestres y acuáticos, se suele recurrir a los organismos bioindicadores (Cepeda & García, 1998; Fernández-Salegui *et al.*, 2006; Nali *et al.*, 2007; Giordani, 2007; Fuga *et al.*, 2008; Policnik *et al.*, 2008; Lijteroff *et al.*, 2009) y a los bioacumuladores, al medir cuantitativamente la concentración de una sustancia presente en ellos (Dillman, 1996; Jeran *et al.*, 2002; Golubev *et al.*, 2005; Bernasconi *et al.*, 2000; Santoni & Lijteroff, 2006; Aspiazu *et al.*, 2007; Fuga *et al.*, 2008).

Las especies indicadoras son organismos vivos que responden a la influencia de sustancias contaminantes presentes en el medio, mediante alteraciones en sus funciones vitales, en sus características poblacionales o por acumulación de dichas sustancias; razón por la cual proporcionan información sobre el medio en que se encuentran (Giordani, 2007; Nali *et al.*, 2007; Policnik *et al.*, 2008).

A nivel mundial, los líquenes son los bioindicadores más utilizados para medir la calidad del aire (Cepeda & García, 1998; Rhoades, 1999; Fernández-Salegui *et al.*, 2006; Rojas-Fernández *et al.*,

2006; Méndez-Estrada & Monge-Nájera, 2011), dado que modifican su comportamiento biológico ante ciertos niveles de contaminantes ambientales (Monnet *et al.*, 2005; Vergara *et al.*, 2005; Vásquez *et al.*, 2006; Munzi *et al.*, 2007; Cristofolini *et al.*, 2008; Neurohr, 2011).

Desde el siglo XX quedó superado el debate sobre el valor de los líquenes como indicadores de la “salud del aire” de una localidad; hoy existen programas de monitoreo en varios países, sobre todo del occidente y centro de Europa (Brighigna *et al.*, 2002; Bedregal, 2005; Anze *et al.*, 2007; Fuga *et al.*, 2008; Lijteroff *et al.*, 2009), donde queda demostrado que la evaluación integral de la calidad del aire se hace rápido, con bajo costo y con técnicas de fácil aplicación (Canseco *et al.*, 2006; Méndez-Estrada & Monge-Nájera, 2011).

En Costa Rica, el estudio de la contaminación atmosférica usando líquenes como biomonitores se inició en 1970 (Méndez, 1977; Méndez & Fournier, 1980), se han hecho una serie de estudios sobre diversos aspectos como la reacción comparada del líquen estándar europeo, *Hipogymnia physoides* y los líquenes de la ciudad de San José (Grüninger & Monge, 1988), los cambios a lo largo de 20 años y su relación con el plomo de la gasolina (Monge *et al.*, 2002), las ventajas y desventajas de diversas metodologías de muestreo, así como el efecto del observador en el error de medición (Cristofolini *et al.*, 2008) y, más recientemente, el uso de sistemas de información geográfica para mapear la contaminación urbana y periurbana de San José (Neurohr *et al.*, 2011).

En esta investigación se busca analizar en la época seca y lluviosa el porcentaje de cobertura de líquenes presentes en los cuatro lados de los árboles de parques municipales de las provincias de San José, Alajuela y Cartago, Costa Rica.

## **METODOLOGÍA**

El estudio se llevó a cabo en la Gran Área Metropolitana (GAM) de Costa Rica, donde se seleccionaron 10 parques municipales de tres provincias y dos valles. El Valle Occidental, incluye a San José (Sabanilla, Guadalupe, Plaza de la Cultura y la Merced), Alajuela (Central, Palmares y Cementerio) y Valle Oriental que abarca a Cartago (Plaza Mayor -Las Ruinas-, Tres Ríos y San Rafael de Oreamuno).

En cada parque la unidad de muestreo fue definida por un grupo de ocho árboles sin importar la especie ni su tipo de corteza, se escogieron tres del lado norte, dos centrales y tres del lado sur. En cada uno se midió con una plantilla que contenía 100 puntos aleatorios el porcentaje de cobertura de líquenes presentes en los cuatro puntos cardinales del árbol y a la altura de 1,50 cm del suelo (DAP), según lo propuesto por Monge *et al.* (2002), método que no requiere conocer las especies de los forófitos ni la de los líquenes. Se realizó entre el 2013 y 2014 dos mediciones, una en la época seca y otra en la lluviosa. En el valle oriental los promedios de temperatura y precipitación en la época seca son de 25°C y 40mm; en la lluviosa de 23°C y 186 mm. Para el valle occidental en la época seca la temperatura promedio es de 26°C y la precipitación de 69mm y en la lluviosa de 26°C y la precipitación de 200 mm. La información fue procesada con el paquete estadístico SPSS v.17. Se realizaron las pruebas estadísticas de Spearman ( $p=0,01$ ) y Kruskal-Wallis ( $p = 0,05$ ).

## **RESULTADOS**

Los porcentajes de cobertura de líquenes en los árboles son muy similares durante la época seca y lluviosa (cuadro 1).

CUADRO 1. PORCENTAJE DE COBERTURA DE LÍQUENES EN LOS ÁRBOLES DE LOS PARQUES MUNICIPALES DEL VALLE ORIENTAL Y OCCIDENTAL DE COSTA RICA.

Parque municipal	Cobertura de líquenes según época (%)	
	Seca	Lluviosa
	Valle Oriental	
Central de Tres Ríos	13	26
Las Ruinas	27	17
San Rafael de Oreamuno	5	10
	Valle Occidental	
Plaza de la Cultura	15	11
La Merced	16	12
Sabanilla	33	40
Guadalupe	9	18
Central de Alajuela	3	7
Palmares	4	12
Cementerio	0,60	4
Total promedio	13	16

El mayor porcentaje de cobertura de líquenes en los árboles está entre el ámbito de 0 a 29% (cuadros 2 y figura 1).

CUADRO 2. COBERTURA DE LÍQUENES EN LOS ÁRBOLES DE LOS 10 PARQUES MUNICIPALES, SEGÚN EL PUNTO CARDINAL.

Ámbito de cobertura (%)	Árboles con cobertura según época y punto cardinal (%)							
	Seca				Lluviosa			
	E	O	N	S	E	O	N	S
0 a 9	67	74	62	73	54	61	49	55
10 a 19	13	11	9	8	9	10	10	17
20 a 29	5	4	9	8	11	8	10	7
30 a 39	2	4	7	6	4	5	9	7
40 a 49	4	4	4	2	9	5	2	1
50 a 59			2		5	5	5	10
60 a 69		1			4	5	5	
70 a 79	1	1	2		2		2	
80 a 89	4		1	1	2	1	4	2
90 a 100	4	1	4	2			4	1

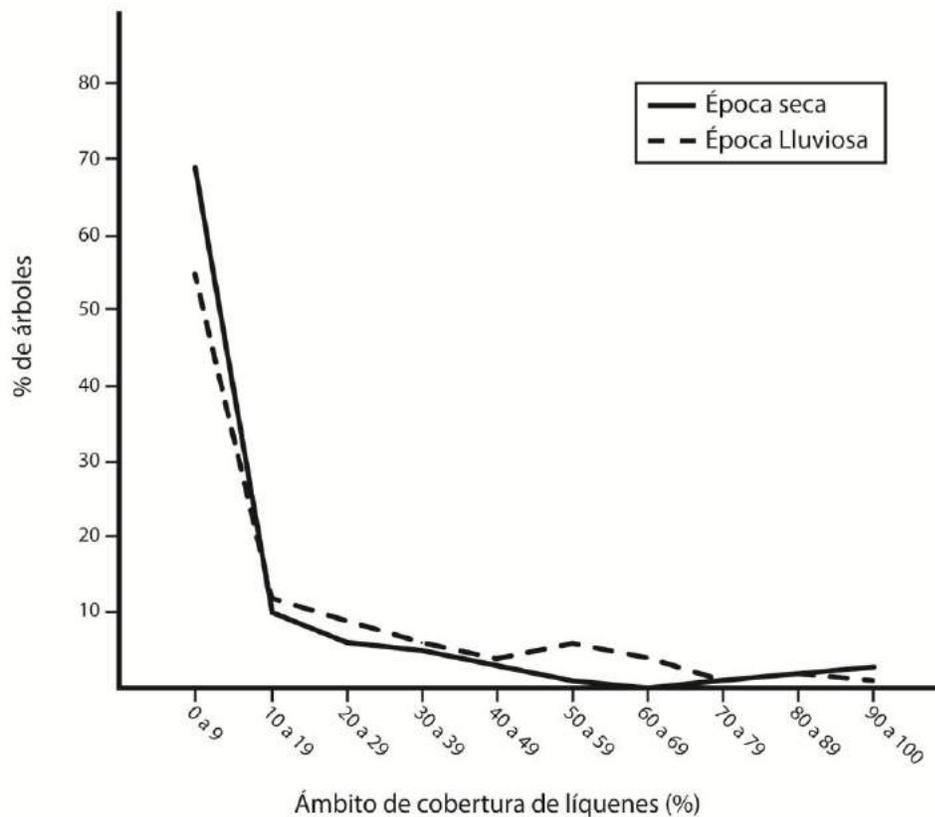


Fig. 1. COBERTURA DE LÍQUENES EN LOS ÁRBOLES DE LOS 10 PARQUES MUNICIPALES, SEGÚN LA ÉPOCA SECA Y LLUVIOSA.

De acuerdo con la prueba de Sperman ( $p=0,01$ ), el número de árboles disminuye conforme aumenta el ámbito de cobertura y para los cuatro puntos cardinales (cuadro 2): en general la cobertura de líquenes tiende a concentrarse en los ámbitos pequeños indiferentemente del punto cardinal donde se mida (cuadro 2). Los coeficientes positivos entre los puntos cardinales confirman que la cobertura de líquenes se comporta de manera similar en los cuatro lados del árbol (cuadro 3).

CUADRO 3. PRUEBA DE SPERMAN ( $p=0,01$ ) PARA EL ÁMBITO DE COBERTURA Y EL PUNTO CARDINAL Y ENTRE CADA PUNTO CARDINAL.

Punto cardinal	Ámbito de cobertura	Este	Norte	Sur
Oeste	-0,849	0,871	0,827	0,761
Este	-0,748		0,736	0,780
Norte	-0,782			0,963
Sur	-0,738			

Existen tres contrastes significativos ( $p=0,05$ ): para el ámbito de 30 a 39% de cobertura, en relación con los puntos cardinales del árbol (K.W. =0,038); para la época lluviosa con el ámbito de 0 a 9% de cobertura (K.W. =0,029) y con el de 50 al 59% de cobertura (K.W. =0,029).

## DISCUSIÓN

El estudio de la calidad del aire utilizando la comunidad de líquenes como bioindicadores durante la época seca y lluviosa (húmeda) ha sido llevado a cabo en lugares como Argentina (Canseco *et al.*, 2006) y México (Aspiazu *et al.*, 2007). En La Paz, Argentina se muestrearon diez árboles de la misma especie y se encontró que en las épocas húmeda y seca existía la mayor diversidad de líquenes en zonas con condiciones climáticas favorables y con baja intensidad del tráfico vehicular. En lugares donde existía alto tráfico vehicular y áreas verdes mayores al 30% (avenidas anchas y plazas) existía una cobertura relativamente elevada de líquenes. Esto se debe a la fácil dispersión de los contaminantes por el viento, a los altos niveles de humedad y a la absorción de los contaminantes por la vegetación presente en el lugar (Canseco *et al.*, 2006). En los Valles Oriental y Occidental costarricense se presenta poca variación durante la época seca y lluviosa en la cobertura de líquenes de los árboles de especies diferentes, esto podría ser debido a sus condiciones climáticas muy similares y que en algunos parques los niños se suben a los árboles y desprenden los líquenes.

La posición geográfica de Costa Rica entre los 8 y los 12 grados al norte del Ecuador, le confiere dos condiciones importantes: una temperatura casi estable a lo largo del año y un clima con influencia de los vientos alisios del noreste (Muñoz *et al.*, 2002; Lizano, 2007) y los Nortes -son perturbaciones del comportamiento normal de los Alisios: vientos fríos y secos que se presentan en el territorio costarricense durante diciembre y enero- (Costa Rica, 2008). Esas condiciones propician un clima tropical, cálido y soleado, durante todo el año, ideal para el desarrollo de la comunidad de líquenes en los árboles de los 10 parques municipales y que sus porcentajes de cobertura a 1,5m de altura del suelo sean muy similares durante la época seca y lluviosa.

Ese clima ideal para el desarrollo de los líquenes se ve alterado por las acciones que realiza el ser humano sobre los ecosistemas, principalmente los causados por la contaminación atmosférica que acumula metales y otras partículas que son transportadas por el viento (Larsena *et al.*, 2007). En los valles Oriental y Occidental de Costa Rica, el aire proviene del Caribe y viaja a través del país con dirección este al noreste (Muñoz *et al.*, 2002) y, a su paso va acumulando los contaminantes vehiculares e industriales y, a medida que se mueve por el territorio va dejando una carga más pesada de contaminantes (Monge-Nájera *et al.*, 2002; Neurohr *et al.*, 2011). El porcentaje de variación en la cobertura de líquenes en los 10 parques municipales no varía significativamente durante la época seca y lluviosa, pese a que en todos ellos se ubican paradas de taxis y autobuses, la razón principal es que esas zonas se encuentran más al este y la carga de contaminantes no es tan significativa como la que se descarga en los barrios de Escazú y Santa Ana, zonas con la mayor contaminación del Gran Área Metropolitana (Monge-Nájera *et al.*, 2002; Neurohr *et al.*, 2011).

El clima cálido y soleado durante todo el año de esta zona tropical es ideal para el desarrollo de los líquenes, que, generalmente, se ubican del lado caliente y soleado de sus sustratos: el norte; sin embargo, la tendencia es hacia un crecimiento uniforme en todos los costados del árbol (Medina-Merchán, 2006; Mena-Vásquez & Hofstede, 2006); el porcentaje de variación en la cobertura de líquenes en las épocas seca y lluviosa y en los cuatro puntos cardinales de los árboles de los 10 parques municipales de los valles Oriental y Occidental de Costa Rica no fue significativa, esto puede ser debido a que existen pocas variaciones en la temperatura y precipitación a lo largo del año y a que los líquenes en condiciones extremas reducen su

metabolismo y toman la apariencia reseca ante condiciones de poca humedad (Pinzón & Linares, 2006). Se concluye que el porcentaje de cobertura de líquenes en los árboles de diferentes especies no varía dependiendo de la época seca o lluviosa ni del punto cardinal (lado) del árbol donde se mida.

### AGRADECIMIENTOS

A Maribel Zúñiga por la elaboración de la figura, a Ligia Bermúdez por la revisión estadística y a Carolina Seas por los aportes al escrito.

### REFERENCIAS

- Andrés, D., Ferrero, E. & Mackler, C. (2000). *Monitoreo de contaminantes del aire en la ciudad de Rosario*. On-Line: [http://www.frro.utn.edu.ar/repositorio/investigacion/gese/publicaciones/gese\\_facchile.pdf](http://www.frro.utn.edu.ar/repositorio/investigacion/gese/publicaciones/gese_facchile.pdf) 26/6/09
- Anze, R., Franken, M., Zaballa, M., Pinto, M., Zeballos, G., Cuadros, M. Canseco, A., De la Rocha, A., Estellano, V.H. & Del Granado, S. (2007). Bioindicadores en la detección de la contaminación atmosférica en Bolivia. *Revista Virtual REDESMA* 1, pp. 54-74.
- Aspiazu, J. L., Cervantes, J., Ramírez, J., López, R., Ramos, R. Muñoz, P. & Villaseñor, P. (2007). Temporal and spatial trends studied by lichen analysis: atmospheric deposition of trace elements in Mexico. *Revista Mexicana de Física* 53, pp. 87-96.
- Bedregal, P., Torres, B., Mendoza, P., Ubillús, M., Hurtado, J. Maza, I. & Espinoza, R. (2005). *Uso de Usnea sp. y Tillandsia capillaris, como bioindicadores de la contaminación ambiental en la ciudad de Lima, Perú*. Instituto Peruano de Energía Nuclear (IPEN). Informe Científico y Tecnológico, pp. 151-156.
- Bernasconi, E., de Venito, I.E., Martínez, L.D. & Raba, J.. (2000). Liqueen *Usnea densirostra* como bioindicador de metales pesados. Determinación por ICP-AES acoplado con nebulizador ultrasónico. *Ars Pharmaceutica* 41, pp. 249-257.
- Brighigna, L., Papini, A., Mosti, S., Cornia, A., Bocchini, P. & Galletti, G.. (2002). The use of tropical bromeliads (*Tillandsia spp.*) for monitoring atmospheric pollution in the town of Florence, Italy. *Rev. Biol. Trop.* 50(2), pp. 577-584.
- Canseco A., Anze, R. & Franken, M. (2006). Comunidades de líquenes: indicadores de la calidad del aire en la ciudad de La Paz, Bolivia. *ACTA NOVA* 3, pp. 286- 307.
- Cepeda, J. & García, J. (1998). The effect of air pollution from nitrogen dioxide (NO<sub>2</sub>) on epiphytic lichens in Seville, Spain. *Aerobiología* 14, pp. 241-247.
- Conti, M.E. & Cecchetti, G. (2001). Biological Monitoring: lichens as bioindicators of air pollution assessment - a review. *Environmental Pollution* 114, pp. 471-492.
- Costa Rica. (2008). *Cambio climático. Clima, variabilidad y cambio climático en Costa Rica*. Instituto Meteorológico Nacional, Comité Regional de Recursos Hídricos. On-Line: [http://cglobal.imn.ac.cr/sites/default/files/documentos/el\\_clima\\_variabilidad\\_y\\_cambio\\_climatico\\_en\\_cr\\_version\\_final.pdf](http://cglobal.imn.ac.cr/sites/default/files/documentos/el_clima_variabilidad_y_cambio_climatico_en_cr_version_final.pdf)
- Cristofolini, F., Giordani, P., Gottardini, E. & Modenesi, P. (2008). The response of epiphytic lichens to air pollution and subsets of ecological predictors: A case study from the Italian Prealps. *Environmental Pollution* 151, pp. 308-317.
- Dillman, K. (1996). Use of the lichen *Rhizoplaca melanophthalma* as a monitor in relation to phosphate refineries near Pocatello, Idaho. Great Britain, *Environmental Pollution* 92, pp. 91-96.

- Domeño C., Blasco, M., Sánchez, C. & Nerín, C. (2006). A fast extraction technique for extracting polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) from lichens samples used as biomonitors of air pollution: Dynamic sonication versus other methods Aragón. *Analytica Chimica Acta*, 569, pp. 103-112.
- Falla, J., Lalavl-Gilly, P., Henryon, M. Morlot, D. & Ferard, J.F. (2000). Biological air quality monitoring: a review. *Environ Monit Assess*, 64, pp. 627-644.
- Fernández-Salegui, A. B., Terron, A. & Barreno, E. (2006). Bioindicadores de la calidad del aire en La Robla (León, noroeste de España) diez años después. *LAZAROA*, 27, pp. 29-41.
- Fournier, L.A. (1993). *Recursos Naturales*. EUNED, San José, Costa Rica. 389 p
- Fuga, A., Saiki, M., Marcelli, M. & Saldiva, P. (2008). Atmospheric pollutants monitoring by analysis of epiphytic lichens. *Environmental Pollution*, 151, pp. 334-340.
- García, I. (2007). *Científicos leoneses utilizan líquenes como indicadores de la calidad del aire en zonas con centrales térmicas*. On-Line: <http://www.dicyt.com/noticias/cientificos-leoneses-utilizan-liquenes-como-indicadores-de-la-calidad-del-aire-en-zonas-con-centrales-termicas> 28/5/09
- García L. & Rubiano, O.. (1984). Comunidades de líquenes como indicadores de niveles de calidad del aire en Colombia. *Cont. Amb*, 8, pp. 73-90.
- Giordani, P. (2007). Is the diversity of epiphytic lichens a reliable indicator of air pollution? A case study from Italy. *Environmental Pollution*, 146, pp. 317-323.
- Golubev, A.V., Golubeva, V.M., Krylov, N.G., Kuznetsova, V.F., Mavrin, S.V, Aleinikov, A.Y., Hoppes, W.G. & Surano, K.A. (2005). On monitoring anthropogenic airborne uranium concentrations and  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  isotopic ratio by Lichen e bio-indicator technique. England, *Journal of Environmental Radioactivity*, 84, pp. 333-342.
- Gombert S., Asta, J. & Seaward, M. (2006). Lichens and tobacco plants as complementary biomonitors of air pollution in the Grenoble area (Isère, southeast France). *Ecological Indicators*, 6, pp.429-443.
- Groenewegen, P.P., van den Berg, A.E., de Vries, S. & Verheij, R.A.. (2006). Vitamin G: effects of green space on health, well-being, and social safety. *BMC Public Health*, 6(149).
- Gruninger, W. & Monge-Nájera, HJ. (1988). Use of the temperate lichen *Hypogymniaphysodes* (Parmeliaceae) to valuate air pollution in the Tropics. *Rev. Biol. Trop.*, 36(2B), pp. 545-547.
- Hawksworth, D., Iturriaga, T. & Crespo, A. (2005). Líquenes como bioindicadores inmediatos de contaminación y cambios medio-ambientales en los trópicos. *Rev Iberoam Micol*, 22, pp. 71-82.
- Jeran, Z., Jacimovic, R. Batic, F. & Mavsar, R. (2009). Lichens as integrating air pollutin monitors. Great Britain, *Environmental Pollution*, 120, pp. 107-113. Lichens as integrating air pollution monitors. Great Britain, *Environmental Pollution*, 120(1), pp. 107-113.
- Larsena, R.S., Bellb, J.N.B., Jamesa, P.W., Chimonidesa, P.J., Rumsey, F.J., Tremperc, A. & Purvisa, O.W. (2007). Lichen and bryophyte distribution on oak in London in relation to air pollution and bark acidity. *Environm.Pollut.*, 146, pp. 332-340.

- Lijteroff, R., Lima, L. & Prieri, B. (2009). Uso de líquenes como bioindicadores de contaminación atmosférica en la ciudad de San Luis, Argentina. *Rev. Int. Contam. Ambient.*, 25, pp. 111-120.
- Lizano, O. (2007). Climatología del viento y oleaje frente a las costas de Costa Rica. Escuela de Física, Universidad de Costa, San José, Costa Rica. *Ciencia y Tecnología*, 25(1-2), pp. 43-56.
- McDonnell, M.J. & Pickett, S.T.A (1990). Ecosystem structure and function along urban-rural gradients: and unexploited opportunity for ecology. *Ecology*, 71, pp. 1232-1237.
- Medina-Merchán, M. (2006). Briófitos y líquenes de los páramos de Moyas y Los Pozos de Aquitania, Boyacá – Colombia. Aquitania, Boyacá, Colombia. *Ciencia en Desarrollo*, 2(2), pp. 17-28.
- Mena-Vásquez, P. & Hofstede, R. (2006). Los páramos ecuatorianos. Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Quito, Ecuador. *Botánica Económica de los Andes Centrales*, 2006, pp. 91-109.
- Méndez, O. (1977). *Los líquenes como indicadores de la contaminación atmosférica en el área metropolitana de San José, Costa Rica*. Tesis de licenciatura. Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica. 60 p.
- Méndez, O. & Fournier, L. (1980). Los líquenes como indicadores de la contaminación atmosférica en el área metropolitana de San José, Costa Rica. *Rev. Biol. Trop.*, 28(1), pp. 31-39.
- Méndez-Estrada, V.H. & Monge-Nájera, J. (2011). El uso de líquenes como biomonitores para evaluar el estado de la contaminación atmosférica a nivel mundial. San José, Costa Rica, Centro de Educación Ambiental, UNED. *Biocenosis*, 25(1-2), pp. 51-67.
- Monge, J., González, Ma.I., Rivas, M. & Méndez, V.H.. (2002). Twenty years of lichen cover change in a tropical habit (Costa Rica) and its relation with air pollution. *Rev. Biol. Trop.*, 50, pp. 309-319.
- Monge-Nájera, J., González, Ma.I., Rivas, M. & Méndez, V.H.. (2002). A new method to assess air pollution using lichens as bio-indicators. *Rev. Biol. Trop.*, 50, pp.321-325
- Monnet, F., Bordas, F., Deluchat, V., Chatenet, P., Botineau, M. & Baudu, M. (2005). Use of the aquatic lichen *Dermatocarpon luridum* as bioindicator of copper pollution. Accumulation and cellular distribution tests. *Environmental Pollution*, 138, pp. 456-462.
- Munzi, S., Ravera, S. & Caneva, G.. (2007). Epiphytic lichens as indicators of environmental quality in Rome. Great Britain, *Environmental Pollution*, 146, pp. 350-358.
- Muñoz, A.C., Fernández, W., Gutiérrez, J.A. & Zárate, E.. (2002). Variación estacional del viento en Costa Rica y su relación con los regímenes de lluvia. Instituto Tecnológico de Costa Rica, Cartago, Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanog.*, 9(1), pp. 1-13.
- Nali, C., Balducci, E., Frati, L., Paoli, L., Loppi, S. & Lorenzini, G. (2007). Integrated biomonitoring of air quality with plants and lichens: A case study on ambient ozone from central Italy. *Chemosphere*, 67, pp. 2169-2176.
- Neurohr, E., Monge-Nájera, J. & González, Ma.I. (2011). Air pollution in a tropical city: the relationship

between wind direction and lichen bio-indicators in San José, Costa Rica. *Rev. Biol. Trop.*, 59(2), pp. 899-905.

Policnik, H., Simoncic, P. & Batic, F. (2008). Monitoring air quality with lichens: A comparison between mapping in forest sites and in open areas. *Environmental Pollution*, 151, pp. 395-400.

Pinzón, M. & Linares, E. (2006). Diversidad de líquenes y briófitos en la región suxerofítica de la Herrera, Mosquera (Cundinamarca-Colombia). *Caldasia*, 28(2), pp. 243-257.

Ramírez, A & Cano, A. (2005). Líquenes de Pueblo Libre, una localidad andina en la Cordillera Negra (Huaylas, Ancash, Perú). *Revista Peruana de Biología*, 12, pp. 383-396.

Rhoades, F. M. (1999). A review of lichen and bryophyte elemental content literature with reference to Pacific Northwest species. United States Department of Agriculture, Forest Service Mt. Baker-Snoqualmie National Forest. Informe. Bellingham, WA. 120 pp.

Rojas-Fernández, J. A., Balza-Quintero, A., Marcano, V., Rojas, P.A., Dávila-Vera, D., Peña-Contreras, Z., Mendoza-Briceño, R.V. & Palacios-Prü, E. (2008). Metabolitos secundarios de líquenes de la zona nival de la Sierra Nevada de Mérida-Venezuela y su papel en la absorción de la radiación ultravioleta. *Anales del Jardín Botánico de Madrid*, 65(1), pp. 59-72.

Rubiano, L. & Chaparro, J.M. (2006). Delimitación de áreas de isocontaminación atmosférica en el campus de la Universidad Nacional de Colombia mediante el análisis de bioindicadores (líquenes epífitos). *Acta Biológica Colombiana*, 11, pp. 87-102.

Santoni, C.S. & Lijteroff, R. (2006). Evaluación de la calidad del aire mediante el uso de bioindicadores en la provincia de San Luis, Argentina. *Rev. Int. Contam. Ambient.*, 22, pp. 49-58.

Sbarato, V., Sbarato, D., Basan, R. Manzo, P., Ortega, J.E, Campos, Ml. & Salort, Ma.R. (s.f.). Análisis y caracterización del material particulado atmosférico. Córdoba, Argentina. Maestría en Gestión para la Integración Regional y Centro de Información y Documentación Regional, Universidad Nacional de Córdoba. On-Line: <http://www.bvsde.paho.org/bvsacd/unc/paper24.pdf>

Sheridan, T.E. (2007). Embattled ranchers, endangered species, and urban sprawl: the political ecology of the new american West. *Annual review of Anthropology*, 36, pp. 121-138.

Vásquez, M., Gracia, J., Vaswani, J., Santana, J., Santana, F. & González, J.E. (2006). Líquenes del género *Xanthoria* como indicadores biológicos en la bioacumulación de azufre en el sureste de Gran Canaria-España. Memorias. III Congreso de Ingeniería Civil, Territorio y Medio Ambiente. Agua, Biodiversidad e Ingeniería. Zaragoza, 25 al 27 de octubre, 2006. On-Line: [http://www.ciccp.es/biblio\\_digital/Icitema\\_III/congreso/pdf/040309.pdf](http://www.ciccp.es/biblio_digital/Icitema_III/congreso/pdf/040309.pdf)

Vergara D., Paredes, T. & Simbaña, W. (2005). Líquenes como bioindicadores de contaminación en el sitio de disposición final desechos sólidos, Isla Santa Cruz, Galápagos. Memorias. II Congreso Internacional de Bosque Seco. V Congreso Ecuatoriano de Botánica. III Congreso de Conservación de la Biodiversidad de los Andes y la Amazonía. Loja, Ecuador. 14 al 17 de noviembre, 2005. On-Line: [http://www.río-b.com/pdf/0509walter\\_Liquenes\\_junio05.pdf](http://www.río-b.com/pdf/0509walter_Liquenes_junio05.pdf).

Weissman, L., Fraiberg, M., Shine, L., Garty, J. & Hochman, A.. (2006). Responses of antioxidants in the lichen *Ramalina lacera* may serve as an early-warning bioindicator system for the detection of air pollution stress. *FEMS, Microbiol. Ecol.*, 58, pp. 41-53.

# INFLUENCE OF CLIMATE CHANGE SCENARIOS ON HEALTH SAFETY LIMITS FOR THE PRESENCE OF ATMOSPHERIC BENZO[a]PYRENE IN EUROPE

Nuno RATOLA<sup>1,2</sup>, Juan P. MONTÁVEZ<sup>1</sup>, Pedro JIMÉNEZ-GUERRERO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Department of Physics, Regional Campus of International Excellence "Campus Mare Nostrum", University of Murcia, Murcia, Spain*

<sup>2</sup>*LEPABE, Universidade do Porto, Portugal*

*nrneto@um.es, montavez@um.es, pedro.jimenezguerrero@um.es*

## RESUMEN

El impacto del cambio climático en la calidad del aire a largo plazo es un factor que no se está considerando actualmente en los planes de mejora de la calidad del aire establecidos por las diferentes administraciones regionales, nacionales y europeas. Por tanto, es necesario actualizar la información disponible sobre contaminantes orgánicos persistentes (COP) con el fin de incluir los impactos climáticos regionales sobre la calidad del aire. El uso de nuevos modelos climáticos/transporte químico con alta resolución nos permite obtener resultados en periodos climáticamente significativos. Con este objetivo, se ha caracterizado, para el escenario SRES A2, cómo el cambio climático afecta a las concentraciones de fondo de benzo(a)pireno (BaP), un producto químico cancerígeno para los que existen ciertas directrices sobre sus niveles. Pero, sobre todo, se desea estudiar cómo (y dónde) las zonas que superan umbrales peligrosos para la salud sufren de la influencia del cambio climático sobre el continente europeo. Se han utilizado simulaciones del modelo MM5-RCM forzadas por ECHAM5 SRES A2, por un período de tiempo que abarca desde el año 1991 hasta 2050. Los resultados indican un aumento en el riesgo general de cáncer de pulmón en Europa ( $1 \times 10^{-6}$  para el escenario actual), que se convirtió en un orden de magnitud mayor, como consecuencia del aumento de las concentraciones medias de BaP.

**Palabras clave:** modelización regional, cambio climático, contaminación atmosférica, contaminantes orgánicos persistentes, modelización climática

## ABSTRACT

The impact of climate change on air quality in the long term is a factor that is not currently being considered in plans to improve air quality in the different regional, national and European administrations. It is therefore necessary to update the information currently available on persistent organic pollutants (POPs) to include regional climatic impacts on air quality, using new regional climate/chemistry transport models with high resolution that allow the establishment of the climate impacts on persistent pollutants, considering the results for significant periods. To this aim, we have characterised, for SRES A2 scenario, how climate change affects background concentrations of benzo(a)pyrene (BaP), a carcinogenic chemical for which some guidelines and legislation already exist. But above all, how (and where) would these current health safety concentration thresholds suffer from the influence of different scenarios outlined for the European continent. MM5-simulations driven by ECHAM5 SRES A2 forcing were used for a time period covering the years 1991-2050. The results indicate a general increased risk of lung cancer in Europe ( $1 \times 10^{-6}$  for present

scenario), which is turned into an order of magnitude higher as a consequence of the increase in average BaP concentrations over all Europe.

**Key words:** regional modelling, climate change, air pollution, persistent organic pollutants, climate modelling

## 1. INTRODUCTION

The impact of climate change on air pollution, especially on aerosols, has been previously described in a number of studies (e.g. Katragkou *et al.*, 2011; Jiménez-Guerrero *et al.*, 2012; Jerez *et al.*, 2013, among many others). Variations in climate affect pollutants by changing the dispersion (wind speed, mixing layer height, convective fronts), deposition by precipitation, dry deposition, photochemistry, natural emissions and background concentrations (Jacob and Winner, 2009). Hence, the effects of climate change on air quality should be studied in the broader context of chemistry/climate interactions (Giorgi and Meleux, 2007).

The magnitude and extent of potential impacts of climate change on air quality in Europe urged major government agencies to undertake several important actions in this regard (Amann *et al.*, 2004). The impact studies to be performed under this umbrella inevitably require downscaled scenarios of air quality under climate change frameworks, with as high spatial resolution as possible. To achieve this, the most common methodology is the online or offline coupling of chemistry transport models (CTMs) to regional climate models (RCMs). However, recent studies applying both approaches (Juda-Rezler *et al.*, 2012; Manders *et al.*, 2012, among many others) highlight a wide spread in the results related to the influence of climate change on regional air pollution at regional scales over Europe.

Incidentally, polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) can be found in the atmosphere associated with the gaseous or the particulate phases (Lammel *et al.*, 2009), but also in other environmental matrices such as soil, water, sediment or vegetation (Ratola *et al.*, 2010a; 2010b). They have natural and anthropogenic sources derived from processes involving the use of fossil fuels and mainly their combustion (Srogi, 2007). These chemicals raise concern among the scientific community and have been widely studied due to their carcinogenic and mutagenic character. Having high lipid solubility, they are absorbed in the lung tissue, skin, breast or intestines, posing risks to the human health (Kim *et al.*, 2013). Benzo(a)pyrene (BaP), with molecular structure of 5 aromatic rings (and thus present in the atmosphere mainly as particulate matter) is possibly the most studied of this family of compounds, and the European Commission (Directive 2004/107/EC, amended by Regulation 219/2009) defined an average limit of  $1 \text{ ng m}^{-3}$  over one year as a reference for PAH air quality standards. Although legal limits for atmospheric PAHs are scarce, some guidelines have been presented by studies in literature that can help to assess their harmful potential (Butterfield and Brown, 2012).

As such, the objective of this work is to evaluate the impact of climate change on future levels of benzo[a]pyrene over Europe for the first half of the XXI century (simulations cover 1991-2050) driven by A2 SRES scenario.

## 2. METHODOLOGY

The regional modelling system consists of a climatic version of the Fifth-Generation Pennsylvania State University - National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model (MM5) (Dudhia, 1993; Grell *et al.*, 1994), coupled to CHIMERE chemistry transport model (EC4MACS, 2012). The spatial model configuration consists of one domain covering most of Europe of MM5-RCM simulations with spatial resolutions of 25 km, respectively. Twenty four sigma levels are considered in the vertical, with the top at 100 hPa. The fields are interpolated to CHIMERE working grids (resolutions of 0.2 degrees for the European domain). The physicochemical options for the regional modelling system have been chosen in order to minimize the computational cost, since none of the configurations included within the MM5-RCM provides the best performance for all seasons and locations (Jiménez-Guerrero *et al.*, 2013). A blending area of five grid points is excluded from the analysis hereafter. The regional climate simulations driving the CTM were performed using the regional climate model MM5 driven by the European Centre/Hamburg 5-Run1 simulation forced by the SRES-A2 scenario. This scenario has been selected since it lies towards the upper end of the IPCC emission range, and hence maximized the effect of climate changes on air quality. No nudging of the regional model toward the global climate model was used. For further description of the regional climate simulations and the validation of the present-day simulated climatologies, the reader is referred to Jerez *et al.* (2010, 2013).

Simulations cover the period 1991-2050. Up to date, the most frequent approach adopted for the evaluation of climate change impacts on projected regional air quality has been the future-minus-present method. This is based on the assumption that biases in simulated present-day and future climate simulations should tend to cancel each other, and thus their difference captures the signal of the concentration anomalies. This method is widely supported in most future climate-air quality interactions studies (e.g. Liao *et al.*, 2009; Pye *et al.*, 2009), and therefore this approach is followed here. Simulations for present-day climatologies (1991-2010) have been compared to a time slice covering 2031-2050 (denoted as 2050s in several parts of this contribution). In order to isolate the possible effects of climate change on the ground concentrations of air pollution, unchanged anthropogenic emissions (derived from the European Monitoring and Evaluation Programme –EMEP- database) are assumed. Natural emissions depend on climate conditions, and consequently the only ones to vary between reference and future climate simulations. Therefore, the effects of climate change on air pollutants are estimated without considering possible changes on vegetation, land use, anthropogenic pollutant emission changes or any feedbacks from the chemical compounds to the meteorological fields, but allowing changes in natural emissions (Jiménez-Guerrero *et al.*, 2012). Biogenic emissions were generated dynamically using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature) (Guenther *et al.*, 2006) with the parameterized form of the canopy environment model. The model estimates these emissions as a function of hourly temperature and ground level shortwave radiation from MM5-RCM.

## 3. RESULTS

### 3.1. Present *versus* future climatologies

Modelled BaP climatologies (Figure 1) for 1991-2010 do not show defined spatial patterns. Instead, several areas in Europe exceed  $100 \text{ pg m}^{-3}$  as annual averages (Portugal, Spain, Netherlands, Germany, Italy or Poland, among other countries), reaching more than  $500 \text{ pg m}^{-3}$

<sup>3</sup> over some areas in Poland. The highest concentrations modelled are found in urban (e.g. Lisbon, Portugal) and industrial settings (Ruhr area, Germany), followed by rural and remote areas. This reflects the accumulation of anthropogenic sources like traffic, building heating or industrial processes involving combustions. When estimating the difference of this 1991-2010 average values with the concentrations obtained for the 2031-2050 period driven by SRES A2 scenario, the highest increases are up to 25% over western France. However, we should bear in mind that this region presents very low concentrations of BaP currently, so considerable percentage increases due to climate change alone are not reflected in high levels of this pollutant. Significant rises (around 15%) are modelled over eastern Europe (mainly Ukraine) and western Iberian Peninsula (especially over Portugal), where the enhancement of BaP levels coincide with those areas with the highest BaP concentrations over southern Europe. Since BaP is predominantly on the particulate phase, the strong decreases in precipitation modelled for the Iberian Peninsula for future climates (e.g. Jiménez-Guerrero *et al.*, 2012) reduce the wet deposition of this pollutant and imply a significant increase in its atmospheric concentration.

### 3.2. Assessment of increased health risks

It is also the intention of this study to provide an example of how these tools can help in the assessment (and correction) of potentially hazardous effects to human health. When the European Union set the target value in Directive 2004/107/EC, a Quantitative Risk Assessment (QRA) method was based on different studies, such as Andersen *et al.* (1982) or Lindstedt and Sollenberg (1982). These studies focused on the increased risk of lung cancer due to industrial exposure to PAHs. This QRA method is laid out in the European Union's "Ambient air pollution by Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAH)" Position Paper (European Union, 2001). Using this method and the World Health Organisation estimate for PAHs unit risk of lung cancer ( $87 \times 10^{-6}$  BaP  $\text{m}^{-3}$  for lifetime exposure), the European Union calculated the increased risk for three possible target values: (1) target value of  $0.01 \text{ ng m}^{-3}$  with an associated increased risk of  $1 \times 10^{-6}$ ; (2) target value of  $0.1 \text{ ng m}^{-3}$  (increased life-time risk of  $1 \times 10^{-5}$ ); and (3) target value of  $1 \text{ ng m}^{-3}$  with an associated increased risk of  $1 \times 10^{-4}$ . Based on the health evidence and acceptance that the upper limit of the additional life-time risk should be less than  $1 \times 10^{-4}$ , the target value reached for the annual mean concentration of BaP was  $1 \text{ ng m}^{-3}$  (Butterfield and Brown, 2012).

As seen in Figure 2, this target value for present-day climatologies is only exceeded in Ukraine. While some areas surpass the target value of  $0.1 \text{ ng m}^{-3}$  with associated increased risk of  $1 \times 10^{-5}$  for lung cancer, life-time exposure (mainly in the largest Portuguese cities, Lisbon and Porto, some areas in northern Spain and Poland and the Po Valley in Italy), the rest of Europe falls under it (below  $0.1 \text{ ng m}^{-3}$  in southern and eastern Europe and  $0.01 \text{ ng m}^{-3}$  in most of Europe). This involves increased risks of lung cancer under  $1 \times 10^{-5}$  and  $1 \times 10^{-6}$ , respectively. However, for SRES A2-driven simulations, the risks of lung cancer increase substantially all over Europe. While the  $1 \text{ ng m}^{-3}$  target value is only exceeded in Ukraine, a much larger number of spots exceeding the  $0.1 \text{ ng m}^{-3}$  threshold with respect to present-day climatologies (e.g. over the Ruhr Valley in Germany or the Netherlands). The general increased risk of lung cancer over land in Europe ( $1 \times 10^{-6}$  for the present scenario) is turned into an order of magnitude higher ( $1 \times 10^{-5}$ ).

INFLUENCE OF CLIMATE CHANGE SCENARIOS ON HEALTH SAFETY LIMITS FOR  
THE PRESENCE OF ATMOSPHERIC BENZO[a]PYRENE IN EUROPE

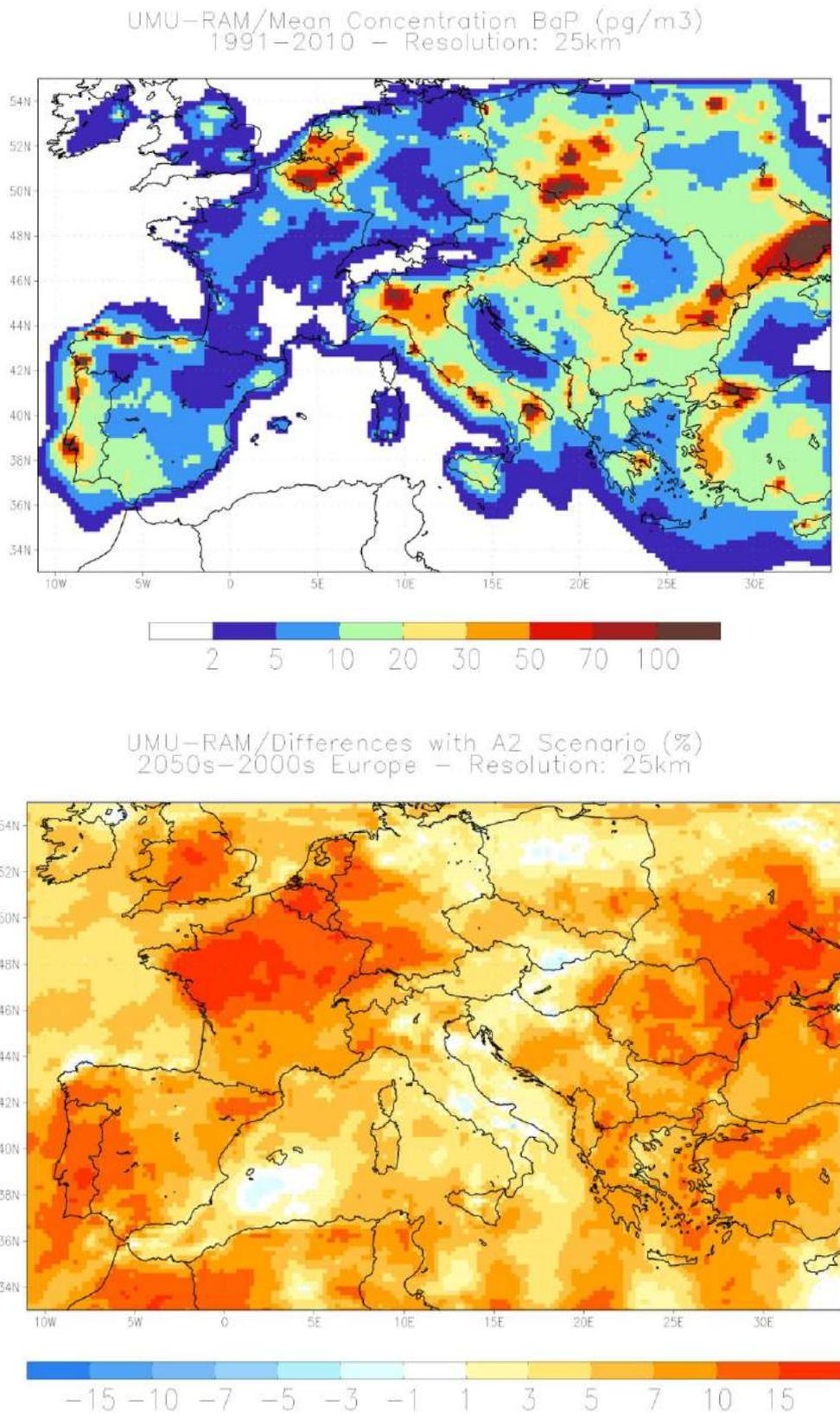
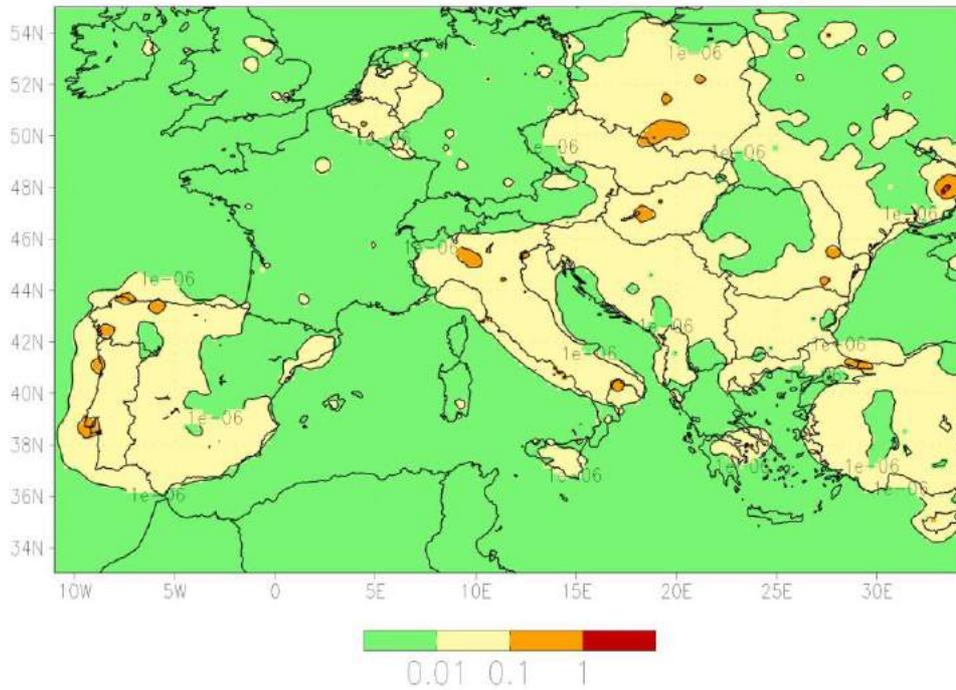


Fig. 1: (Top) Present day mean concentrations of BaP over Europe (1991-2010) ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ) and (bottom) percentual increase in the levels of this compound for the 2031-2050 period under the SRES A2 scenario compared to present-day levels.

Increased Risk, Life-time exposure to target value (contours)  
Possible target value, 1991–2010, ng/m<sup>3</sup> – Resolution: 25km



Increased Risk, Life-time exposure to target value (contours)  
Possible target value, 2050s, ng/m<sup>3</sup> – Resolution: 25km

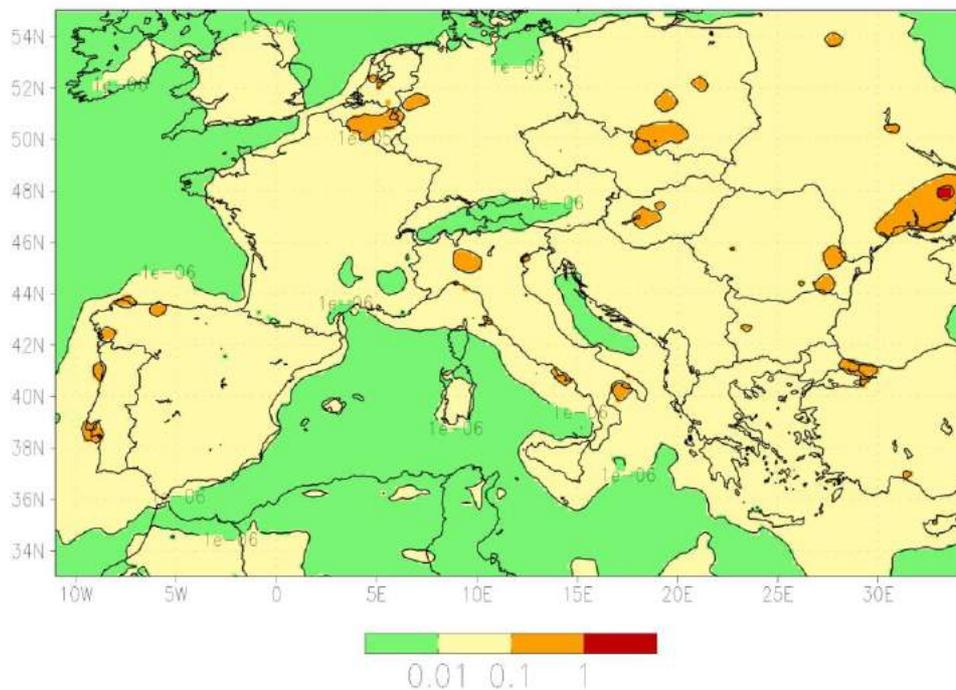


Fig. 2: Exceedances of the possible target values (shaded, ng m<sup>-3</sup>) and associated increased risk of lung cancer, life-time exposure to the target value (contours), as defined by the Quantitative Risk Assessment included in Butterfield and Brown (2012). (Top) Present-day conditions; (bottom) SRES A2 scenario.

#### 4. CONCLUSIONS

A regional climate modelling system (coupling MM5-RCM and CHIMERE chemistry transport model) has been applied to a simulation covering a present-climate condition (1991-2010) and the future SRES A2 scenario (2031-2050) in order to obtain regional distributions PAHs concentrations. Results show the plausible influence of climate change alone on the levels of BaP.

Regarding BaP, its response to changes in future climate conditions shows a wide range of variations. In general, precipitation drives the modification in the concentration of most particulate components, since the general decrease of precipitation modelled for the A2 scenario over the target domain, together with the enhanced oxidative capacity of the atmosphere, leads to a regional increase in the levels of BaP (over 15% in areas of France, southern and eastern Europe). In addition, the increased stagnation under future climates (decrease in the mixing height by 15% percent) favours the increase of BaP in polluted regions.

An important remark has to be made regarding the inherent uncertainties in the climate projections which may affect the results depicted here. Not all climatic variables are affected by the same degree of uncertainty. Future climate simulations tend to agree in a warm trend due to the increase of greenhouse gases concentrations, and only differ in the intensity and spatial distribution details of the warming. However, there is not such a good agreement in the projections of precipitation changes, which strongly affect the results for particles, such as BaP (more than 90% of this compound is in the particle phase). This larger uncertainty is partly due to the complex mechanism that governs precipitation, which involves a wide variety of spatial scales and it is approximated by different approaches among the state-of-the-art models. It is therefore important to characterise and reduce the uncertainties of model projections by having a better idea of the regional air pollution meteorology (especially related to temperature and precipitation, which influences considerably the difference between aerosol simulations).

#### 5. REFERENCES

- Amann, M.; Cofala, J.; Klimont, Z.; Hoglund, L.; Wagner, F. and Winiwarter, W. (2004). *Synergies between GHG mitigation and air pollution control*. 2004 IIASA Contribution to Conference of Parties (COP10), Buenos Aires, Argentina; 8 Dec.
- Andersen, A.; Dahlberg, B.E.; Magnus, K. and Wannag, A. (1982). „Risk of cancer in the Norwegian aluminium industry”. *International Journal of Cancer*, 29, pp. 295-298.
- Butterfield, D.M. and Brown, R.J.C. (2012). *Polycyclic aromatic hydrocarbons in Northern Ireland*. National Physical Laboratory Report AS66, Teddington, Middlesex, UK.
- Dudhia, J. (1993). “A nonhydrostatic version of the Penn State NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front”. *Monthly Weather Reviews*, 121, pp. 1493-1513.

EC4MACS - European Consortium for Modelling of Air Pollution and Climate Strategies, 2012. *The CHIMERE Atmospheric Model*. Eds. B. Bessagnet, E. Terrenoire, F. Tognet, L. Rouil, A. Colette, L. Letinois, L. Malherbe. Issued by INERIS, March 2012.

Giorgi, F. and Meleux, F. (2007). “Modeling the regional effects of climate change on air quality”. *Comptus Rendus Geosciences*, 339, 721-733.

Grell, A.G.; Dudhia, J. and Stauffer, D.R. (1994). A description of the fifth-generation PennState/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note NCAR/TN-398+STR, Natl Cent Atmos Res, Boulder, Colorado: 138. On-line: <http://www.mmm.ucar.edu/mm5>

Guenther, A.; Karl, T.; Harley, P.; Wiedinmyer, C.; Palmer, P.I. and Geron, C. (2006). “Estimates of global terrestrial isoprene emissions using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature)”. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, pp. 3181-3210.

Jacob, D.J. and Winner, D.A. (2009). “Effect of climate change on air quality”. *Atmospheric Environment*, 43, pp. 51–63.

Jerez, S.; Montávez, J.P.; Gómez-Navarro, J.J.; Jiménez-Guerrero, P.; Jiménez, P. and González-Rouco, J.F. (2010). “Temperature sensitivity to the land-surface model in MM5 climate simulations over the Iberian Peninsula”. *Meteorologische Zeitschrift*, 19, pp. 363–374.

Jerez, S.; Jiménez-Guerrero, P.; Montávez, J.P. and Trigo, R.M. (2013). “Impact of the North Atlantic Oscillation on European aerosol ground levels through local processes: a seasonal model-based assessment using fixed anthropogenic emissions”. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, pp. 11195-11207.

Jiménez-Guerrero, P.; Montávez, J.P.; Gómez-Navarro, J.J.; Jerez, S. and Lorente-Plazas, R. (2012). “Impacts of climate change on ground level gas-phase pollutants and aerosols in the Iberian Peninsula for the late XXI century”. *Atmospheric Environment*, 55, pp. 483–495.

Jiménez-Guerrero, P.; Jerez, S.; Montávez, J.P. and Trigo, R.M. (2013). “Uncertainties in future ozone and PM10 projections over Europe from a regional climate multiphysics ensemble”. *Geophysical Research Letters*, 40, pp. 5764–5769.

Juda-Rezler, K.; Reizer, M.; Huszar, P.; Kruger, B.; Zanis, P.; Syrakov, D.; Katragkou, E.; Trapp, W.; Melas, D.; Chervenkov, H.; Tegoulis, I. and Halenka, T. (2012). “Modelling the effects of climate change on air quality over Central and Eastern Europe: concept, evaluation and projections”. *Climate Research*, 53, pp. 179-203.

Katragkou, E.; Zanis, P.; Kioutsioukis, I.; Tegoulis, I.; Melas, D.; Krüger, B.C. and Coppola, E. (2011). “Future climate change impacts on summer surface ozone from regional climate-air quality simulations over Europe”. *Journal of Geophysical Research*, 116, pp. D22307.

Kim, K.-H.; Jahan, S.A.; Kabir, E. and Brown R.J.C. (2013). “A review of airborne polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) and their human health effects”. *Environment International*, 60, pp. 71–80.

Lammel G.; Sehili A.; Tami B.; Feichter J. and Grassl H. (2009). „Gas/particle partitioning and global distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons – A modelling approach”. *Chemosphere*, 76, pp. 98-106.

Liao, K.-J.; Tagaris, E.; Manomaiphiboon, K.; Wang, C.; Woo, J.-H.; Amar, P.; He, S. and Russell, A.G. (2009). “Quantification of the impact of climate uncertainty on regional air quality”. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, pp. 865-878.

Lindstedt G, and Sollenberg J. (1982). “Polycyclic aromatic hydrocarbons in the occupational, environment, with special reference to benzo[a]pyrene measurements in Swedish industry”. *Scandinavian Journal of Work Environment and Health*, 8, pp. 1-19.

Manders, A.M.M.; van Meijgaard, E.; Mues, A.C.; Kranenburg, R.; van Ulft, L.H. and Schaap, M. (2012). “The impact of differences in large-scale circulation output from climate models on the regional modeling of ozone and PM”. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, pp. 9441–9458.

Pye, H.O.T.; Liao, H.; Wu, S.; Mickley, L.J.; Jacob, D.J.; Henze, D.K. and Seinfeld, J.H. (2009). “Effect of changes” in climate and emissions on future sulfate-nitrate-ammonium aerosol levels in the United States. *Journal of Geophysical Research*, 114, pp. D01205

Ratola, N.; Amigo, J.M. and Alves, A. (2010a). “Comprehensive assessment of pine needles as bioindicators of PAHs using multivariate analysis. The importance of temporal trends”. *Chemosphere*, 81, pp. 1517-1525.

Ratola, N.; Amigo, J.M. and Alves, A. (2010b). “Levels and sources of PAHs in selected sites from Portugal: biomonitoring with *Pinus pinea* and *Pinus pinaster* needles”. *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*, 58, pp. 631-647.

Srogi, K. (2007). “Monitoring of environmental exposure to polycyclic aromatic hydrocarbons: A review”. *Environmental Chemistry Letters*, 5, pp. 169–195.



## CAMBIO CLIMATICO Y DENGUE: UNA APROXIMACIÓN SISTÉMICA

Carlos Manuel WELSH RODRÍGUEZ<sup>1</sup>, Carolina Andrea OCHOA MARTÍNEZ<sup>1</sup>,  
Andrew J. MONAGHAN<sup>2</sup>, Mary HAYDEN<sup>2</sup>, Saúl LOZANO FUENTES<sup>3</sup>, Lars  
EISEN<sup>3</sup>, Marco Aurelio MORALES MARTINEZ<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>*Centro de Ciencias de la Tierra. Universidad Veracruzana.*

<sup>2</sup>*Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR).*

<sup>3</sup>*Departamento de Microbiología, Inmunología y Patología, Universidad Estatal de  
Colorado.*

**cwelsh@uv.mx**

### RESUMEN

Tanto el cambio global como el cambio climático están impactando de manera directa en la presencia y abundancia de vectores transmisores de enfermedades; esta hipótesis debe ser contrastada con datos climatológicos, entomológicos y sociales a fin de poder establecer escenarios de actuación o riesgo ante la presencia del vector. El dengue es la enfermedad transmitida por vectores con mayor presencia en regiones tropicales. Se ha desarrollado una investigación de 2010 a 2013 donde se ha estudiado la presencia del mosquito *Aedes aegypti* en un transecto altitudinal del nivel del mar hasta los 2100 m.s.n.m. en la parte central del golfo de México. La presencia del vector no sólo está asociada con la temperatura sino con factores socio-ambientales. Estimar el acoplamiento entre los tres sub-sistemas mencionados provee un marco metodológico y conceptual para valorar un posible escenario futuro ante el calentamiento del sistema climático.

**Palabras clave:** Cambio climático, dengue, mosquito, salud pública.

### ABSTRACT

Global changes as well as climate change are impacting directly the presence and abundance of disease vectors; in particular, this hypothesis should be contrasted with climatological, entomological and social data in order to establish performance or risk scenarios in presence of vector. Dengue is a vector-borne disease with greater presence in tropical regions. It has developed a research from 2010 to 2013 where it has studied the presence of mosquito *Aedes aegypti* in an altitudinal transect from sea level to 2100 m.a.s.l. in the central part of the Gulf of Mexico. The presence of the vector is associated not only with temperature but also with socio-environmental factors. Estimate the coupling among the three systems mentioned provides a methodological and conceptual framework to evaluate a possible future scenario coping the warming of the climate system.

**Key words:** Climate Change, dengue fever, mosquito, public health.

## 1. INTRODUCCIÓN

El vector transmisor de la enfermedad del dengue es el mosquito *Aedes aegypti*, el cual necesita condiciones climáticas particulares: humedad relativa, temperatura y precipitación para su desarrollo. De acuerdo a la Organización Mundial de la Salud el mosquito del dengue habita actualmente en lugares en donde antes no le era posible desarrollarse, (WHO, 2001).

En México después de la campaña de erradicación del *Aedes aegypti* en la década de los 60, la reintroducción y re-infestación del vector se vieron favorecidas por el proceso de urbanización, la migración del campo a las ciudades, la carencia de servicios públicos en los crecientes centros urbanos y las deficiencias operativas de los programas de vigilancia y control de vectores, e inclusive la pobreza.

La más reciente llegada del dengue a México se notificó en la frontera sur en 1978 y los primeros casos de fiebre hemorrágica por dengue se dieron en la Península de Yucatán en 1984. El *Aedes aegypti* es considerado el más importante de los vectores que transmiten enfermedades en el mundo, poniendo en riesgo a 250 millones de personas en el mundo.

A pesar de la atención por parte de la salud pública sobre la fiebre del dengue, los datos para su análisis son limitados, con algunas restricciones, además de la complejidad de los factores que interactúan con la distribución, como son la sociedad, la economía y los procesos ecológicos (Machado-Machado, 2012).

El presente trabajo pretende mostrar algunos resultados relevantes de la distribución del vector transmisor del dengue en un transecto altitudinal que va desde Veracruz, Ver., hasta la ciudad de Puebla. Es parte del Proyecto de “*The dengue vector mosquito Aedes aegypti at the margins: sensitivity of a coupled natural and human system to climate change*”, el cual se realiza entre la Universidad Veracruzana (UV), *Colorado State University* (CSU) y el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), financiado por la NATIONAL SCIENCE FOUNDATION (NSF, del Gobierno de los Estados Unidos de Norteamérica).

## 2. VERACRUZ: CLIMA, CAMBIO CLIMÁTICO Y BIODIVERSIDAD

El territorio que ocupa el estado de Veracruz consiste en una franja que se extiende en una superficie de 72,185km<sup>2</sup> (equivalente al 3.7% del territorio nacional) a lo largo del litoral del Golfo de México por el Este y que por el Oeste se recuesta sobre la Sierra Madre Oriental. Se localiza entre los paralelos 17°10' y 23°38' de latitud norte y entre los meridianos 93° y 99° de longitud oeste. Es el tercer estado con mayor población de la República Mexicana (INEGI, 2012). El estado de Veracruz es muy diverso en relieves, climas, suelos y tipos de vegetación, por lo que ofrece diferentes y múltiples hábitats; pero aunque muchos de estos componentes resulten favorables, hay zonas tan poco conservadas que no vale la pena buscar plantas en ella (Giddings 1998).

Veracruz tiene una situación estratégica en México. Por un lado tiene una frontera natural con la Sierra Madre Oriental y con el Golfo de México, lo que permite contar

con bosques tropicales, bosques de montaña, selvas, esteros, arrecifes, y una biodiversidad de las más ricas de América.

De acuerdo a la SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales) el 35% de los recursos hídricos del país se encuentran en el estado de Veracruz, siendo el agua uno de los factores relacionados con la presencia del *Aedes aegypti*.

Desde el IV informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC) en 2001 ya se mencionaba que existen pruebas científicas que indican que el cambio regional del clima -en particular los aumentos de la temperatura- han influido en un conjunto diverso de sistemas físicos y biológicos de muchas partes del mundo. Entre los cambios observados puede mencionarse como ejemplos la contracción de los glaciares, el deshielo de permafrost, el congelamiento ulterior y el deshielo anticipado de las superficies de ríos y lagos, el alargamiento de las estaciones de crecimiento a latitudes medias a altas, los desplazamientos de las zonas de plantas y animales hacia el polo y a mayores altitudes, las disminuciones de algunas poblaciones de plantas y animales, y el florecimiento temprano de árboles, la incidencia de insectos y de puesta de huevos de las aves. Hay muchos documentos que prueban la existencia de una asociación entre los cambios de temperaturas regionales y los cambios observados de sistemas físicos y biológicos en muchos entornos acuáticos, terrestres y marinos (IPCC, 2001).

El aumento de la temperatura media global trae también como consecuencia migraciones de especies animales y vegetales a lugares de mayor altitud de su hábitat normal. *“Muchas plantas se pueden reproducir y crecer con éxito únicamente dentro de un rango específico de temperaturas, y responder a determinadas cantidades y patrones estacionales de precipitación; pueden verse desplazadas debido a competencia con otras plantas, o incluso no pueden sobrevivir si cambia el clima. Los animales también necesitan determinadas gamas de temperatura y/o precipitación y también dependen de la persistencia constante de las especies de las que se alimentan.”* (IPCC, 2002).

Así, la riqueza biológica de Veracruz se encuentra en grave riesgo, aunado al hecho de que más del 72% de la superficie del estado ha sido transformada para usos agropecuarios y urbanos. Uno de los tipos de vegetación más sensibles al cambio climático en México es el bosque mesófilo de montaña. Se prevé que su distribución se afectará entre 46 y 58 % durante el resto del siglo. En Veracruz, este tipo de bosque ocupa una superficie de aproximadamente 269 mil hectáreas. Además, en caso de perder especies vegetales, se afectaría de manera importante la nutrición de poblaciones locales que se basan en plantas comestibles, así como la disponibilidad de otros productos que contribuyen al apoyo económico y son un medio de mantenimiento de las poblaciones rurales (Benitez, et. al, 2008).

### **3. DENGUE, SALUD Y CLIMA.**

La presencia del *A. aegypti* no sería tan relevante de no ser por el impacto en la salud pública, el Centro para el Control de Enfermedades (CDC, por sus siglas en inglés) del Gobierno de los Estados Unidos de Norteamérica señala que cada año éste vector afecta a más de 100 millones de personas (CDC, 2011).

El dengue o fiebre “quebrantahuesos” es una enfermedad producida por cuatro serotipos de virus, que se transmite con síntomas que se parecen a una fuerte gripe y que en

algunos casos causa sangrado interno que conduce a la muerte. Esta enfermedad aflige actualmente a unos 100 millones de personas en las regiones tropicales y subtropicales, especialmente en las áreas urbanas y sus alrededores (Epstein, 1997). Según la Secretaria de Salud (SS, 2001), el dengue es enfermedad de mayor magnitud en el mundo en los últimos 20 años.

El dengue, es una enfermedad que se transmite por intermedio del mosquito *Aedes aegypti* y quizá por el *Aedes albopictus*, de una persona enferma a otra susceptible. Se describen tres formas clínicas bien definidas: dengue clásico, dengue hemorrágico (DH) y síndrome de choque por dengue. Se sabe que un buen número de infectados cursan asintomáticos o con cuadros clínicos inespecíficos. La aparición de DH se asocia a la repetición de varias infecciones por diferentes serotipos principalmente, aunque también se refiere a cepas diferentes de los virus. No existen vacunas ni medicamentos que puedan prevenir o controlar el dengue. Hasta hoy, tampoco se dispone de metodologías eficientes de control de la enfermedad, por lo que se dispersa e incrementa su trascendencia con la aparición de brotes por DH (SS, 2001). El Dengue Clásico (DC) es la enfermedad re-emergente más importante y el Dengue Hemorrágico (DH) es la nueva Enfermedad Transmitida por Vector (ETV) de mayor trascendencia en América.

En la zona central de México existe una barrera natural que interviene con un efecto directo o indirecto sobre la presencia del vector, la Sierra Madre Oriental, misma que ya actúa como una barrera climática al vector.



Figura 1. Mapa de Endemismo del vector *Aedes aegypti*. (<http://www.cdc.gov/dengue/>)

Esto ha dado lugar a un problema de salud regional, ya que ni los hospitales, ni las personas son capaces de contener la enfermedad, dando paso a un problema de epidemiología regional, causado por la variabilidad en el clima regional, y la adaptación del vector a estas condiciones, que si bien son óptimas para su supervivencia, también ha evolucionado para adaptarse a condiciones climáticas similares (WHO, 2001).

Según el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD, 2004), las investigaciones de daños potenciales a la salud causados por el cambio climático dependen de que al observar los efectos del clima utilizando métodos epidemiológicos se considere otras variables como son los factores determinantes de la enfermedad y la vulnerabilidad de la población estudiada.

Tabla 1. Altitud, Temperaturas, precipitación anual en el transecto de estudio.

	<b>Altitud (msnm)</b>	<b>Temp. Max verano (°C)</b>	<b>Temp. Min verano (°C)</b>	<b>Precipitación (mm/año)</b>
Veracruz, VER.	11	31	23	1274
Córdoba, VER.	853	29	18	2082
Orizaba, VER.	1227	25	14	923
Río Blanco, VER.	1251	25	15	950
Maltrata, VER.	1713	22	11	950
Puebla, PUE.	2133	23	8	860

El IPCC (2001) define un vector transmisor de enfermedades como, un organismo hematófago (por ejemplo, un insecto) que transmite un organismo de un portador a otro. El clima juega un papel muy importante en las enfermedades causadas por vectores como mosquitos, garrapatas, pulgas, moscas y otros insectos. Estos vectores de sangre fría son extremadamente sensibles a los efectos directos del clima como temperatura, patrones de precipitación y viento, ya que influyen en su comportamiento, desarrollo y reproducción. Si el cambio climático mejora la longevidad, aumenta la reproducción, aumenta la frecuencia de ataque de estos insectos a la población o altera sus rangos de distribución, puede producirse un aumento de gente infectada (Ize, 2007).

La distribución geográfica de las poblaciones de insectos vectores está relacionada con patrones de temperatura, lluvia y humedad. La elevación en la temperatura acelera la tasa de metabolismo en los insectos y se incrementan el desove y su frecuencia de alimentación de sangre (en el caso de insectos hematófagos). En este sentido la precipitación pluvial es también significativa en su comportamiento metabólico, aunque nada fácil de predecir. En algunos casos, las lluvias tienen un efecto indirecto en la longevidad del vector, pues la humedad crea una serie de hábitats favorables, incrementa la distribución geográfica de los insectos. En otros casos el exceso de lluvias puede tener efectos catastróficos en la población local de vectores por constantes lavados del suelo por las inundaciones. En áreas geográficas de clima muy húmedo, las sequías pueden convertir los ríos en una sucesión de charcas favorables a la reproducción de vectores. Por lo tanto, la reproducción oportunista de vectores puede crear condiciones epidémicas (Koelle et al, 2005).

#### **4. APROXIMACIÓN SISTÉMICA**

El calentamiento global puede ser un factor que interviene en la modificación de los patrones de temperatura y humedad, específicamente en altura, pudiendo incidir en particular en el riesgo de contraer dengue en ciudades con una altitud mayor a los 2000 m.s.n.m. El vector se encuentra comúnmente en elevaciones por debajo de los 1700 m.s.n.m., y en alguna ocasión ligeramente por encima de la cota 1700 m.s.n.m.

Hay ciudades por encima del umbral conocido para la presencia del vector, donde por sus condiciones climáticas tienen una barrera para su protección, sin embargo las conclusiones del V informe de evaluación del IPCC hacen necesario tener previsto un posible cambio en un futuro cercano (IPCC, 2014). La literatura señala como un factor de protección el frío, por lo que ciudades donde la temperatura puede descender por debajo de los 10°C son el umbral de la presencia del vector. (Christopher, 1960, Hopp y Foley, 2001)

En el continente americano los registros más altos citados en la literatura son 1630 m.s.n.m. para México y 2200 m.s.n.m. para Colombia. (Ibañez-Bernal, 1987, Suarez y Nelson, 1981). Dado que se trata de un problema para la salud pública, relacionado con múltiples factores tales como pobreza, disponibilidad de agua, educación, ecología y climatología, necesita de ser abordado con un enfoque sistémico, y quizás transdisciplinar (Figura 2). En el caso de la climatología, existen algunos estudios que relacionan de manera empírica la presencia del vector en función de condiciones iniciales, pero es una visión incompleta si no incluye el sistema social y económico de la región de estudio.

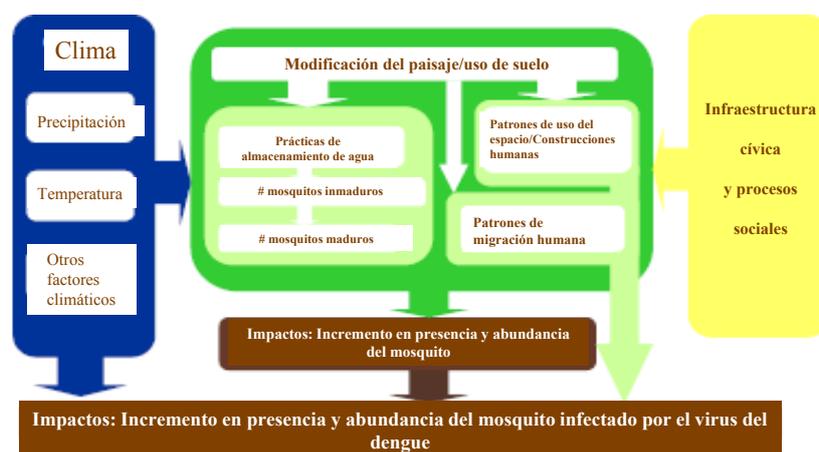


Figura 2. Mapa conceptual de aproximación sistémica. Elaboración: Mary Hayden (NCAR).

#### 4.1. Metodología

La metodología para aproximarse de forma integral se desarrolló en cinco etapas que se describen a continuación.

- 1) Datos climatológicos. Se usaron datos del servicio meteorológico nacional. Además se instalaron 20 estaciones micro-meteorológicas HOBO (*Onset Computer Corporation, Bourne, MA*). Las variables usadas fueron temperatura mínima diaria, temperatura máxima diaria, humedad relativa. Dada la calidad y consistencia de los datos locales del servicio meteorológico nacional, se construyó una base combinada de datos climática de la región de estudio enfatizando el transecto altitudinal.
- 2) Procesos sociales. El factor humano tiene influencia directa en la población del vector debido a prácticas tales como almacenamiento de agua (contenedores, tanques, cisternas), tipo de vegetación existente en patios y jardines, espacios y tipos de construcción en vivienda (incluyendo techo, paredes, ventanas),

recolección de basura, disponibilidad de agua potable. Se levantaron un total de 800 cuestionarios siguiendo un proceso de *clusters* de viviendas (el *cluster* fue definido como espacios urbanos de 1km<sup>2</sup> que incluyera manzanas que estuvieran limitadas por calles o avenidas).

- 3) Identificación del vector. Con el propósito de establecer la presencia del vector en cada uno de los *clusters* seleccionados se obtuvieron pupas y larvas de mosquito de distintos contenedores dentro y fuera de la vivienda. Estos fueron trasladados a un laboratorio donde fueron “criados”, una vez que alcanzaban su etapa adulta eran identificados mediante el método de Darsie y Ward (2005). Para la identificación se realizó en tres categorías: 1) *Aedes aegypti*, 2) *Aedes epactius* y 3) *Otros*.

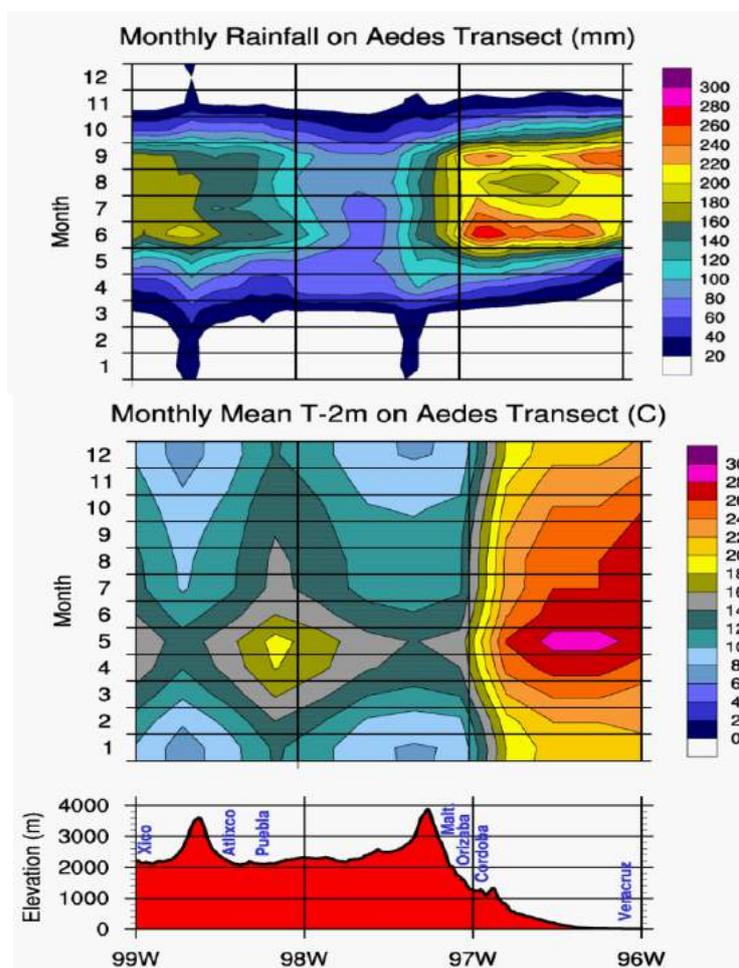


Figura 3. Temperatura y precipitación en el transecto de estudio.  
Elaboración: Andrew J. Monaghan.

- 4) Casos confirmados. Se revisaron los datos provenientes del Sector Salud del Estado de Veracruz donde se confirman mediante pruebas de laboratorio que se adquirió el virus del dengue y donde personas se presentaron a una instancia de salud pública con síntomas asociados y se le confirmó la infección.
- 5) Análisis estadístico. Dado que durante el período de lluvia (julio-septiembre) es cuando se dan las condiciones más convenientes para el desarrollo del vector, se

trabajó en los meses de mayor precipitación en base a una estandarización temporal, de modo que fuera posible analizar las correlaciones entre diversas variables climatológicas con los hallazgos del mosquito in situ, y otra con los casos confirmados.

Tabla 2. Datos para realizar el análisis de correlaciones período de estudio.  
(Lozano et. al. 2011, Bonilla, 2013).

	<b>Individuos identificados (%)</b>	<b>Temperatura Media (°C)</b>	<b>Precipitación (mm)</b>	<b>Humedad relativa (%)</b>	<b>Casos confirmados</b>
Veracruz, Ver.	52	28.9	146	79.3	635
Córdoba, Ver.	36	23.5	321	83.9	75
Orizaba, Ver.	39	20.5	292	87.2	9
Río Blanco, Ver.	62	20.3	279	86.0	6
Maltrata, Ver.	7	19.4	190	81	0
Puebla, Pue.	5	17.8	94	71.6	0

## 5. RESULTADOS PRELIMINARES Y DISCUSIÓN

En el estado de Veracruz se ha presentado un incremento de temperatura de 0.1°C/década (1950-2000) (Vásquez-Aguirre et. al., 2009) lo que significa un incremento de poco más de medio grado para el 2011(0.6°C); esto sugiere que debe existir un incremento de temperatura en altitud. Es probable que esto signifique para el año 2050 el movimiento de la isoterma hasta los 1850m.s.n.m. (1°C/década  $\approx$  15 metros en altitud), poniendo en riesgo la población de la meseta central del País que ha sido protegida por la barrera natural de las Sierras Madre Oriental y Occidental.

Con el fin de comprobar este supuesto se obtuvieron las correlaciones entre los casos confirmados y las variables climáticas. Las correlaciones obtenidas refieren que los valores más altos se obtienen entre la variable precipitación y casos confirmados por lo que se infiere que de manera condicional que la precipitación es la que detona el número de casos para la zona de estudio (Tabla 3).

Uno de los hallazgos más significativos es confirmar las cotas de presencia del vector y su relación positiva con variables climáticas. Al nivel del mar la presencia del vector como casos confirmados fue muy alto, lo que se denominó como caso positivo-positivo; en la cota superior entre los 800 y 1700 m.s.n.m. había reportes de presencia y una disminución en los casos confirmados. Según se va moviendo la cota hasta Maltrata (1713 m.s.n.m.) se observa una presencia moderadamente abundante, a esto se le denominó caso positivo siendo la cota más alta donde se había reportado la presencia del vector; esto parece estar relacionado con el movimiento de la isoterma en altura.

Tabla 3. Correlaciones actuales para el período de estudio.

	<b>Temp. Max verano (°C)</b>	<b>Precipitación (mm)</b>	<b>Casos confirmados</b>
Veracruz, Ver.	-0.165	0.598	635
Córdoba, Ver.	0.412	0.554	75
Orizaba, Ver.	0.427	0.660	9
Río Blanco, Ver.	0.390	0.094	6
Maltrata, Ver.	0	0	0
Puebla, Pue.	0	0	0

Las principales conclusiones que se pueden extraer de este trabajo son las siguientes:

- a) No había sido registrada la presencia del vector por encima de los 1700 m.s.n.m., y se encontró entre los 1700 y 2130 msnm. Fueron pocos individuos pero suficientes para poder confirmar que ya alcanzaron esa cota.
- b) Las ciudades como Puebla y México empiezan a reportar un incremento de casos confirmados de dengue. Normalmente se concluía que eran importados, se trataba de personas que lo adquirían en zonas endémicas. Sin embargo el haber situado la presencia del vector en la ciudad de Puebla hace necesario revisar factores climáticos, isla de calor, precipitación, condiciones de suelo y paisaje que pueden estar relacionados directamente con la presencia del vector y que lo convierten en una amenaza si los escenarios de cambio climático continúan su trayectoria actual.
- c) Existe una relación positiva entre las variables climáticas y la presencia del vector (Tabla 4).

Tabla 4. Correlaciones entre la presencia del vector y variables climáticas, (tomado de Lozano et. al., 2012, modificado por los autores).

	<b>Correlación</b>
Presencia en el transecto (0 a 2130 msnm)	-0.736
Temp. Min/mes	0.682
Temp. Media/mes	-0.349
Precipitación/mes	0.607
Humedad relativa	0.680

En espacios poblacionales cercanos al altiplano mexicano, como lo son Río Blanco y Maltrata, se encontraron especímenes del vector que pasaron de centenas a unos cuantos individuos en una distancia lineal menor a los 100 km y con una diferencia en altitud cercana a los 500 metros. Este paso es el mismo que conecta el puerto de Veracruz con

la ciudad de México, siendo uno de los más importantes flujos de personas y mercancías del País, por lo que el sector económico contribuye a la presencia del vector una vez que la barrera climática sea vencida por el cambio climático y ceda a la presión del vector por encontrar un nicho más para prevalecer.

Las condiciones climáticas actuales en las ciudades del altiplano (mayores a los 2000 m.s.n.m.) humedad (clima seco, con precipitación anual entre 300 y 600m.m.), temperatura mínima (noches frías, inferiores a 5°C) inciden directamente para controlar de manera natural la presencia del vector, haciendo que aún los huevos o las larvas que hayan viajado hasta esos lugares tengan muy poca probabilidad de sobrevivir a tales condiciones, los inviernos fríos así como la variabilidad diaria de la temperatura son controles con impacto negativo en el vector.

## REFERENCIAS

Benítez-Badillo, G., A. Hernández-Huerta, M.E. Equihua-Zamora, A. Medina-Chena, J.L. Álvarez-Palacios, S. Ibañez-Bernal y C. Delfín-Alonso. (2008). Biodiversidad y cambio climático. En: *Estudios para un Programa Veracruzano ante el Cambio Climático*. Universidad Veracruzana, Instituto Nacional de Ecología y Embajada Británica en México. Cap. 4 Impactos en el medio natural.

Bonilla Jiménez, E., 2012, “Influencia de la variabilidad climática en la distribución del Dengue en el transecto altitudinal comprendido entre Boca del Rio, Ver. y el valle de Puebla”. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Economía y Geografía. Universidad Veracruzana.

CDC, 2010. (Centers for Disease Control and Prevention). The Dengue Update: Dengue, a Worldwide threat, volumen 1 No.1 . On-Line: [http://www.cdc.gov/dengue/dengue\\_upd/resources/DengueUpdate.pdf](http://www.cdc.gov/dengue/dengue_upd/resources/DengueUpdate.pdf)

Christophers S. R. (1960). *Aedes Aegypti* (L.). The Yellow Fever Mosquito. Its Life History, Bionomics and Structure. Cambridge, UK: Cambridge University Press.

Darsie R. F. Jr. y Ward R- A. (2005). Identification and Geographical Distribution of the Mosquitoes of North America, North of Mexico. Gainesville, FL: University Press of Florida.

Epstein, R. (1997). Climate, Ecology and Human health. Consequences 3. WHO/WMO/UNEP. EUA. pp. 1-24.

Giddings, L.E. Soto Margarita, Chappy Carlos, Gama Lilia (1998). ¿Qué tan conservado esta Veracruz?. Ciencia y Desarrollo Vol. XXIV. Num. 142, pp. 68 -71.

Hopp M.J., y Foley J.A. (2001). Global-scale relationships between climate and the dengue fever vector, *Aedes aegypti*. *Climatic Change* 48: 441–463.

Ibanez-Bernal S. (1987). Nuevo registro altitudinal de *Aedes* (*Stegomyia*) *aegypti* (Linnaeus, 1762) (Diptera: Culicidae) en México. *Folia Entomologica Mexicana* 72, pp.163–164.

IPCC, 2001. (Intergubernamental Panel on Climate Change). Informe de síntesis, glosario de términos. Ginebra, Suiza. pp. 173-198.

IPCC, 2002. (Intergubernamental Panel on Climate Change). Climate Change and Biodiversity. IPCC Technical Paper V. UNEP-OMM.

IPCC, 2014. (Intergubernamental Panel on Climate Change). Summary for policymakers. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1-32.

Ize, I. (2007). Cambio climático y salud humana. INECC. México. On-Line: <http://www2.inec.gob.mx/publicaciones/gacetitas/367/cambiossalud.html>

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (2012). México en cifras – Información Nacional, por Entidad Federativa y Municipios. Veracruz Estado México. On-Line: <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/default.aspx>.

Koelle, K., Pascual, M. y Yunus, M. (2005). Pathogen adaptation to seasonal forcing and Climate change. *Proc. R. Soc. Bio. Sci.*, 272, pp. 971-977.

Lozano-Fuentes S., Hayden M.H., Welsh-Rodriguez, C., Ochoa-Martínez, C., Tapias-Santos, B., Kobylinski, K.C., Uejio, C.K., Zielinski-Gutierrez, E., Monache, L. D., Monaghan, A.J., Steinhoff, D.F. y Einsen, L. (2012). The Dengue Virus Mosquito Vector *Aedes aegypti* at High Elevation in México. *The American Journal of Tropical Medicine and Hygiene*, 87(5), pp. 902–909.

Machado-Machado, E. A. (2012). Empirical mapping of suitability to dengue fever in Mexico using species distribution modeling. *Applied Geography* 33, pp. 82-93.

Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) (2004). Elaboración de escenarios socioeconómicos para uso en evaluaciones de vulnerabilidad y adaptación. Nueva York, Estados Unidos, pp. 44.

Secretaría de Salud (SS) (2001). Programa de acción: enfermedades transmitidas por vector. México, pp. 29-30.

Suarez M. F. y Nelson M. J., (1981). Registro de altitud del *Aedes aegypti* en Colombia. *Biomédica*, Vol. 1 No. 4, pp. 225.

Vásquez-Aguirre, J., Brunet, M. y Jones, P. (2009). Programa Veracruzano ante Cambio Climático. Variabilidad natural y detección instrumental del cambio climático. Gobierno del estado de Veracruz y Universidad Veracruzana. México.

World Health Organization (WHO) (2001). Climate and health. WHO information. Fac sheet N° 266, Geneva, Switzerland.



# LA HUELLA DEL CARBONO DURANTE EL CICLO DE VIDA DEL TELÉFONO CELULAR

Samantha E. CRUZ-SOTELO<sup>1</sup>, Sara OJEDA-BENITEZ<sup>2</sup>, Quetzalli AGUILAR-VIRGEN<sup>3</sup>,  
Paul A. TABOADA-GONZÁLEZ<sup>3</sup>, Néstor SANTILLÁN-SOTO<sup>2</sup>, Onofre R. GARCÍA-  
CUETO<sup>2</sup>, Omar AGUILAR-VILLAVICENCIO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California, México  
[samantha.cruz@uabc.edu.mx](mailto:samantha.cruz@uabc.edu.mx)

<sup>2</sup> Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California, México  
[sara.ojeda.benitez@uabc.edu.mx](mailto:sara.ojeda.benitez@uabc.edu.mx)

<sup>3</sup> Facultad de Ciencias Químicas e Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California,  
México [qaguilar@uabc.edu.mx](mailto:qaguilar@uabc.edu.mx)

## Resumen

El mercado de telefonía móvil ha experimentado un continuo crecimiento en la última década. Cada vez más, los teléfonos celulares son reemplazados por nuevos modelos con diseños más modernos y/o ampliación de funciones. Este estilo de vida provoca incremento en la cantidad de residuos de aparatos eléctricos y electrónicos que no siempre reciben tratamiento. Otro de los factores negativos asociados a los aparatos electrónicos es el alto consumo de energía, que además de ser necesaria para recargar la batería, también se requiere para realizar las llamadas, enviar mensajes de texto y transmitir datos a través de las redes de servicios inalámbricos. Redes que también transmiten una serie de señales de tráfico para direccionar correctamente las llamadas de los usuarios. El consumo total de electricidad aumenta las emisiones de los gases de efecto invernadero. Por ello en este trabajo se presentan los resultados de aplicar la metodología de Análisis de Ciclo de Vida (ACV) al manejo del teléfono celular. Tomando como unidad funcional el ciclo de vida del teléfono celular promedio durante 30 meses, se modelaron tres escenarios considerando cuatro etapas: adquisición de materias primas/producción, distribución, uso y fin de vida útil/reciclaje. Se utilizó la base de datos Ecoinvent para configurar el inventario, las emisiones consideradas se asignaron en seis categorías de impacto según el método CML. Los resultados muestran beneficio ambiental al conservar por más tiempo en uso el teléfono celular, no sólo porque reduce impactos ambientales debido a la reducción de contaminación debido al manejo de los equipos en desuso, sino también porque ahorra recursos limitados y la energía necesaria para su extracción a través de la recuperación de los materiales que se encuentran en ellos.

Palabras claves: telefonía móvil, escenarios, impacto ambiental, Análisis de ciclo de vida

Abstract

The mobile phone's services market has experiencing a continuous growth in the last decade. Increasingly, mobile phones are replaced by new models having a more modern design and/or a larger number of functions. This lifestyle is causing an increase in the amount of waste electrical and electronic equipment generated, which not always have an appropriate treatment. Another negative factors associated with electronic devices is the high energy consumption, in addition to being necessary to recharge the battery, is also required to make calls, send text messages and transmitting data over wireless networks . Networks also broadcast a series of signs to properly direct calls from users. The total electricity consumption increases emissions of greenhouse gases. Therefore in this work the results of applying the methodology of Life Cycle Analysis (LCA) to mobile phone use are presented. The life cycle assessment methodology is applied to analyze the environmental benefit obtained by the extension of the lifespan of a mobile phone due to its reuse during different periods of time. Taking as a functional unit the life cycle of an average mobile phone during 30 months, three scenarios have been modeled considering four lifecycle stages: raw materials acquisition/production, distribution, use and end-of-life stage. Ecoinvent database has been applied to configure the life cycle inventory, and the emissions in the stage considered inventory allocated into six categories according to the method of impact CML. The results show environmental benefit to keep longer in use the mobile phone, not only because it reduces environmental impacts due to the reduction of contamination due to handling old equipment, but also because it saves limited resources and energy needed for extraction through the recovery of materials which are found in them.

Key words: mobile phones, scenarios, environmental impact, Life cycle assessment

## 1. INTRODUCCIÓN

A nivel mundial, los Residuos de Aparatos Eléctricos y Electrónicos (RAEE's) constituyen una de las fracciones de residuos de más rápido crecimiento. Esta tendencia representa problemas ambientales y aumenta la necesidad de implementar acciones para su gestión (Tartiu, 2009; Mohabuth y Miles 2005), en la búsqueda de la minimización de impactos y de medidas para la valorización y aprovechamiento de los recursos (Sinha, 2005; Ylä-Mella, 2004).

Los teléfonos celulares son el producto electrónico más utilizado en el mundo. La rápida introducción de nuevas tecnologías, mejora y aumento en funcionalidades (cámaras y reproductores de música, etc.) provoca que estos dispositivos tengan ciclos de vida relativamente cortos, convirtiéndose rápidamente en tecnología obsoleta y son sustituidos a pesar de ser aun funcionales (Kasper *et al.*, 2011; Nnorom *et al.*, 2009; Osibanjo y Nnorom, 2008).

El uso del teléfono celular ha crecido de manera exponencial pasando de 4.7 billones de usuarios alrededor del mundo en el 2009 a 7 billones de suscriptores en 2014 (ITU 2014). En la actualidad, la telefonía móvil se ha convertido en un servicio indispensable, y ha experimentado un enorme y constante aumento desde la implementación del sistema GSM en los años 90. Por tanto, la producción ambientalmente segura, funcionamiento y tratamiento de la tecnología de telefonía móvil al final de su vida útil, es muy importante en un mundo ante el creciente número de redes de telefonía y los aparatos con componentes cada vez más complejos.

La gestión de los RAEE's supone un reto para la sociedad desde diferentes perspectivas: la ambiental, económica y social. Es necesario detectar las oportunidades de mejora, ya sea

en el diseño del Aparato Eléctrico-Electrónico (AEE) o en los procesos asociados a él, identificando las etapas y potenciales impactos que éstos ocasionan al finalizar su vida útil. El aumento en la producción de AEE's y el corto tiempo de vida útil de los dispositivos electrónicos de consumo, crea grandes volúmenes de equipos electrónicos en desuso u obsoletos (Osibanjo y Nnorom, 2007; Bigum, Brogaard, y Christensen, 2012; Song, Wang y Li, 2012). Los impactos potenciales sobre el ambiente están desde la etapa de obtención de materias primas y energía, así como en el proceso de transformación de los materiales, hasta la etapa de uso y disposición final. Los impactos se manifiestan en el uso del suelo, provocan calentamiento global, disminución de la capa de ozono, impactos ecotoxicológicos y toxicológicos sobre los seres humanos, acidificación, eutrofización, oxidación fotoquímica, etc. Estos daños se pueden reducir si durante la fabricación se incluyen estrategias de diseño para balancear aspectos de calidad y cantidad entre diferentes tipos de materiales usados. Además de prevenir al máximo los daños al medio ambiente, también es importante el tratamiento y eliminación adecuada de los residuos generados durante la producción (residuos líquidos, sólidos y emisiones a la atmósfera).

Existen diversas metodologías científicas que permiten apoyar la gestión medioambiental de los productos, procesos o servicios. Entre estas metodologías está el Análisis de Ciclo de Vida (ACV), ésta es una herramienta que ha sido aplicada para determinar los impactos ambientales y comparar sistemas de manejo, así como sus partes (Barton, Dalley, Patel 1996; Ekvall et al., 2007; Obersteiner et al., 2007; Schmidt and Pahl-Wostl, 2007; Winkler y Bilitewski, 2007). En otras investigaciones, se ha aplicado la metodología de ACV a otros aspectos del manejo de residuos sólidos municipales, tales como transporte, disposición, aprovechamiento (Cleary, 2009; Rajendra y Toolseeram, 2008; Rives et al., 2010). También se ha aplicado para evaluar el impacto que provoca la producción de un celular (Yamaguchi, et al, 2003), la toxicidad (Wu, 2008; Xu, et al., 2012), uso del celular (Constantiou y Kautz, 2008), modelos de difusión de la tecnología y la influencia en el desarrollo de la economía en un país (Aker, 2008) y patrones de crecimiento (Michalakelis et al., 2008).

De acuerdo a la norma ISO 14040-44 (2006), la evaluación del ciclo de vida comprende cuatro etapas:

- 1) Definición de objetivos y alcance del estudio; que identifica el propósito de ACV y determina límites y suposiciones basadas en el objetivo definido.
- 2) Análisis de inventario; en el cual se contabilizan los impactos medioambientales que el sistema en estudio ejerce sobre el medio.
- 3) Evaluación de impactos, es un proceso técnico, cuantitativo y/o cualitativo para caracterizar y evaluar los efectos de los contaminantes identificados en la etapa de inventario. Según la norma ISO 14044 (2006), este puede realizarse a dos niveles: considerando elementos obligatorios, que permiten obtener un indicador para cada categoría de impacto (etapas de clasificación, caracterización) y/o el considerando elementos opcionales, que permiten obtener un único indicador que engloba toda la información del inventario mediante la aplicación de un método de evaluación del impacto (etapas de clasificación, caracterización, normalización y ponderación).

Las categorías de impacto más utilizadas en la bibliografía, aplicando los factores de caracterización propuestos por el método CML (2000), son: kg Sb eq/Agotamiento abiótico, kg SO<sub>2</sub> eq/Acidificación, kg CO<sub>2</sub> eq/Calentamiento global (huella de carbono), kg CFC-11 eq/Destrucción de la capa de ozono, kg PO<sub>4</sub> eq/Eutrofización y kg C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> eq/Oxidación fotoquímica.

- 4) Interpretación de resultados; combina la información obtenida en la fase de inventario y evaluación del impacto para llegar a identificar las variables significativas. Los resultados

de esta interpretación pueden llevar a conclusiones y recomendaciones para la toma de decisiones de acuerdo con los objetivos y el alcance del estudio.

Para el caso del teléfono celular, el ACV es una metodología que contribuye a la definición de estrategias en el contexto de la prevención de la contaminación. Su carácter sistemático permite interpretar el desempeño ambiental del teléfono celular en forma integral, tomando todos los impactos ambientales durante el ciclo de vida de este producto.

## 2. METODOLOGÍA

Para analizar el beneficio ambiental al extender la vida útil de un teléfono celular debido a su reutilización durante diferentes períodos de tiempo, se aplicó la metodología de ACV. Para ello, se tomó como escenario de referencia el uso de un teléfono celular promedio durante 18 meses (situación actual,  $S_0$ ), la extensión de su vida hasta 24 (escenario 1,  $S_1$ ) y 30 (escenario 2,  $S_2$ ) meses. Tomando como unidad funcional (UF) el ciclo de vida de un teléfono celular promedio durante 30 meses, se modelaron tres escenarios de acuerdo con los siguientes supuestos:

Etapas 1: Adquisición de materias primas y producción. Con base a la caracterización del teléfono celular se obtuvo la composición media siguiente (peso promedio 91.97g): plástico 39.96%, ferrosos 2.41%, metales no ferrosos 5.04%, PCI (tablero de circuito impreso) 26.90% y batería 25.69%.

Etapas 2: Distribución. Suponiendo la producción del teléfono celular en China y su transporte a México, se han considerado los siguientes trayectos: 10771 kilómetros por barco transoceánico y 2888 kilómetros por carretera.

Etapas 3: Uso. Los tres escenarios fueron analizados considerando un consumo energético promedio de 9 kWh/año (Rosen & Meier, 2000) y utilizando la mezcla eléctrica mexicana correspondiente al año 2012. El escenario base ( $S_0$ ) considera el reemplazo del teléfono celular a los 18 meses, el escenario 1 ( $S_1$ ) asume su sustitución a los 24 meses, mientras que el escenario 2 ( $S_2$ ) a los 30 meses.

Etapas 4: Fin de vida. Se asume el reciclaje de las fracciones de residuos generados siguiente: plástico 21.53%, ferroso 12.86% y no ferrosos 9.77%.

Se utilizó la base de datos Ecoinvent v2 (2008), para configurar el inventario de ciclo de vida, adaptando algunos datos al caso de estudio tal como es la aportación energética por tecnologías, el transporte y las distancias, el tratamiento de las fracciones separadas, etc.

El estudio de evaluación del ciclo de vida se realizó con base a las cuatro etapas de acuerdo a las indicaciones de la norma ISO 14040 (2006) e ISO 14044 (2006).

Una vez definidos los escenarios a analizar se estableció la ponderación por etapa de análisis de acuerdo a la tabla 1.

Escenarios	Etapas de análisis			
	Adquisición/producción	Distribución	Uso	Fin de vida/Reciclaje
S0 (18 meses)	1.7	1.7	1	1.7
S1 (24meses)	1.3	1.3	1.1	1.3
S2 (30 meses)-UF	1	1	1.2	1

TABLA 1 PONDERACIÓN POR ETAPA DE ACV

## 2. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la tabla 2 se presenta un resumen de los resultados del ACV por escenario para cada categoría de impacto.

Categoría de Impacto	Unidad	S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>0</sub>
Agotamiento Abiótico	Kg Sb eq	0.1734	0.1750	0.1769
Acidificación	Kg SO <sub>2</sub> eq	0.2329	0.2426	0.2530
Calentamiento Global	Kg CO <sub>2</sub> eq	22.3995	23.0907	23.8438
Destrucción de capa de ozono	Kg CFC-11 eq	8.13x10 <sup>-6</sup>	1.08x10 <sup>-5</sup>	1.35x10 <sup>-5</sup>
Eutrofización	Kg PO <sub>4</sub> ---eq	0.0076	0.0094	0.0113
Oxidación Fotoquímica	kg C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> eq	0.0138	0.0151	0.0164

TABLA 2 CONTRIBUCIÓN AL IMPACTO AMBIENTAL POR ESCENARIO

En la figura 1 se observa el potencial de impacto ambiental para cada componente de un teléfono celular promedio.

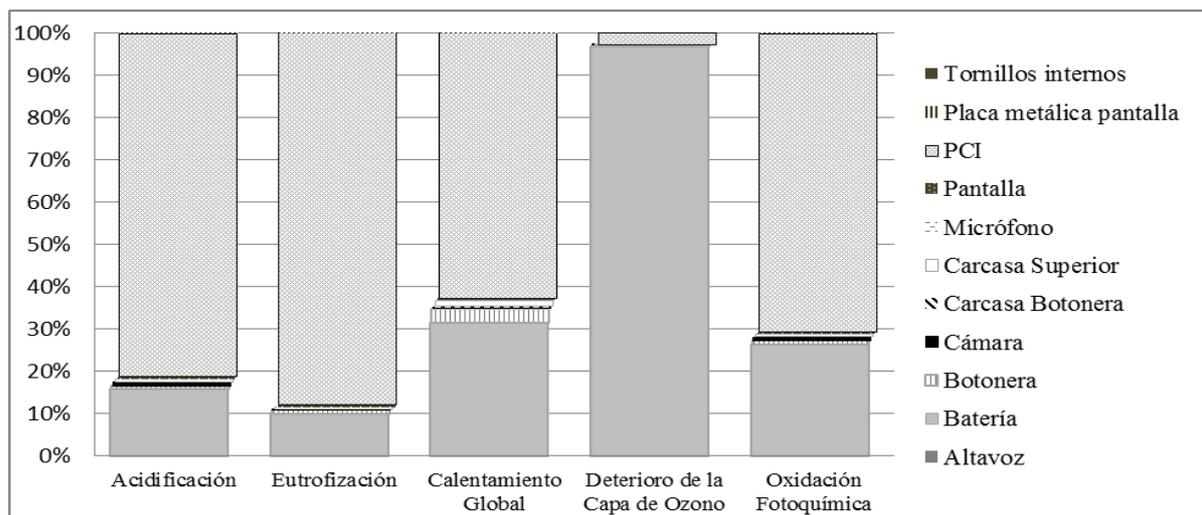


Figura 1 Contribución al impacto ambiental por componente

La figura 2 muestra el nivel de contribución al impacto ambiental por etapas de ciclo de vida del teléfono celular. Se observa que las etapas que representan mayor impacto son adquisición/producción y Uso. Además, el beneficio ambiental (carga evitada) debido a la recuperación de materiales secundarios.

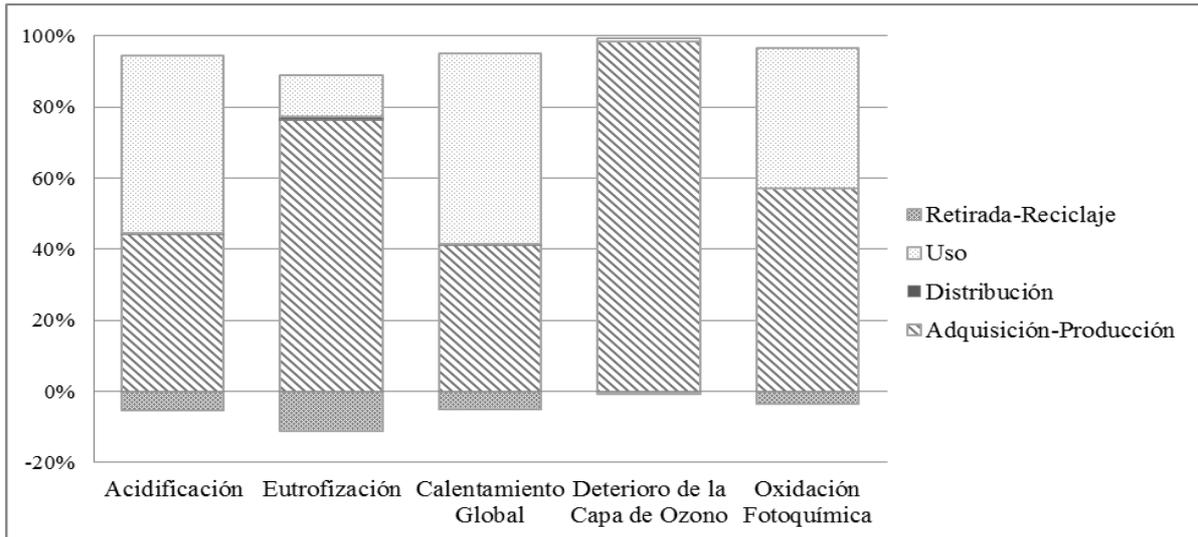


Figura 2 Contribución al impacto ambiental por etapa de ciclo de vida

La figura 3 (A-F) muestra una comparación del nivel de contribución al impacto ambiental por escenario. Se observa una significativa mejora ambiental para el escenario 1 y 2 con respecto al escenario base (s0).

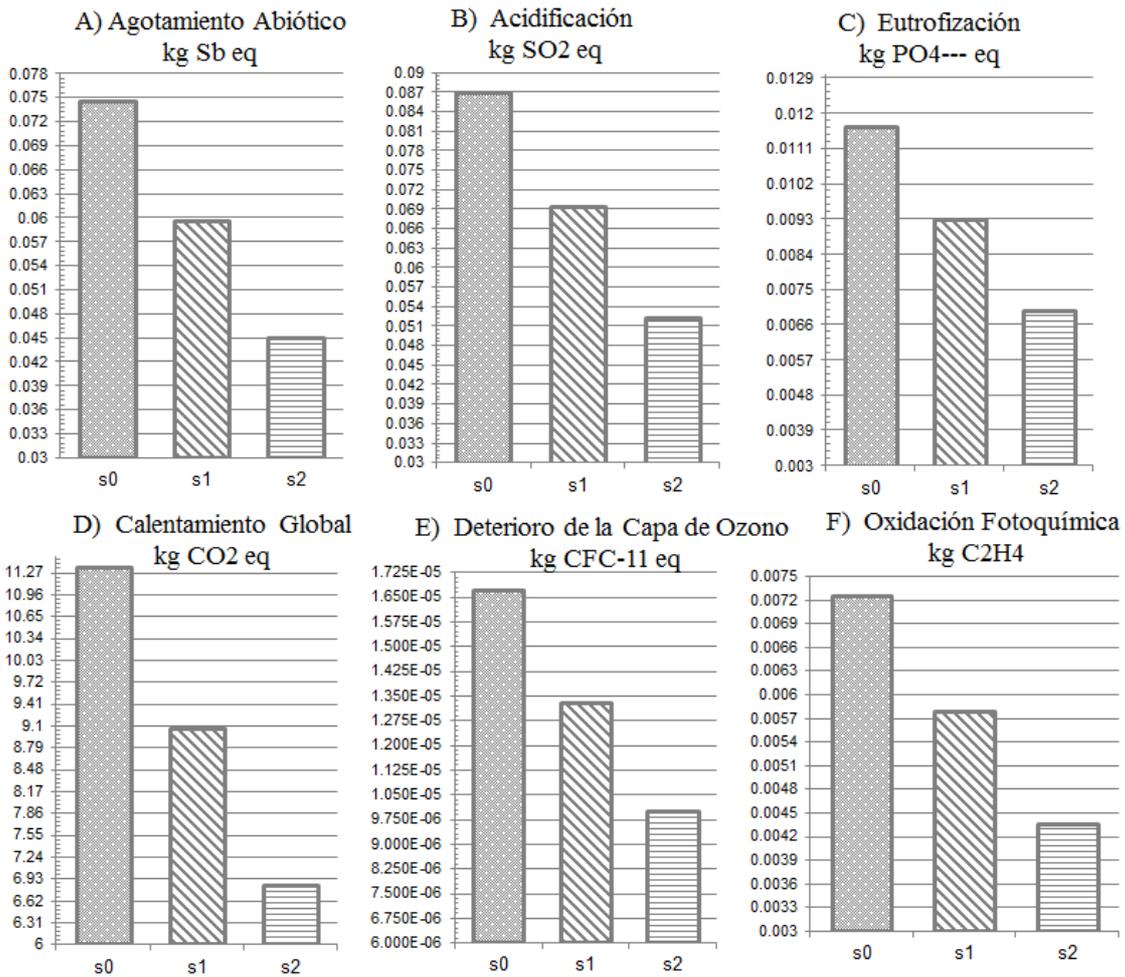


Figura 3 Comparativa de escenarios por categoría de impacto

El teléfono celular es una tecnología digital en constante expansión y evolución vinculada a aspectos económicos (cómo se utiliza), sociales y culturales (seguridad, privacidad, identidad, pertenencia, etc.). Ongondo (2011) menciona que la reutilización de estos dispositivos, así como su composición de materiales, en términos de masa y volumen, representan los productos electrónicos más valiosos que actualmente se encuentran en gran número en el flujo de residuos. Al final de su vida útil los teléfonos celulares son productos electrónicos de alto valor (a partir de una perspectiva de los recursos y la reutilización), alto volumen (cantidad) y de bajo costo (valor monetario residual).

El reciclaje de estos aparatos ahorra recursos y protege el medio ambiente porque además de prevenir la contaminación del subsuelo, evitamos extraer metales nuevos, eliminando excavaciones y deforestación.

El desarrollo sostenible hoy en día se convierte en un problema social obligatorio, especialmente para las empresas donde el gran reto es atender la demanda de una sociedad consumista cada vez más exigente.

Los estudios de ACV permiten identificar los potenciales impactos ambientales y además, en qué etapa del ciclo de vida del bien o producto es posible reducir o minimizar estos impactos.

En México, no se cuenta con información específica sobre el manejo y disposición de aparatos eléctricos y electrónicos al finalizar su vida útil, ya que la mayoría son dispuestos en el flujo de los residuos domiciliarios por lo que su gestión se realiza junto con los RSU's. Diversos factores en el ámbito social, económico y cultural que influyen en la generación y falta de manejo de aparatos eléctricos y electrónicos en desuso, como es la falta de recursos e infraestructura, la población no está consciente de los problemas asociados, ausencia o falta de claridad de bases legislativas, crecimiento industrial y los impactos de las nuevas tecnologías. Además en México, el fácil acceso para la adquisición de AEE's de segunda mano, hace necesario que el municipio garantice un sistema eficaz de control e imponga restricciones a la importación de aparatos, tal como la certificación de funcionalidad y tiempo de vida útil.

De acuerdo con los resultados obtenidos, es necesaria la implementación de medidas relativas a la gestión y manipulación de teléfonos celulares al final de su vida útil, teniendo en cuenta las oportunidades y beneficios que el aumento de vida útil, su reutilización representa. Además, teniendo en cuenta que son los equipos electrónicos de mayor consumo y que más se disponen en el flujo de los RSU's. Sin embargo, con el fin de formular estrategias, se es necesario tener en cuenta que la posibilidad de reciclar las fracciones recuperables depende de una serie de factores tales como la rentabilidad de los procesos de reciclaje, la existencia de mercados para el material reciclado, volumen, concentración y pureza del material reciclado, la existencia de tecnologías de separación y reciclado e infraestructura.

En la gestión de los RAEE's, el reciclaje juega un papel clave, no sólo porque reduce impactos ambientales debido a la reducción de contaminación debido a los tratamientos, sino también porque ahorra recursos limitados y la energía necesaria para su extracción a través de la recuperación de los materiales que se encuentran en ellos.

Sin embargo, antes de reciclar es importante considerar su reutilización (extensión de su vida útil), ya que una considerable cantidad de teléfonos celulares se desechan por razones de moda o estética, mientras que todavía funcional.

#### 4. CONCLUSIONES

A través de este estudio se observa que la mayor contribución a los impactos ambientales se presenta en las etapas de adquisición/producción y uso de los teléfonos celulares. Además, los componentes que más impactan al ambiente son la batería y el circuito impreso (PCI). Por lo que, el ampliar los ciclos de vida útil de estos dispositivos representa una ganancia ambiental ya que no solo dejamos de contribuir a la generación de residuos, sino también ahorramos recursos al dejar de adquirir nuevos equipos.

#### 5. REFERENCIAS

- Aker, B. J. C. (2008). Working Paper Number 154 October 2008 Does Digital Divide or Provide? The Impact of Cell Phones on Grain Markets in Niger, (154).
- Barton. R., Dalley, D., Patel, V.S., 1996. Life cycle assessment for waste management. *Waste Management* 16 (1–3), 35–50.
- Bigum, M., L. Brogaard, y T. H. Christensen (2012). Metal recovery from high-grade waste: A life cycle assessment, *Journal of hazardous materials*, 207-208, pp. 8-14.
- Cleary J. (2009). Life cycle assessments of municipal solid waste management systems: A comparative analysis of selected peer-reviewed literature *Environment International*, 35 (8) 1256-1266.
- Botelho, A., Pinto L. C. (2004). Diffusion of cellular phone in Portugal, *Telecommunications Policy* 28, 427-437.
- Ecoinvent Data v2. 2008. Ecoinvent Centre, Swiss Centre for Life Cycle Inventory, 2008.
- Ekvall, T., Assefa, G., Björklund, A., Eriksson, O., Finnveden, G What life-cycle assessment does and does not do in assessments of waste management. *Waste Management* (2007): 27 (8), 989-996.
- International Telecommunication Union (ITU). 2014. Estimated Key Global Telecom Indicators for the World Telecommunication Service Sector in 2014. En línea <http://graphitesoftware.com/wp/wp-content/uploads/2013/10/mobile-market-Q1-2014.pdf>
- Kasper A. C., Bernarders A. M. y Veit H. M. (2011). Characterization and recovery of polymers from mobile phone scrap *Waste Manag. Research* 29, 714.
- Michalakelis, C., Varoutas, D., & Sphicopoulos, T. (2008) Diffusion models of mobile telephony in Greece. *Telecommunications Policy*, 32, 234-245.
- Mohabuth N. y Miles N. (2005) The recovery of recyclable materials from Waste Electrical and Electronic Equipment (WEEE) by using vertical vibration separation”, *Resources, Conservation and Recycling* 45 pp. 60–69, 2005.
- Nnorom I.C., Ohakwe J. & Osibanjo O. Survey of willingness of residents to participate in electronic waste recycling in Nigeria –A case study of mobile phone recycling *Journal of*

cleaner Production 2009 17: 1629-1637

Obersteiner, G., Binner, E., Mostbauer, P., Salhofer, S. (2007) Landfill modelling in LCA – a contribution based on empirical data. *Waste Management* 27 (8), S58– S74.

Ongondo F.O., Williams I.D. (2011). Greening academia: Use and disposal of mobile phones among university students. *Waste Management* 31 (2011) 1617-1634.

Osibanjo O. e I. Nnorom, (2007), The challenge of electronic waste (e-waste) management in developing countries”, *Waste Management & Research*, 25, pp. 489-501.

Osibanjo O., Nnorom I. (2008). Material flows of mobile phones and accessories in Nigeria: Environmental implications and sound end-of-life management options *Environmental Impact Assessment Review* 28: 198-213

Rajendra K. F. y Toolseeram R. (2008) Life Cycle Assessment (LCA) of PET bottles and comparative LCA of three disposal options in Mauritius. *Int. J. Environment and Waste Management*. 2:125-130

Rives J., Rieradevall J., & Gabarrel X. (2010) LCA comparison of container systems in municipal solid waste management *Waste Management*, 30: (6) 949-957.

Schmidt, S. y Pahl-Wostl, C. (2007) Modelling biowaste flows for life-cycle assessment– calculation of the potential and collected weight of kitchen and garden waste. *Journal of Industrial Ecology*, 11: (1), 181–199.

Sinha K. D., Kraeuchi, P. Schwaninger M. (2005) A comparison of electronic waste recycling in Switzerland and in India, *Environmental Impact Assessment Review*. 25, 492-504

Tartiu, V., E. (2009). The management of waste from electrical and electronic equipment (WEEE) in the European Union. Ph.D. The Ninth International Conference: Investments and Economic Recovery. The Bucharest Academy of Economic Studies, Romania, 2009. *Economia. Seria Management*, 12: (2), 218-222.

Van Biljon, J., Kotzé, P., Renaud, K., (2008). Mobile phone usage of Young adults: The impact of motivational factors. *OZCHI*, 287. In *Proceedings of the 20th Australasian Conference on Computer-Human Interaction: Designing for Habitus and Habitat*, pp. 57-64.

Winkler, J. y Bilitewski, B. (2007) Comparative evaluation of life cycle assessment models for solid waste management. *Waste Management*; 27: (8), 1021–1031.

Wu B. Y., Chan Y. C., Middendorf, A. Gu1 X. H. y Zhong W., (2008). Assessment of toxicity potential of metallic elements in discarded electronics: A case study of mobile phones in China. *Journal of Environmental Sciences* 20 (2008) 1403–1408.

Xu, X., Yang, H., Chen, A., Zhou, Y., Wu, K., Liu, J., Zhang, Y., et al. (2012). Birth outcomes related to informal e-waste recycling in Guiyu, China. *Reproductive toxicology* 33(1), 94–8.

Yamaguchi, H.; Tahara, K.; Itsubo, N.; Inaba, A.; (2003). A life cycle inventory analysis of cellular phones. In Environmentally Conscious Design and Inverse Manufacturing, 2003. EcoDesign'03. 2003 3rd International Symposium on: 445-451. IEEE.

Yla-Mella, E., Pongracz E., Keiski, R. L., (2004). Recovery of Waste Electrical and Electronic Equipment (WEEE) in Finland. University of Oulu, Department of Process and Environmental Engineering. En línea: [http://www.oulu.fi/resopt/wasmin /ylamella.pdf](http://www.oulu.fi/resopt/wasmin/ylamella.pdf)

## 8. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a CONACYT, a través del programa de Fortalecimiento Académico del Doctorado de Alta Calidad Maestría y Doctorado en Ciencias e Ingeniería, UABC por el apoyo otorgado para la presentación de este trabajo.

# ESCENARIOS DE MITIGACIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL MANEJO DE LOS RESIDUOS COMERCIALES

Sara OJEDA-BENITEZ<sup>1</sup>, Samantha E. CRUZ-SOTELO<sup>2</sup>, Karla GARDUÑO PALOMINO<sup>1</sup>,  
Néstor SANTILLÁN-SOTO<sup>1</sup>, Onofre Rafael GARCÍA CUETO<sup>1</sup>, Elizabeth RAMIREZ-  
BARRETO<sup>1</sup> Mónica LAM-MORA<sup>2</sup>,

<sup>1</sup> Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California, México  
sara.ojeda.benitez@uabc.edu.mx, nsantillan@uabc.edu.mx, rafaelcueto@uabc.edu.mx,  
karla.gardunopalomino@gmail.com

<sup>2</sup> Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California, México  
samantha.cruz@uabc.edu.mx

## Resumen

El acelerado proceso de urbanización, el crecimiento industrial y la modificación en los patrones de consumo, han originado un incremento en la generación de residuos, que obliga buscar alternativas adecuadas de manejo que mitiguen el impacto ambiental que estos provocan. El objetivo de este trabajo es comparar escenarios de manejo de residuos sólidos comerciales para la ciudad de Mexicali, de acuerdo a sus cargas ambientales utilizando la metodología de análisis de ciclo de vida (ACV). Los escenarios se diseñaron con base a la situación actual del sistema de manejo de residuos de la ciudad. Los procesos unitarios considerados para el diseño de los escenarios son la generación, recolección y transporte, separación de residuos, disposición final y reciclaje. La unidad funcional del sistema es el manejo adecuado de todos los residuos generados por los establecimientos comerciales de la ciudad de Mexicali, durante un periodo de un año. Para el inventario de ciclo de vida se utilizó el modelo IWM-2. Las emisiones calculadas por el modelo se clasificaron en cinco categorías de impacto ambiental de acuerdo a la metodología CML: calentamiento global, formación de foto oxidantes, agotamiento de recurso abiótico, acidificación y eutrofización. El escenario que incluye la separación de residuos y reciclaje es el de menor contribución en todas las categorías de impacto ambiental en comparación con el escenario en el que solo se realiza recolección y disposición final sin ningún tipo de recuperación de residuos.

Palabras claves: Análisis de ciclo de vida, escenarios, calentamiento global, residuos comerciales

## Abstract

The accelerated process of urbanization, industrial growth and change in consumption patterns have led to an increase in waste generation, which requires finding appropriate management alternatives to mitigate the environmental impact they cause. The aim of this paper is to compare scenarios commercial solid waste management for the city of Mexicali, according to their environmental loads using the methodology of life cycle assessment (LCA). The scenarios were designed based on the current situation of waste management system in the city. The unit processes considered for the design of the scenarios are the generation, collection and hauling, waste disposal and recycling. The functional unit of the

system is the proper handling of all waste generated by commercial establishments in the city of Mexicali, for a period of one year. For the life cycle inventory the IWM-2 model was used. The emissions calculated by the model were classified into five categories of environmental impact according to the CML methodology: global warming, photo oxidant formation, abiotic resource depletion, acidification and eutrophication. The scenario in which waste separation and recycling are considered, represents the lower contribution in all environmental impact categories compared to the scenario where only collection and disposal is performed without any waste recovery..

Key words: Life cycle assessment, scenarios, global warming, commercial waste

## INTRODUCCION

La contaminación ambiental por residuos es un grave problema, se estima que actualmente la generación de basura en muchos países se acerca a una tonelada anual por habitante y que su volumen aproximado se acerca a los 5m<sup>3</sup> por habitante (Fierro, *et al*, 2013). Los residuos sólidos urbanos (RSU) constituyen una problemática ambiental desde su generación misma, las ciudades mexicanas no son ajenas a ésta. En este sentido las emisiones que genera el sector de residuos sólidos se consideran como una de las fuentes clave, por lo que es necesario conocer el comportamiento de los diversos flujos de residuos, entre ellos están los comerciales, para generar escenarios y buscar alternativas de mitigación. Solorzano (2003), establece la importancia de la generación de CH<sub>4</sub>, en México, por concepto del manejo de los residuos sólidos urbanos.

El análisis de ciclo de vida (ACV) es un proceso objetivo para evaluar las cargas ambientales asociadas a un producto, proceso o actividad, a través de la identificación y cuantificación de las entradas de energía, materiales y las salidas de residuos liberados al ambiente durante todas las etapas de su existencia de la cuna a la tumba, es decir, desde la obtención de la materia prima hasta la disposición final. Bovea, *et al* (2010), señalan que su aplicación en el campo del manejo de residuos sólidos urbanos se ha enfocado en ser utilizado como herramienta de apoyo en la toma de decisiones para la selección de la mejor estrategia de gestión de residuos desde el punto de vista ambiental donde se comparan los modelos actuales de manejo de residuos contra modelos propuestos como lo reportan Ozeler, *et al* (2006), Hong, *et al* (2006), Zaho *et al*, (2009), Al-Salem y Lettieri (2009) y Hanandeh y El-Zein (2010) o bien, como indican Slagstad y Bratebo (2012) se emplea para la planeación del sistema de gestión de residuos para nuevos asentamientos urbanos, también para evaluar una parte específica del sistema de manejo como la recolección, transporte y tratamientos bajo distintos esquemas (Rigamonti *et al*, 2009; Caraban, *et al*, 2007)

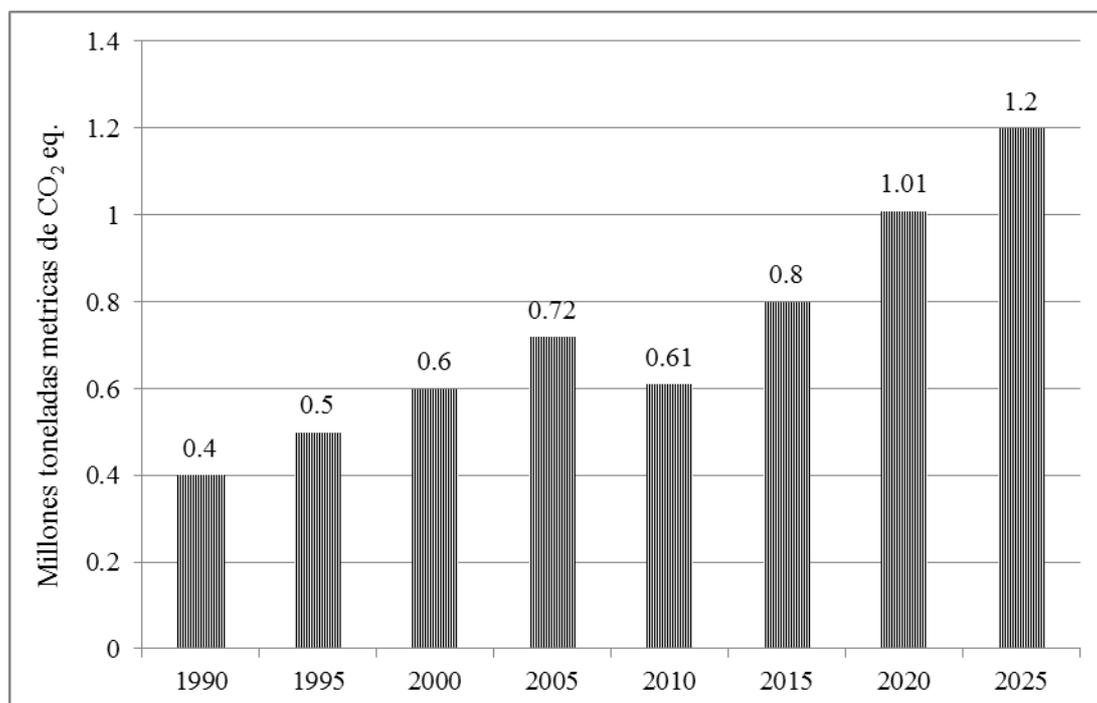
El objetivo de este trabajo fue aplicar la metodología de ACV para comparar escenarios de manejo de residuos sólidos comerciales (RSC) para la ciudad de Mexicali, de acuerdo a sus cargas ambientales utilizando el modelo IWM-2.

## 2. DESCRIPCIÓN DEL SISTEMA ACTUAL DE MANEJO DE RESIDUOS SÓLIDOS COMERCIALES EN MEXICALI

La ciudad de Mexicali se encuentra situada al noroeste de México en el estado de Baja California. El municipio cuenta con una población de aproximadamente un millón de habitantes y genera en promedio 1,300 toneladas de residuos sólidos al día según datos proporcionados por el departamento del servicio de limpia del municipio. Se estima que en

la ciudad existen cerca de 20,330 establecimientos comerciales y de servicio los cuales aportan el 22% de los residuos generados (INEGI, 2011). El manejo de residuos comerciales está integrado por las operaciones de recolección mixta, transferencia, disposición final y la recuperación de algunos reciclables con valor en el mercado durante las operaciones de confinamiento en el relleno sanitario recuperando hasta un 8.8% de reciclables.

En la figura 1 se presenta una proyección de las emisiones brutas de GEI en Baja California, para el caso del manejo de los residuos sólidos, se observa que continúan aumentando y se proyecta que lleguen a los 1.2 MTmCO<sub>2</sub>e para el año 2025.



Fuente: Chacón *et al* (2010)

Figura 1 Emisiones GEI por manejo de residuos en B.C.

### 3. METODOLOGIA PARA EL MANEJO DE ESCENARIOS

La metodología que se aplicó para generar los escenarios fue el ACV. Se divide en cuatro etapas: definición de objetivo y alcance, inventario de ciclo de vida, evaluación del impacto e interpretación de resultados.

#### 3.1. Definición de objetivos y alcance

El objetivo de este estudio es comparar los escenarios de manejo de RSC para la ciudad de Mexicali de acuerdo a sus cargas ambientales, consumo de energía y volumen de residuos enviados a disposición final.

El alcance del estudio está dado por los límites del sistema que se definen por las entradas, productos y salidas de materiales, energía y residuos. Las entradas son, los residuos comerciales a partir del punto donde sale del comercio y la energía que es utilizada en el sistema de manejo de residuos. Las salidas son los residuos en forma de emisiones a la atmósfera, efluentes al agua y residuos sólidos remanentes. Los productos son los materiales recuperados.

### 3.2. Unidad funcional

La unidad funcional del sistema es el manejo de todos los residuos generados por los comercios localizados en el área urbana de Mexicali en un periodo de un año. Los límites del sistema están definidos a partir del momento en el que un producto pierde su valor y es depositado en los contenedores de basura y hasta que se convierte en un material inerte en el relleno sanitario o es convertido en una emisión al aire, agua o adquiere valor.

### 3.3. Escenarios en el manejo de residuos

Los escenarios considerados para este estudio se muestran en la figura 2, estos se diseñaron con base a la situación actual del manejo de los residuos urbanos de la ciudad y las políticas públicas en cuestión de residuos. El escenario actual se tomara como el escenario base E0 consiste en recolección mixta y disposición final en relleno sanitario sin generación de energía (GE) ni captación de gases de efecto invernadero (GEI). El escenario E1 incluye los procesos de recolección mixta, recuperación de reciclables durante las operaciones de confinamiento y disposición final en relleno sanitario sin GE y sin captación de GEI; el escenario E2 está conformado por los procesos de recolección segregada (orgánicos/inorgánicos), recuperación de reciclables en una Planta de Recuperación de Materiales (PRM), y disposición final en relleno sanitario sin GE y sin captación de GEI. Para todos los escenarios se consideró la recolección de los residuos como se realiza actualmente.

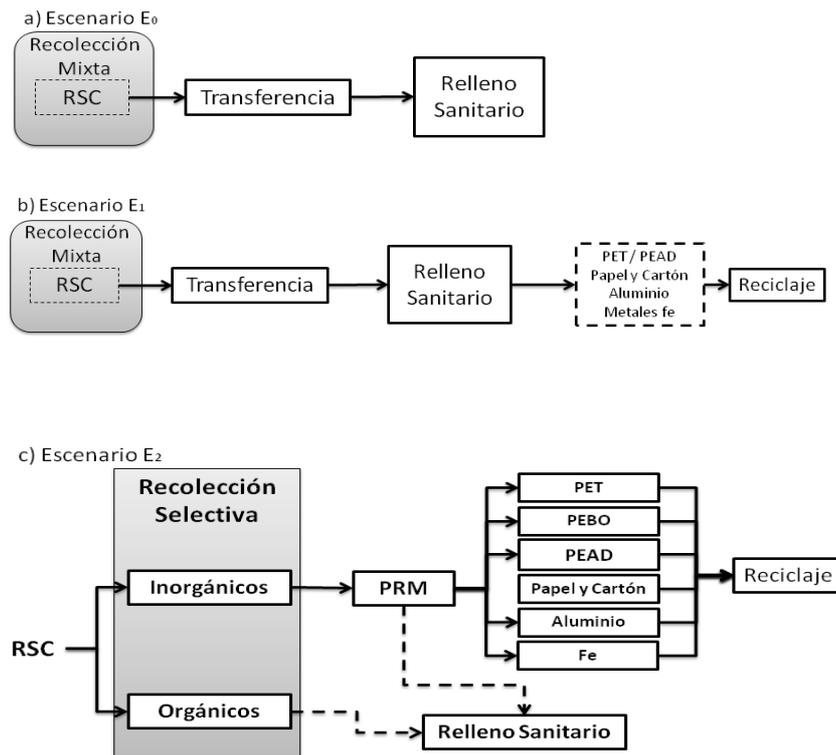


Figura. 2. Escenarios de manejo de residuos sólidos comerciales evaluados

### 3.4. Inventario de ciclo de vida

Los datos utilizados para generar el Inventario de Ciclo de Vida (ICV) fueron recabados de distintas fuentes. Datos relativos a la generación, características, composición y transporte se obtuvieron mediante investigación de campo; los datos genéricos sobre generación de energía, tratamientos de reciclaje y segregación, se obtuvieron a través de fuentes

bibliográficas y los datos de extracción de materias primas y emisiones al ambiente y residuos totales son los resultados que arroja el modelo IWM-2.

#### 3.4.a Recolección y transporte

Las distancias recorridas durante el proceso de recolección se estimaron identificando la localización de los comercios establecidos en la ciudad con base a la información del Directorio Estadístico Nacional de Unidades Económicas y trazando las rutas de recolección en un sistema de información geográfica.

#### 3.4.b Planta de recuperación de materiales (PRM)

En el escenario actual, se realiza la recuperación de reciclables manualmente (papel, cartón, plásticos rígidos, aluminio, metales ferrosos) en el relleno sanitario, la información obtenida en campo sobre esta actividad se ingresó como datos de entrada el 8.8% de recuperación y consumo de combustible de 4kwh/ton y 2.2lt/ton.

Los datos de entrada para la PRM se estimaron en base a datos obtenidos de la literatura; para una PRM que recibe reciclables mixtos, M Dougall, *et al* (2004) propone un consumo de combustible de 24 kwh/ y 0.87 lt/ton de diésel. Para la el diseño del escenario E2 se determinó un consumo de combustibles de 20kwh/ton y 0.80 lt/ton de diésel. Se estableció como porcentaje de recuperación en PRM el 65% con base al grado de contaminación de los materiales reciclables secos de recolección en la acera y el porcentaje de reciclables rechazados en la PRM por contaminación propuestos por McDougall, *et al* (2004)

#### 4.4.c Relleno sanitario

Para los tres escenarios el relleno sanitario no incluye la generación de energía, ni la captación de gases, ni el tratamiento de lixiviados ya que es la condición actual y no se tienen datos que indiquen un cambio en los próximos 10 años. Se estimó un consumo de diésel de 0.2lts/ton de residuos y para la unidad de transferencia un consumo de diésel de 1.7lts/ton de acuerdo a la información proporcionada en campo.

#### 4.5. Evaluación de impacto de ciclo de vida

Para realizar el análisis de impacto e interpretación de ciclo de vida, se estableció el enfoque de, un flujo de residuos constante y se comparó el desempeño de los diferentes sistemas de recuperación y reciclaje de residuos comerciales. Siguiendo la metodología del estándar ISO 14040-44 los resultados arrojados por el ICV se clasificaron en tres categorías de impacto ambiental potencial: calentamiento global (kg CO<sub>2</sub> eq.), acidificación (kg SO<sub>2</sub> eq.) y eutrofización (kg PO<sub>4</sub><sup>-</sup> eq.) además de la energía total empleada y volumen total de residuos enviados a disposición final. Los factores de caracterización aplicados a cada categoría de impacto son los propuestos por el método CML-Centrum voor Milieukunde Universiteit Leiden (Guinee, 2002).

### 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados y comparativos de las tres opciones de manejo de residuos comerciales evaluados se muestran gráficamente en la figura 3. En éstos se puede apreciar que el escenario E2 con recolección segregada y recuperación de reciclables en PRM, es el de menor contribución para las categorías de impacto de calentamiento global, acidificación, eutrofización, además de contribuir con la menor cantidad de residuos sólidos finales y

menor consumo de combustible. El escenario E0 con recolección mixta y disposición final es el mayor contribuyente en las tres categorías de impacto, residuos finales y combustibles. El escenario E1 que es el escenario actual con recolección mixta y recuperación de reciclables durante las operaciones de confinamiento resultó ambientalmente más eficiente que el E0; sin embargo E2 es mejor porque al tener recolección segregada permite un mayor porcentaje de recuperación de reciclables, lo cual evita el consumo de materia prima virgen al considerar una tasa de sustitución 1:1 de acuerdo al modelo de ICV utilizado para este estudio.

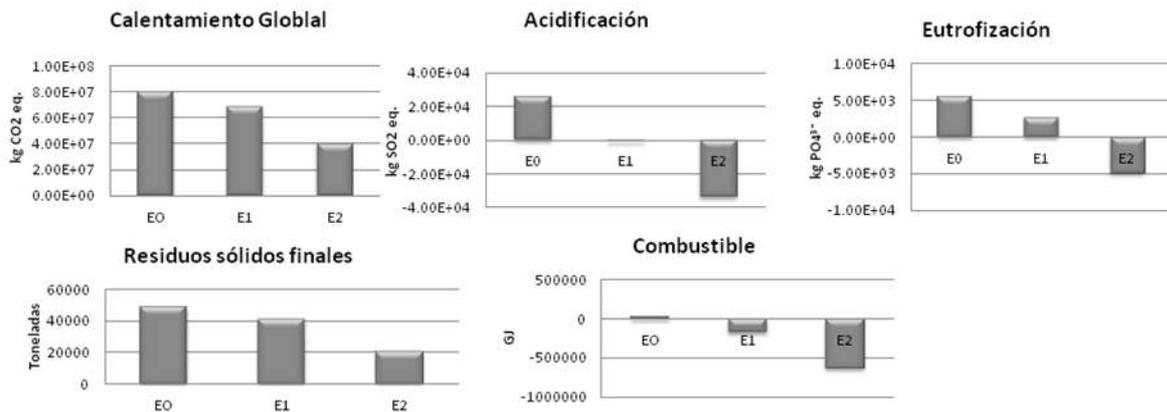


Figura. 3. Contribución de cada escenario por categoría de impacto, residuos y combustible

## 6. CONCLUSIONES

La metodología de ACV es una herramienta de apoyo en la toma de decisiones y planeación de nuevas estrategias de gestión de residuos sólidos que ha sido poco utilizada en México. En este trabajo se evaluaron desde el punto de vista ambiental tres escenarios basados en la situación actual de la ciudad de Mexicali, destacando lo siguiente:

Los escenarios con recuperación de reciclables obtuvieron mejor desempeño medio ambiental en comparación con el escenario que no consideró esta posibilidad.

La recolección fraccionada y la segregación de materiales reciclables en la PRM del escenario E2 permiten una tasa de recuperación mayor a la recolección mixta y a la recuperación manual en el relleno sanitario, disminuyendo la carga ambiental E2.

El modelo IWM-2 considera una tasa de sustitución de material reciclable por material virgen de 1:1, sin embargo en la realidad esto puede ser distinto. Sería pertinente evaluar los escenarios con un radio de sustitución distinto.

Para elegir el mejor escenario de manejo de residuos es necesario complementar este estudio con un análisis económico y tomar en cuenta los factores sociales y de infraestructura de la ciudad.

La mitigación de las emisiones provenientes de los residuos sólidos comerciales se debe llevar a cabo a través de un programa integral de manejo de residuos, que se aplique gradualmente.

## 7. REFERENCIAS

Al-Salem, S.M., Lettieri, P. Life cycle assessment (LCA) of municipal solid waste management in the state of Kuwait. *European Journal of Scientific Research*. Vol. 3. 2009. pp. 395-405

Bovea, M. D., Ibáñez-Forés, V., Gallardo, A., Colomer-Mendoza, F. J. Environmental assessment of alternative municipal solid waste management strategies. A Spanish case study. *Waste Management*. Vol. 30(11). 2010. pp. 2383-95.

Chacón D., Giner M. E., Vázquez M., Roe S. M., Maldonado J. A. Strod B., Anderson R., Quiroz C., Schreiber J. (2010) Emisiones de gases de efecto invernadero en Baja California y proyecciones de casos de referencia 1990-2025 / . 1ª. ed. Ciudad Juárez, Chih.: Comisión de Cooperación Ecológica Fronteriza.

Fierro A., Valdez B., Shorr M. y Romero S. (2013) Contribución de los residuos sólidos al cambio climático en Baja California. En Quintero M. (Ed.) *Baja California ante el embate del cambio climático*. Universidad Autónoma de Baja California. pp 251-273 Mexico

Hanandeh, A. E., El-Zein, A. "Life-cycle assessment of municipal solid waste management alternatives with consideration of uncertainty: SIWMS development and application". *Waste management*. Vol. 30(5). 2010. pp. 902-911.

Hong, R. J., Wang, G. F., Guo, R. Z., Cheng, X., Liu, Q., Zhang, P. J., Qian, G. R. "Life cycle assessment of BMT-based integrated municipal solid waste management: Case study in Pudong, China". *Resources, Conservation and Recycling*. Vol. 49(2). 2006. pp. 129-146

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. 2011. Directorio estadístico nacional de unidades económicas, en línea. [www.inegi.org.mx](http://www.inegi.org.mx)

Ozeler, D., Yetiş, U., Demirer, G. N. "Life cycle assessment of municipal solid waste management methods: Ankara case study". *Environment international*. Vol. 32(3). 2006. pp. 405

McDougall, F., White, P., Franke, M. y Hindle, P. *Gestión integral de residuos sólidos: Inventario de ciclo de vida*. 2004. Procter and Gamble Industrial, S.C.A. Venezuela. 507

Solórzano, G. (2003). Aportación de gases de efecto invernadero por el manejo de residuos sólidos en México: el caso del metano. *Gaceta ecológica*, (66), 7-15..

Zhao, W., Voet, E., Zhang, Y., Huppes, G. "Life cycle assessment of municipal solid waste management with regard to greenhouse gas emissions: case study of Tianjin, China". *The Science of the total environment*. Vol. 407(5). 2009. pp. 1517-1526

## 8. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a CONACYT por el apoyo para el desarrollo de esta investigación y al Programa de Movilidad Académica 2014 de la UABC.

## ORGANIZA



## PATROCINA



## COLABORA

