

SEÑAL DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL MAR MEDITERRÁNEO: PERSPECTIVA DE UN MODELO CLIMÁTICO REGIONAL ACOPLADO ATMÓSFERA-OCÉANO

Iván Manuel PARRAS-BERROCAL¹, William CABOS², Alfredo IZQUIERDO¹,
Rubén VÁZQUEZ¹, Rafael MAÑANES¹, Dmitry SEIN³

¹*Departamento Física Aplicada. Universidad de Cádiz.*

Instituto de Investigaciones Marinas (INMAR). Universidad de Cádiz.

²*Departamento de Física y Matemáticas. Universidad de Alcalá.*

³*Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Alemania*

ivan.parras@uca.es

RESUMEN

El Mediterráneo es una de las regiones más vulnerables del mundo a los impactos del cambio climático. La región mediterránea, ubicada en zona de transición entre latitudes tropicales y medias, presenta una orografía y línea de costa complejas en las que se producen interacciones locales aire-mar y tierra-mar muy intensas. Dichas interacciones y la entrada de aguas desde el Atlántico impulsan la circulación termohalina mediterránea. Por esta razón son esenciales los modelos climáticos regionales acoplados atmósfera-océano (RAOCMs) para el estudio de los procesos en la atmósfera y el océano en el mar Mediterráneo. En este trabajo, se presentan simulaciones realizadas con el modelo de clima regional acoplado ROM para evaluar el papel de las retroalimentaciones oceánicas en la simulación del clima actual y en la señal regionalizada del cambio climático. ROM incluye un océano global con alta resolución horizontal regional (MPI-OM), acoplado a un modelo atmosférico regional (REMO) y a un modelo hidrológico global (HD). El acoplamiento sólo es efectivo dentro del dominio seleccionado. El experimento realizado está forzado por ERA-Interim. Los resultados muestran que el clima actual es simulado adecuadamente. Las proyecciones de cambio climático, bajo las condiciones del escenario RCP 8.5, indican que para finales de siglo las aguas mediterráneas, en promedio, serán más cálidas y salinas, con un aumento respectivo de 2,98°C y 0,27 psu durante el periodo 2069-2099 en comparación con el periodo de referencia 1950-1980. Estas tendencias promedio presenta una estructura espacial muy marcada. El calentamiento, más intenso en superficie, se propagará gradualmente hacia capas más profundas del Mediterráneo. Por otro lado es muy destacable que la capa superficial del Mediterráneo Occidental presenta una tendencia la disminución de salinidad, opuesta a la del resto del Mediterráneo.

Palabras clave: Mediterráneo, modelos climáticos acoplados, cambio climático, ROM, validación.

ABSTRACT

Mediterranean Sea is expected to be among the most prominent and vulnerable climate change “hot spots” around the world. The region is located in a transitional area between tropical and mid-latitudes and presents a complex orography and coastlines where intense local air-sea and land-sea interactions take place. These intense local air-sea interactions together with the inflow of Atlantic water drive the Mediterranean thermohaline circulation. For these reasons, regional atmospheric-ocean models (RAOMs) are essential for the study of atmospheric and oceanic processes in the Mediterranean Sea. In this work we present simulations with the regionally coupled model ROM in order to assess the role of ocean feedbacks in the simulation of the present climate and on the downscaled climate change signal. ROM includes a global ocean with regionally high horizontal resolution (MPI-OM), which is coupled to an atmospheric regional model (REMO) and global terrestrial hydrology model (HD). The coupling is only effective within a selected domain. The experiment in which our model is driven by ERA-Interim show a good performance in simulating the present climate. Our analysis of climate change simulations shows that under the RCP 8.5 scenario by the end of the century the Mediterranean’s waters will be warmer and saltier across most of the basin. The temperature in the upper ocean layer during the 2069-2099 period in comparison with the 1950-1980 control period is projected to have a mean increase of 2,98°C while the mean salinity increases by 0,27 psu. Those average trends show a well-marked spatial structure. The warming, more intense in the surface layer, propagates gradually to the deeper Mediterranean. By the other side, the western Mediterranean shows an appreciable trend of salinity decrease, this behavior is opposite for the rest of the Mediterranean.

Key words: Mediterranean, climate coupled model, climate change, ROM, validation.

1. INTRODUCCIÓN

El Mediterráneo es un mar regional enclavado entre dos continentes y dividido en dos sub-cuencas (oriental y occidental) por un umbral, que no supera los 400 m de profundidad, situado entre Sicilia y el continente africano. El balance hídrico en el interior de la cuenca mediterránea es negativo, ya que la evaporación, determinada durante gran parte del año por vientos secos procedentes del noroeste supera a las precipitaciones y a la escorrentía procedente de los ríos (Sánchez-Gómez *et al.*, 2011). Este déficit es compensado por una entrada neta de agua desde el Atlántico a través del estrecho de Gibraltar.

Hasta la fecha se han realizado numerosos estudios basados en modelos para caracterizar los potenciales efectos del cambio climático en el Mediterráneo. Existen numerosos RAOCMs, que cuentan con resoluciones horizontales de 30-50 km para la atmósfera y de 10-20 km para el océano (Somot *et al.* 2008; L’Hévéder *et al.*, 2013; Sevault *et al.*, 2014), que tratan de caracterizar lo que ocurre en esta región. Actualmente, diversos centros de modelamiento climático de toda Europa trabajan para mejorar el funcionamiento de estos modelos, coordinados conjuntamente bajo la

iniciativa de Med-CORDEX (Ruti *et al.*, 2016; www.medcordex.eu), que a su vez, forma parte del programa HyMeX (www.hymex.org).

El objetivo principal de este estudio es contribuir a esa iniciativa evaluando la simulación de un modelo regional climático acoplado (ROM, Sein *et al.*, 2015) forzado por el reanálisis ERA-Interim durante el periodo (1980-2012) en el Mediterráneo. Una motivación añadida es la de explorar el papel que desempeñan el acoplamiento atmósfera-océano y la resolución de la componente oceánica a la hora de simular los principales fenómenos que tienen lugar en esta región, para posteriormente realizar proyecciones con el fin de establecer una visión integrada del cambio del estado del clima en la cuenca Mediterránea a finales del siglo XXI.

2. MÉTODOS

En este trabajo se ha utilizado el modelo climático ROM desarrollado por Sein y colaboradores (2015). ROM nace del acoplamiento de varios modelos como son el modelo regional atmosférico (REMO), el modelo oceánico del Instituto Max Planck, (MPI-OM), el modelo de Hamburgo para el ciclo de carbono oceánico (HAMOCC), el modelo de descarga hidrológica (HD), el modelo de vegetación dinámica y suelo (Rechid y Jacob, 2006) y un modelo dinámico/termodinámico de hielo marino (Hibler, 1979). La transferencia de flujos entre los diferentes modelos se hace a través del acoplador OASIS (*Ocean-Atmosphere-Sea Ice-Soil*) (Valcke *et al.*, 2013), y se denominó ROM por las iniciales REMO-OASIS-MPIOM.

La Fig. 1 muestra el esquema de funcionamiento del modelo acoplado ROM. En la region cubierta por REMO el océano y la atmósfera interactúan, en tanto que en el resto el océano global es forzado por los flujos de energía, momento y masa provenientes de la componente atmosférica del modelo global utilizado como forzamiento (Cabos Narvaez *et al.*, 2014).

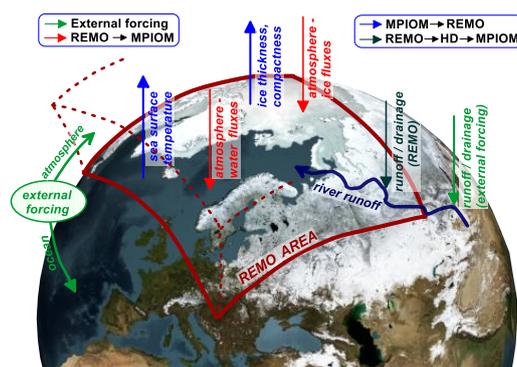


Fig. 1. Esquema de acoplamiento de ROM. Fuente: Cabos Narvaez *et al.*, 2014.

La configuración del modelo global oceánico MPI-OM se establece sobre una malla ortogonal curvilínea con resolución espacial variable (líneas de color negro, Fig. 2). En la región mediterránea MPI-OM cuenta con una resolución horizontal mínima de 25 km, y en la vertical posee 40 niveles z de grosor variable que aumentan en

profundidad. El dominio de REMO cubre el Atlántico Tropical y Norte, parte de África, América del Sur y la región mediterránea (líneas de color rojo) con una resolución constante de 18 km sobre una malla rotada. El modelo hidrológico HD (dominio global) posee una resolución de 0,5 grados. El océano y la atmósfera intercambian información cada 3 horas, mientras que HD interacciona con MPI-OM y REMO cada 24 (Cabos Narvaez *et al.*, 2014) (Fig.1).

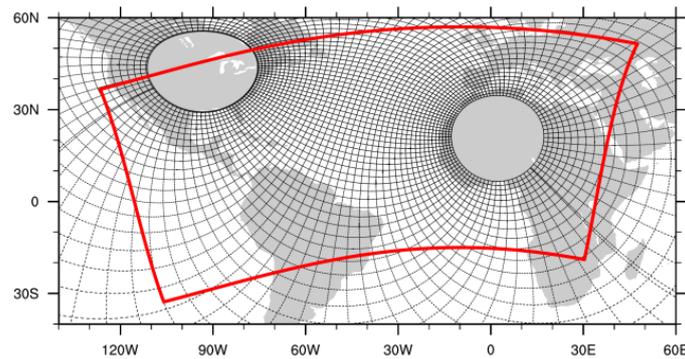


Fig. 2. Malla oceánica y atmosférica de ROM. Malla de resolución variable MPIOM (líneas negras, se dibuja cada duodécima), dominio REMO (línea roja).

Para realizar las simulaciones con ROM se usaron datos del reanálisis ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) como condiciones de contorno laterales para REMO y como flujos superficiales para forzar MPI-OM en el océano exterior a la región de acoplamiento (Fig. 2). Para evaluar el clima del mar Mediterráneo simulado por ROM se procedió a analizar y comparar la salida del modelo con datos climatológicos oceánicos. Los parámetros utilizados para este fin fueron la Temperatura Superficial del Mar (SST, *Sea Surface Temperature*) y la Salinidad Superficial del Mar (SSS, *Sea Surface Salinity*).

Tras la validación del clima presente se procedió a evaluar el cambio climático en el mar Mediterráneo a finales del siglo XXI a partir del itinerario de concentración representativa 8.5 (RCP 8.5, *Representative Concentration Pathways*). El itinerario RCP 8.5, adoptado por la IPCC para el Quinto Informe de Evaluación (IPCC, 2014), corresponde a la ruta con las mayores emisiones de gases que provocan efecto invernadero.

3. RESULTADOS

3.1. Validación Componente Oceánico

Para validar la SST generada por ROM se realizan comparaciones con tres climatologías diferentes: ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011), EN4 v.4.1.1 (Good *et al.*, 2013) y OISST (Reynolds *et al.*, 2007). Las diferencias que surgen entre los valores de SST obtenidos por el ROM y las distintas climatologías se presentan en la Fig. 3, promediados para los meses de invierno (DJF, panel superior) y los de verano (JJA, panel inferior) durante el periodo 1980-2012. La variabilidad del ciclo estacional de

SST está bien reproducida por la simulación. Las diferencias en valor absoluto no supera en ningún caso los 3°C, aunque se aprecian anomalías frías en la mayoría de las comparaciones hacia el Mediterráneo oriental. Esas diferencias son más acusadas durante los meses de verano.

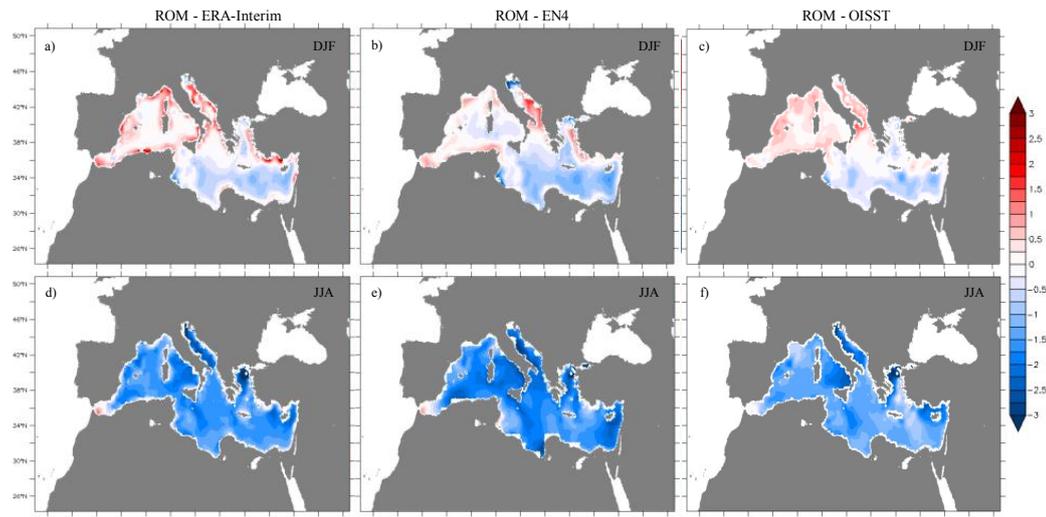


Fig. 3. Diferencias promedio de SST (°C) entre ROM y distintas climatologías para los meses de invierno (DJF, panel superior) y verano (JJA, panel inferior).

Durante los meses de invierno se aprecia un gradiente zonal con cambio de signo en la anomalía que no está presente durante los veranos. En DJF ROM sobreestima la SST en las costas del norte y de la cuenca occidental del Mediterráneo, mostrando anomalías positivas de hasta 2°C (Fig. 3 a, b y c). En verano las anomalías negativas de SST se extienden por gran parte del dominio, siendo más acusado hacia el Mediterráneo oriental (Fig. 3 d, e y f); lo que indica que el modelo produce temperaturas más frías que las reales durante esta estación.

Usamos un diagrama de Taylor (Fig. 4) para evaluar cuantitativamente el funcionamiento del ROM. Los valores de correlación para las series mensuales son relativamente altos ($R^2=0,97$) y los RMSEs relativamente bajos, entre 1 y 1,5°C (puntos azules, Fig. 4). También se compararon las diferentes climatologías entre sí arrojando como resultado valores de correlación superiores a 0,95 y RMSEs acotados entre 0,5 y 1,5°C. Esa proximidad entre todos los puntos indica que los errores del modelo ROM son próximos a la incertidumbre climatológica.

Para la SSS se usaron datos de análisis de EN4 v.4.1.1 (Good *et al.*, 2013) y del reanálisis MEDSEA_REANALYSIS_PHY_006_009 implementado por el CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring System) (Fратиanni *et al.*, 2015). En la Fig. 5 se muestran las diferencias entre la SSS modelada por el ROM y los distintos reanálisis promediadas para inviernos y veranos durante 1980-2012.

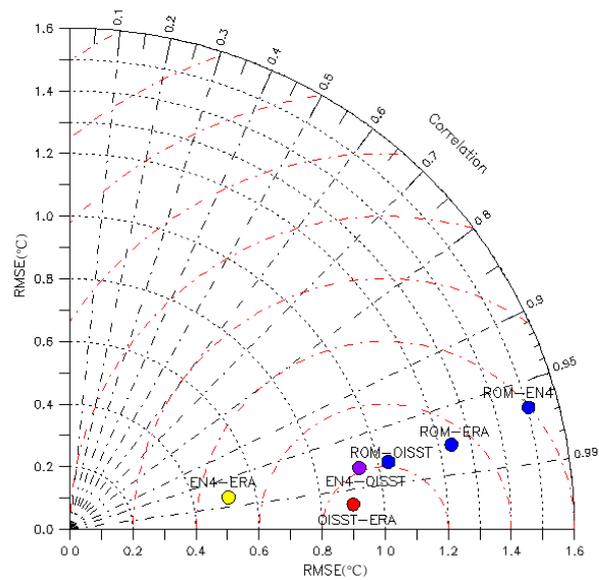


Fig. 4. Diagrama de Taylor de SST para el Mediterráneo durante 1980-2012. El diagrama resume la relación entre R^2 y RMSE ($^{\circ}\text{C}$) para todas las comparaciones.

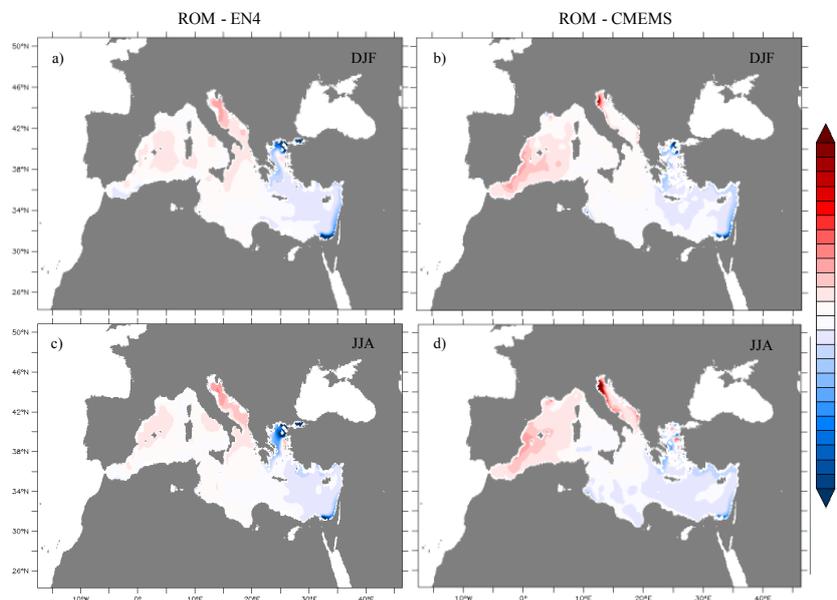


Fig. 5. Diferencias promedio de SSS (psu) entre ROM y distintas climatologías para los meses de invierno (DJF, panel superior) y verano (JJA, panel inferior)

En todas las comparaciones se observa un patrón común en la distribución espacial de la anomalía de SSS, encontrando valores positivos en la cuenca occidental y mar Adriático y negativos hacia el interior del Levantino y norte del Egeo. Es precisamente

al noroeste del Adriático donde se da la mayor anomalía positiva (3 psu) y al norte del Egeo la mayor negativa (-3 psu). No obstante, las diferencias que surgen entre ROM y las climatologías para ambas estaciones no superan en valor absoluto 0,5 psu en gran parte del dominio.

3.2. Distribución espacial de la temperatura y salinidad proyectada por ROM en el Mediterráneo

En este apartado se estima la intensidad del cambio climático según los resultados obtenidos por el modelo ROM en el Mediterráneo mediante el análisis de las diferencias de temperatura y salinidad entre la normal climática histórica (1950-1980) y la proyección climática (2069-2099), bajo las condiciones del itinerario de emisiones RCP 8.5 (Fig. 6). La tendencia general al calentamiento de las aguas mediterráneas superficiales a finales del siglo XXI, puede observarse en la Fig. 6a que muestra la diferencia de SST entre los periodos 2069-2099 y 1950-1980.

El incremento medio de SST para el Mediterráneo es de 2,98°C. Los valores de Δ SST varían entre 0,8 y 4,2°C (Fig. 6a) lo que muestra la enorme sensibilidad al escenario RCP 8.5. El calentamiento no se extiende homogéneamente a través de la capa superficial, si no que hay zonas donde el aumento de la SST es más acusado. Bajo la influencia de las aguas atlánticas la cuenca occidental presenta incrementos de temperaturas sensiblemente menores que la oriental. La Δ SST se incrementa hacia la cuenca oriental, donde las aguas atlánticas pierden presencia.

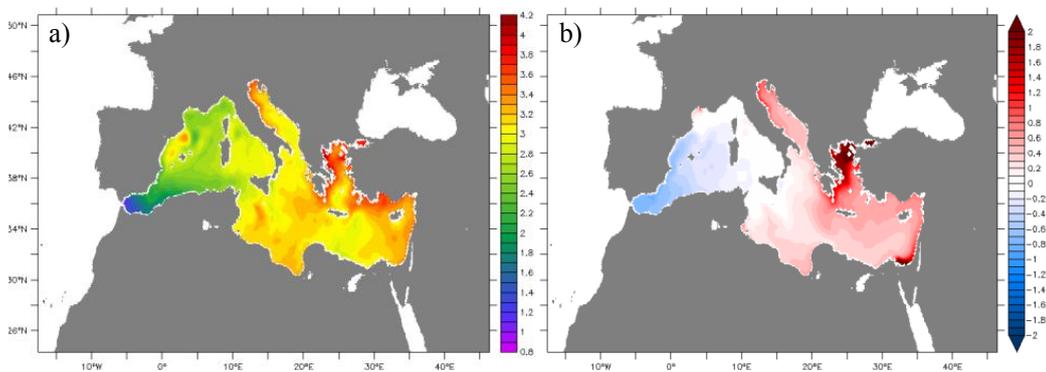


Fig.6. Distribución de la a) Δ SST ($^{\circ}$ C), b) Δ SSS (psu) promedio establecido entre los periodos 2069-2099 y 1950-1980 en el Mar Mediterráneo.

Como se observa en la Fig. 6b, el mar Mediterráneo tiende a salinizarse a lo largo de toda la cuenca oriental, mientras que en la occidental la SSS disminuye entre 0,7-0,9 psu. La disminución de la SSS es más acusada en el mar de Alborán y las costas del levante español, debilitándose gradualmente hasta Sicilia, donde la Δ SSS cambia de signo. Este gradiente zonal de la Δ SSS es un indicio de la desalinización superficial de las aguas atlánticas. El calentamiento que sufren los océanos como respuesta al cambio climático conlleva la reducción de la cobertura del hielo marino a nivel global. Bajo las condiciones del por el itinerario RCP 8.5, el Atlántico Norte sufrirá un acusado deshielo que junto a cambios en su patrón de circulación ocasiona una

disminución de la SSS en el Atlántico Norte oriental. Una vez que estas aguas atraviesan el estrecho de Gibraltar se reparten por toda la cuenca occidental reduciendo la Δ SSS (hasta $-0,9$ psu). Sin embargo, la influencia de las aguas atlánticas no se siente en la cuenca oriental, que presenta un aumento gradual de la Δ SSS hacia el mar Levantino alcanzando valores de $+0,7$ psu (Fig. 6b).

La Fig. 7 muestra la evolución de las anomalías de temperatura y salinidad en profundidad a lo largo del siglo XXI en el Mediterráneo occidental. Para el cálculo de esta anomalía, se realizó una integración zonal y meridional a la serie temporal promedia del periodo de referencia (1950-1980) así como a la serie temporal promedia de la proyección RCP 8.5 (2006-2099). Una vez realizado este proceso, se calculó la diferencia resultante entre la serie integrada futura y la serie integrada histórica, obteniendo dichas anomalías. A la vista de los resultados, se produce un aumento de la temperatura en toda la columna de agua a partir del año 2010. A finales de siglo se produce un incremento superior a $2,5^{\circ}\text{C}$ en superficie, lo cual coincide con lo expuesto anteriormente en la Fig. 6a para todo el Mediterráneo. El aumento de temperatura a 300 m de profundidad es superior a 2°C mientras que a 600 m aumenta hasta 1°C . La Fig. 7b refleja como el Mediterráneo occidental tiende a salinizarse en toda su columna de agua (hasta $0,55$ psu) excepto en las capas más superficiales (por encima de 100 m donde disminuye hasta $0,5$ psu).

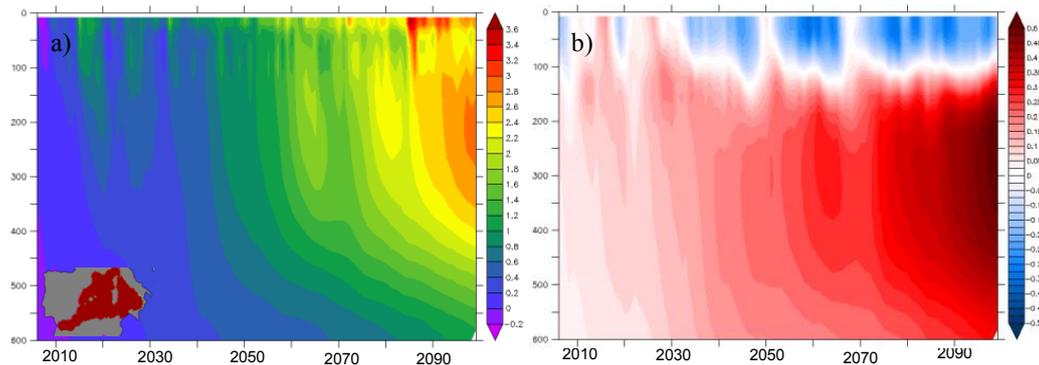


Fig. 7. Evolución temporal a lo largo de la columna de agua (600) m en la cuenca occidental; a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$); b) salinidad (psu).

4. CONCLUSIONES y futuro trabajo

El modelo ROM es capaz de reproducir las principales características del mar Mediterráneo, proporcionando una estimación física consistente del comportamiento promedio, ciclo estacional y variabilidad interanual de parámetros oceánicos. A su vez, se observa que las anomalías que surgen de las comparaciones ROM-climatologías se encuentran dentro de la incertidumbre climatológica. El acoplamiento de un modelo global oceánico (MPI-OM) al ROM perfecciona muchos de los aspectos propuestos por otros RAOCMs.

Finalmente, el Mediterráneo sufrirá el calentamiento y la salinización de sus aguas. El calentamiento global provocará el deshielo ártico generando así el descenso de la

SSS en el Atlántico Norte. Estas aguas entrarán en el Mediterráneo originando una Δ SSS negativa en la cuenca occidental.

De los resultados obtenidos, surge la necesidad de una validación más exhaustiva en el futuro; en la que se contemplen un mayor número de parámetros tanto oceánicos como atmosféricos.

REFERENCIAS

- Cabos Narvaez, W., Sein, D., Izquierdo, A., De Frutos, J. A., Pérez, J. I. Influencia de la interacción océano atmósfera en la simulación del clima de la península ibérica: un estudio con un modelo regional acoplado. Cambio climático y cambio global. S. Fernández-Montes y F. S. Rodrigo (Eds.). *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología* (AEC), 2014, Serie A. Almería, 837 pp. ISBN: 978-84-16027-69-9. uri: <http://hdl.handle.net/20.500.11765/8216>
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... & Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597. doi: <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Hibler, W. D. (1979), A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 815–846. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1979\)009<0815:ADTSIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1979)009<0815:ADTSIM>2.0.CO;2)
- Fратиани, C., Simoncelli, S., Pinardi, N., Cherchi, A., Grandi, A., & Dobricic, S. (2015). Mediterranean RR 1955-2015 (Version 1). Set E.U. Copernicus Marine. https://doi.org/10.25423/MEDSEA_REANALYSIS_PHY_006_009.
- Good, S. A., M. J. Martin and N. A. Rayner, (2013). EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates, *J. Geophys. Res. Oceans.*, 118, 6704-6716, doi: <https://doi.org/10.1002/2013JC009067>
- IPCC, (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R. K. Pachauri and L. A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp. hdl:10013/epic.45156
- L'Hévéder, B., Li, L., Sevault, F. and Somot, S. (2013). Interannual variability of deep convection in the Northwestern Mediterranean simulated with a coupled AORCM. *Clim. Dyn.*, 41(3–4), 937–960. doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1527-5>
- Rechid, D., & Jacob, D. (2006). Influence of monthly varying vegetation on the simulated climate in Europe, *Meteorol. Z.*, 15, 99–116. doi: <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0091>
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C. Chelton, D. B., Casey, K. S & Schlax, M. G. (2007). Daily High-Resolution-Blended Analyses for sea surface temperature. *J. Clim.* 20, 5473-5496. doi: <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>

- Ruti, P., Somot, S., Dubois, C., Calmanti, S., Ahrens, B. and co-authors. (2016). MED-CORDEX initiative for Mediterranean Climate studies, *BAMS.*, 1187-1208. doi: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1>
- Sánchez-Gómez, E., Somot, S., Josey, S. A., Dubois, C., Elguindi, N., & Déqué, M. (2011). Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models. *Clim. Dyn.*, 37(9-10), 2067-2086. doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1012-6>
- Sein, D. V., Mikolajewicz, U., Gröger, M., Fast, I., Cabos, W., Pinto, J. G., Hagemann, S., Semmler, T., Izquierdo, A. & Jacob, D. (2015). Regionally coupled atmosphere-ocean- sea icemarine biogeochemistry model ROM: 1. Description and validation, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 7, 268–304, doi: <https://doi.org/10.1002/2014MS000357>
- Sevault, F., Somot, S., Alias, A., Dubois, C., Lebeaupin-Brossier, C., Nabat, P., Adloff, F., Déqué, M. & Decharme, B. (2014). A fully coupled Mediterranean regional climate system model: design and evaluation of the ocean component for the 1980–2012 period, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 66:1, 23967. doi: <https://doi.org/10.3402/tellusa.v66.23967>
- 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. *Global and Planetary Change*, 63(2), 112-126. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.10.003>
- Valcke, S. (2013). The OASIS3 coupler: a European climate modelling community software. *Geosci. Model Dev.* 6, 3 388. doi: <http://dx.doi.org/10.5194/gmd-6-373-2013>