

ANÁLISIS ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA NUBOSIDAD EN EL DESIERTO HIPERÁRIDO PERUANO A PARTIR DE LAS IMÁGENES DEL SATÉLITE GOES

Jonás TRUJILLO GARCÍA, María Victoria MARZOL JAÉN
jonas.trugar@gmail.com, mmarzol@ull.edu.es

RESUMEN

El objetivo del trabajo es caracterizar a escala regional y local la nubosidad estratiforme oceánica proveniente del anticiclón del Pacífico Sur en el litoral meridional de Perú, una de las regiones más áridas del mundo a pesar de tener una elevada nubosidad. Para ello se analizan imágenes del satélite GOES, se elaboran perfiles topográficos y se instalan dos estaciones meteorológicas automáticas THIES y dos standard fog collectors a diferentes altitudes. El período de análisis es de 19 años (1997-2016) y se trabaja a escala horaria.

Los resultados indican que la cobertura nubosa y la probabilidad de obtener agua durante el mes de febrero son bajas –un 22%–, mientras que esa probabilidad se eleva hasta el 74% en el mes de septiembre; que la nubosidad es más frecuente en las horas nocturnas que diurnas y es más asidua en el emplazamiento situado a mayor altitud aunque colecta menos agua que el de menor altitud. Finalmente, los 705 km de costa estudiados se agrupan en cinco modelos que explican la diferente interrelación entre la nubosidad baja y la topografía e indican cuáles son los mejores corredores de penetración hacia el desierto.

Palabras clave: GOES, estratocúmulos, agua de niebla, desierto, Perú.

ABSTRACT

The objective is to characterize at a regional and local scale the oceanic stratiform cloudiness coming from the South Pacific anticyclone in the southern coast of Peru, one of the most arid regions in the world despite having high cloudiness. To do this, images from the GOES satellite are analyzed, topographic profiles are prepared and two automatic weather stations and two standard fog collectors are installed. The period of analysis is 19 years (1997-2016) and works on an hourly scale.

The results indicate that the frequency of cloudiness and the probability of obtaining water during the month of February are low – 22%– while that probability rises to 74% in the month of September; that cloudiness is more frequent at night than during the day and is more frequent in the site located at a higher altitude, although it collects less water than the one at a lower altitude. Finally, the 705 km of coastline studied are grouped into five models that explain the different interrelation between low cloudiness and topography and indicate which the best penetration is the corridors to the Peruvian desert.

Key words: GOES, stratocumulus, fog water, desert, Peru.

1. INTRODUCCIÓN

Las características climáticas y la capa de nubes bajas, estratocúmulos, como consecuencia del anticiclón oceánico del Pacífico sur, del litoral sudamericano han sido definidas en numerosos trabajos (Weischet, 1975; Garreaud, 2009; Rutllant et al., 2003; Schulz et al., 2012; Mechoso et al., 2014). Del mismo modo, se conoce muy bien, a escala regional y local, cómo esa nubosidad, al entrar en contacto con el litoral chileno, genera nieblas advectivas y orográficas muy dinámicas, que tienen una variación interanual clara, una distribución espacial contrastada y un aporte de agua importante en el desierto (Cereceda et al., 2002; Farias et al., 2005; Cereceda et al., 2008 a,b; Osses et al., 2017; Del Río et al., 2018). Sin embargo se desconoce cómo son esos tres indicadores en el litoral peruano. Ambos desiertos conforman una banda desértica, la más árida del mundo, que se extiende desde el sur de Perú (16°32'S) hasta el Norte de Chile (24°30'S), caracterizada por pocas o nulas precipitaciones pero elevada frecuencia de nieblas.

Esta amplia región sudamericana forma parte del cinturón desértico, ubicado a nivel planetario en torno a los trópicos, como consecuencia de las estables condiciones atmosféricas que imprimen los persistentes anticiclones oceánicos. A diferencia de las zonas continentales de ese cinturón desértico, el litoral peruano y chileno – al igual que el marroquí y canario, el sudafricano y el californiano- está bañado por una corriente oceánica fría, la de Humboldt, que aumenta la estabilidad atmosférica con una potente inversión térmica de subsidencia y exacerba el rasgo desértico por excelencia -el de la escasez de precipitación- aunque, paradójicamente, también genera una nubosidad estratiforme que se estanca en la cordillera litoral si la altitud supera los 1.000 metros de altitud o penetra hacia el interior continental a través de pasillos orográficos, convertida en nieblas de advección, que constituyen casi la única fuente hídrica de estos desiertos y que es aprovechada de forma natural por los ecosistemas desérticos (Cereceda et al., 1999; Koch et al., 2019; Del Río et al., 2021) y de manera artificial para un uso humano (Schemenauer y Cereceda 1994a). El estudio es fruto de un proyecto europeo con socios de las universidades de Heidelberg (Alemania), Pontificia Universidad Católica de Chile y San Agustín de Arequipa (Perú), y su interés radica en que el uso de los sensores remotos satelitales se convierte en una herramienta de gran valor para conocer cuál ha sido el comportamiento de la capa nubosa oceánica-continental en el pasado reciente en esa región del Pacífico Sur.

2. OBJETIVO Y ÁREA DE ESTUDIO

El objetivo es conocer cómo y cuánta de la nubosidad estratiforme oceánica, proveniente del anticiclón del Pacífico Sur, llega y penetra en el continente para “regar” el desierto del sur de Perú. Para ello, se plantean dos preguntas:

- a. ¿Cuánta nubosidad baja oceánica llega y penetra en el continente?
- b. ¿Cómo afecta la topografía local en la distribución espacial de esa nubosidad?

El área de estudio está situada en el sur de Perú, desde Atiquipa (18°17'S) a Tacna (15°40'S). Es un rectángulo de 49.200 km² en el que el 68% del área corresponde a superficie oceánica y el 32% a terrestre (figura 1).

3. MÉTODOS

Con el fin de conocer cuál y cómo es la nubosidad en este sector de la costa meridional de Perú se recurre a las imágenes del satélite GOES. La metodología utilizada en el procesamiento y análisis de esas imágenes difiere entre las horas nocturnas y diurnas.

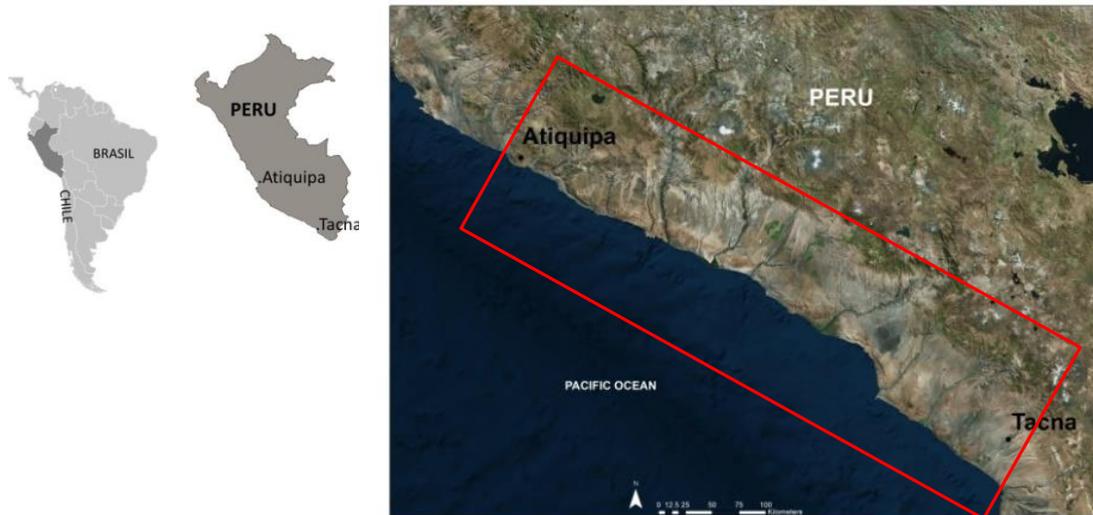


Fig. 1: El área de estudio

Así, durante las primeras se identifican las nubes bajas a partir de las variaciones térmicas de la cobertura nubosa, con la técnica basada en la diferencia entre las longitudes de onda del infrarrojo térmico corto ($3,8 \mu\text{m}$) y largo ($10,9 \mu\text{m}$) (Eyre et al., 1984; Ellrod, 1995; Lee et al., 1997; Anthis y Cracknell, 1999; Bendix, 2002; Underwood et al., 2004; Osses et al., 2005; Del Río et al., 2021) mientras que en las horas diurnas se aplican técnicas de detección de cambios utilizando el rango visible, y para discriminar entre nubes bajas y altas el rango térmico ($10,9 \mu\text{m}$) (Jedlovec y Laws, 2003; Torregrosa et al., 2016).

Este análisis se aplica a 189 áreas que cubren una superficie de 49.200 km^2 . Cada área es un círculo de $78,5 \text{ km}^2$, con un diámetro de 10 km, y de ella se obtienen los valores medios de la nubosidad en cinco imágenes diarias, capturadas a las 22,00 h, 02,45 h, 10,00 h y 16,00 horas locales. Se procesan un total de 1,041.390 imágenes disponibles de un período de 19 años, entre 1997 y 2016, de los meses de febrero y septiembre, porque se tiene constancia que en el desierto chileno son los que tienen menor y mayor nubosidad respectivamente (Cereceda et al., 2008a y 2008b; Farias et al., 2005). En la figura 2 se indica la distribución espacial de las 189 áreas analizadas, que se alinean desde el océano Pacífico hasta el interior del continente con la siguiente secuencia: a 65 km, 20 km y 5 km de la costa, en la misma línea de costa, y en el interior del continente a 5 km, 15 km y 30 km de la costa.

Para responder a la pregunta ¿cuál es la interrelación entre la topografía y la nubosidad baja? se realizan hasta 27 perfiles transversales en los 705 km de costa atendiendo a los cambios topográficos locales. Estos se pueden agrupar en cinco modelos que explican la diferente penetración de las nubes en este sector del sur

peruano en función de la altitud de los acantilados y la disposición de los valles (figura 3).

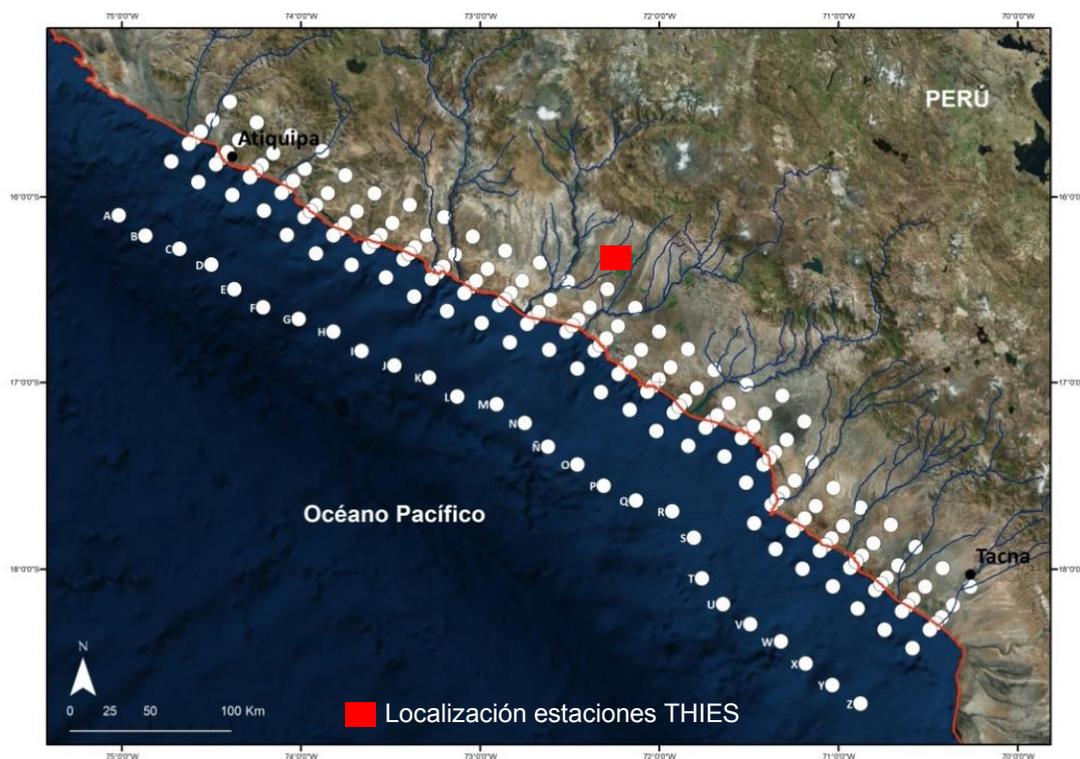
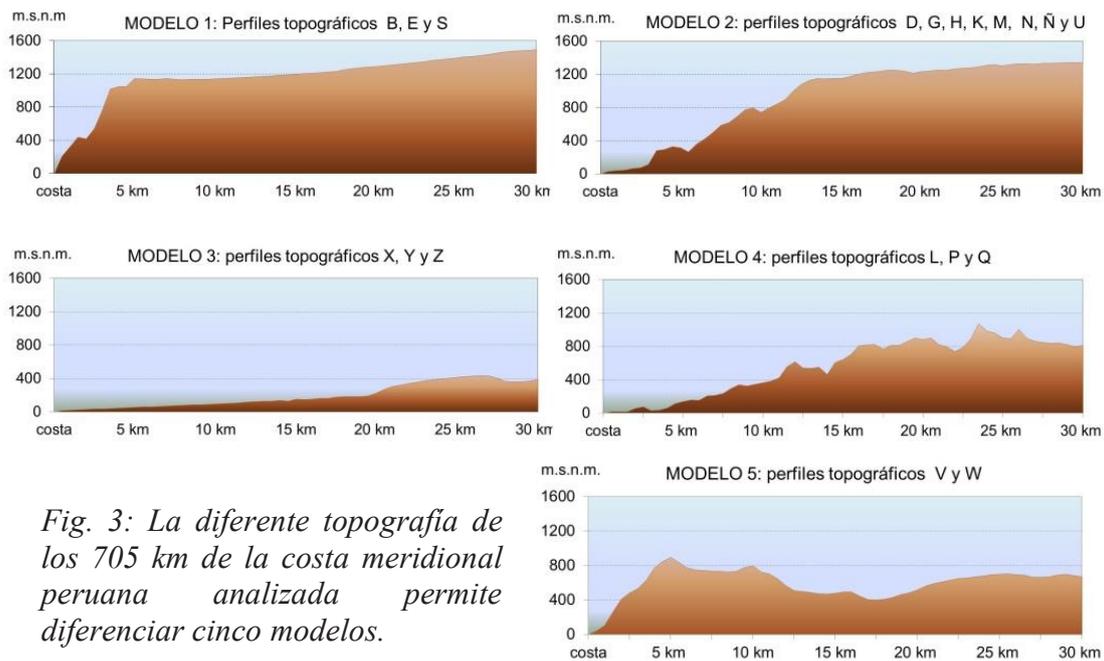


Fig. 2: Las 189 áreas con información sobre la frecuencia de nubosidad baja obtenida del satélite GOE se alinean en 27 círculos, numerados de la A hasta la Z, y desde el océano hacia el interior continental.

El primer modelo topográfico representa al sector de costa donde la nubosidad queda detenida rápidamente porque la altitud del acantilado, superior a 1.000 m.s.n.m. a solo 5 km de la costa, impide su penetración hacia el continente (perfiles B, E, y S). En el segundo modelo el incremento de la altitud es más lento y los 1.000 m.s.n.m. se hallan a 10 km de la costa (perfiles D, G, H, K, M, N, Ñ y U). Los tres últimos modelos representan a topografías litorales más bajas que facilitan la entrada de las nubes hacia el interior continental, sobre todo en el tercer modelo que lo encontramos en la frontera con Chile (perfiles X, Y y Z). También puede ocurrir que el incremento altitudinal sea lento (perfiles L, P, Q) o que disminuya después de alcanzar los 800 m.s.n.m. a diez km de la costa dando origen a la Pampa (perfiles V y W). La localización espacial de cada perfil se puede observar en la figura 2 en función de las letras que tiene cada área.

La información analizada de las imágenes del satélite GOES se complementa con la obtenida en superficie por dos estaciones meteorológicas automáticas THIES a 15 km de la costa, a 1.056 y 980 m.s.m. y con una distancia entre ellas de 1.340 metros. Esas estaciones miden, cada 10 minutos, la temperatura, humedad, dirección y velocidad del viento, presión atmosférica y lluvia (figuras 2y 4).



A ellas se conectan dos neblinómetros (standard fog collector, SFC, diseñados por Schemenauer y Cereceda en 1994b) que recogen el agua depositada por la niebla en las mallas tipo raschel. De esta forma se conoce cuales son los cambios ambientales cuando penetra la niebla en el desierto y cuál es la cantidad de agua que es factible coleccionar, fundamentalmente por las *Tillandsias purpurea* y *capillaris*, el único ecosistema en este desierto. La estación n° 1 se instaló en una ladera cubierta por esta especie mientras que en la segunda no había cubierta vegetal.



Fig. 4: Ambiente donde se instalan las 2 estaciones meteorológicas Thies y los 2 SFC instalados en el desierto arenoso de la Pampa del Toro (Perú). © J. Trujillo.

4. RESULTADOS

4.1. Diferencias anuales

Las frecuencias anuales de la nubosidad baja durante el período temporal analizado son muy parecidas. Los máximos corresponden a años con fenómeno El Niño (1998, 2003 y 2005) de una forma más nítida en febrero que en septiembre (figura 5).

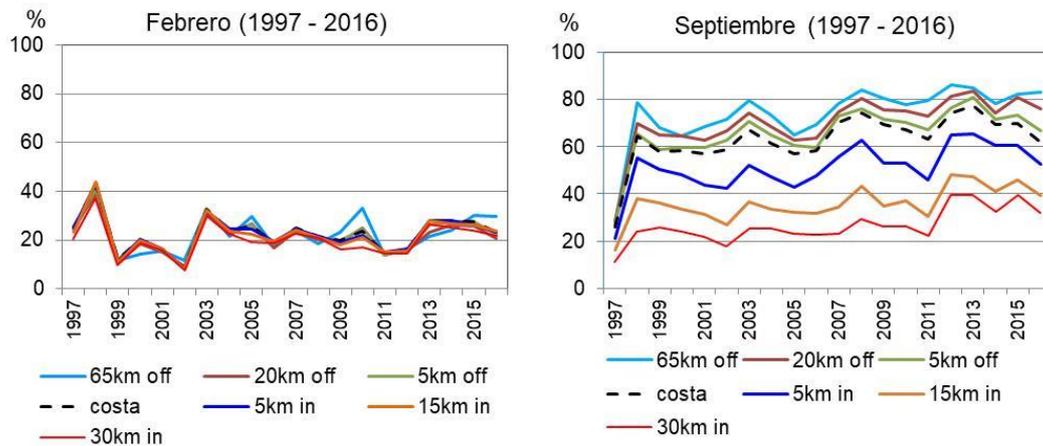


Fig. 5: Variaciones anuales de la nubosidad baja durante los meses de febrero y septiembre de 1997 a 2016 en el litoral sur de Perú.

4.2. Diferencias medias mensuales

El resultado más evidente es la diferente cobertura nubosa cuando se comparan los dos meses analizados. En febrero las nubes cubren el 22% de la superficie y, además, esa presencia es homogénea desde los 65 km océano adentro hasta los 30 km tierra adentro mientras que en septiembre cubren el doble de superficie y tienen una importante diferenciación espacial ya que en el interior del océano oculta el 74% y disminuye paulatinamente hasta el 30% en el interior continental (figuras 5 y 6).

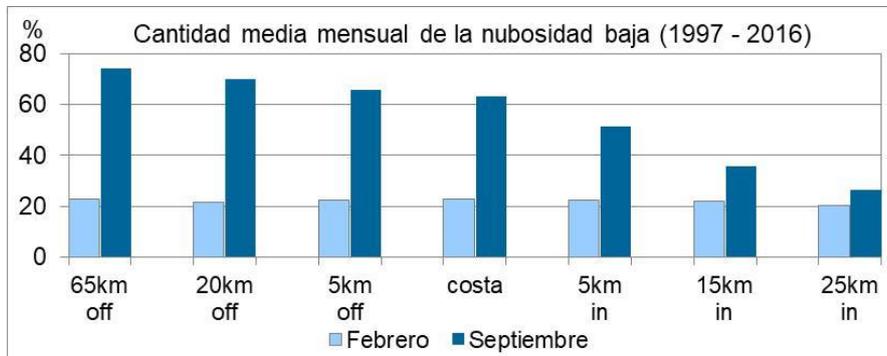


Fig. 6: Cobertura espacial media de la nubosidad baja en el litoral sur peruano entre 1997 y 2016 obtenida de las imágenes horarias del satélite GOES.

4.3. Diferencias medias horarias

También existen claras diferencias entre el día y la noche, siendo siempre más nubosa la segunda que la primera (figura 7). De nuevo encontramos variaciones espaciales al comparar este rango temporal en los dos meses. Así, en febrero la cantidad de nubes a una hora concreta es similar en todas las áreas analizadas mientras que en septiembre se mantiene alta sobre el océano Pacífico (entre el 62% y 85%) y disminuye rápidamente al entrar en contacto con la costa, sobre todo en las horas diurnas en las que casi desaparece (figura 7).

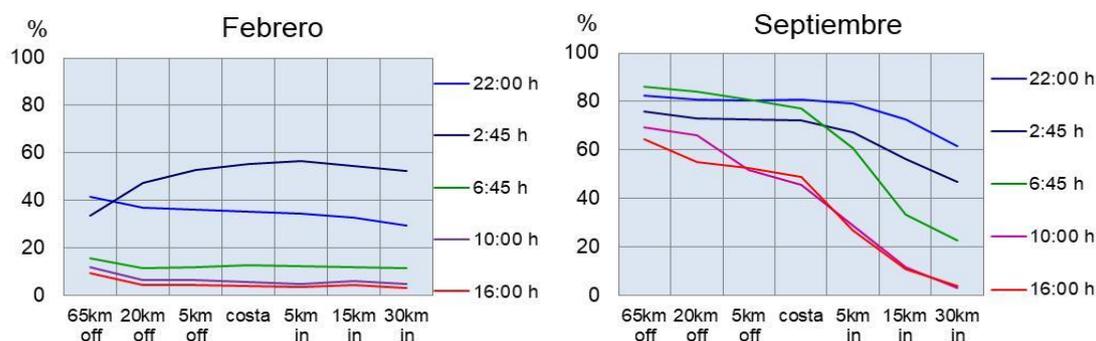


Fig. 7: Frecuencia media horaria de la nubosidad baja en el litoral sur peruano entre 1997 y 2016 obtenida de las imágenes del satélite GOES.

4.4. Diferencias espaciales

La topografía continental del sector sur de la costa peruana explica de forma nítida las variaciones locales de la nubosidad baja. En la figura 8 se representa lo que ocurre en septiembre, mes de mayor frecuencia de la misma. La cantidad de estratocúmulos a los 65 km océano adentro es del 70% -75% en todos los modelos topográficos; es a partir de la costa cuando se reduce, según la topografía local, de forma rápida hasta el 20% (modelos 1 y 2) o muy lentamente hasta el 50% en el sector sur (modelo 3) porque se trata de una amplia planicie que se adentra en el continente desde la costa hasta los 30 km y la altitud sigue siendo inferior a 500 m.

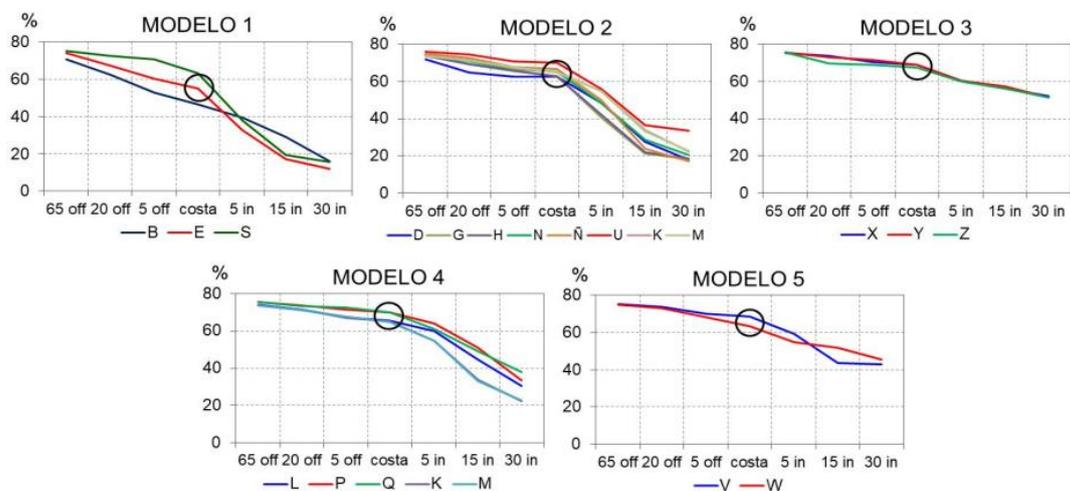


Fig. 8: Espacialización de la cantidad media de nubes bajas en septiembre (1997-2016) según los 5 modelos de perfiles topográficos de la costa sur peruana.

4.5. Diferencias horarias y espaciales

Finalmente destaca la contrastada presencia de la nubosidad, una vez que entra en el continente, cuando se combinan las dos variables: tiempo y espacio. En la figura 9 se compara la frecuencia de nubes, desde la línea de costa hasta 30 km en el interior continental en cada uno de los modelos, durante la noche y el mediodía. Para ello se utilizan los datos de las pasadas del satélite de las 22.00 h y 16.00 horas locales. Se corrobora que las horas nocturnas son mucho más nubosas que las diurnas en todo el

litoral analizado y, en segundo lugar, que las nubes disminuyen bruscamente en aquellos sectores donde la altitud del relieve se mantiene elevada durante los 30 km de perfil topográfico (modelos 1 y 2) pero mantiene su frecuencia cuando la topografía se suaviza, caso de los modelos 3, 4 y 5.

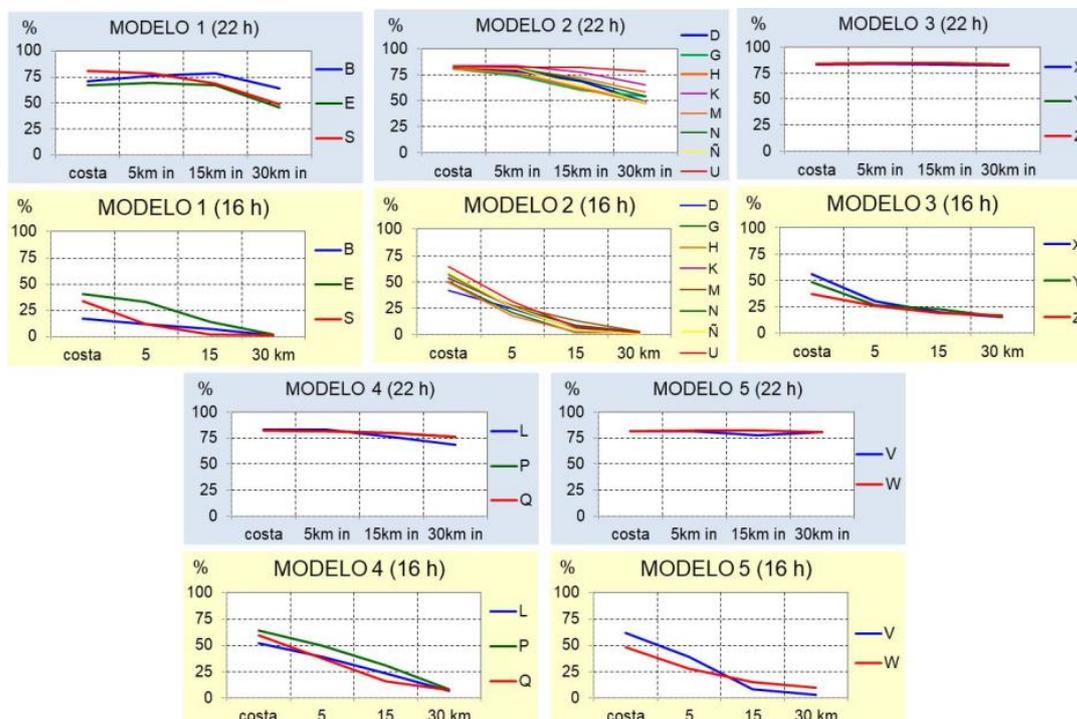


Fig. 9: Las diferencias horarias de la distribución espacial de la nubosidad baja según los 5 modelos de perfiles topográficos diseñados en el litoral sur peruano.

4. CONCLUSION

El desierto arenoso hiperárido del sur de Perú, al igual que el de Atacama en Chile, se beneficia de los efectos de la nubosidad estratiforme, sobre todo, en la primavera, durante las horas nocturnas y más en aquellos sectores cuya topografía menos contrastada permite que la niebla venida del océano deposite parte de su contenido líquido que en los sectores del litoral que tienen altos acantilados a 5 km de la costa.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo presenta resultados parciales de la investigación realizada en el proyecto europeo ERANET LAC 2016-2019 (PCIN-2016-017) The Chilean-Peruvian coastal fog geosystems under climate change: understanding biosphere-atmosphere interactions to support biodiversity conservation (FEBID).

REFERENCIAS

Anthis, A. y Cracknell, A. (1999). Use of satellite images for fog detection (AVHRR) and forecast of fog dissipation (METEOSAT) over lowland Thessalia,

- Hellas. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 20, n° 6, pp. 1107-1124. doi: <https://doi.org/10.1080/014311699212876>.
- Bendix, J. A. (2002). Satellite-based climatology of fog and low level stratus in Germany and adjacent areas. *Atmospheric Research*, vol. 64, pp. 3-18. doi: [10.1016/j.atmosres.2007.11.012](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2007.11.012)
- Cereceda, P.; Larraín, H.; Lázaro, P.; Osses, P.; Schemenauer, R.; Fuentes, L. (1999) Campos de Tillandsias y niebla en el desierto de Atacama. *Revista de Geografía Norte Grande*, n° 26, pp. 3-13.
- Cereceda, P.; Osses, P.; Larraín, H.; Farías, M.; Lagos, M.; Pinto, R.; Schemenauer, R. (2002). Advective, orographic and radiation fog in the Tarapacá region, Chile. *Atmospheric Research*, vol. 64, pp. 261–271. doi: [10.1016/SO169-8095\(02\)00097-2](https://doi.org/10.1016/SO169-8095(02)00097-2).
- Cereceda, P.; Larraín, H.; Osses, P.; Farías, M.; Egaña, I. (2008a). The climate of the coast and fog zone in the Atacama Desert of Tarapacá Region, Chile. *Atmospheric Research*, n° 87, pp. 301-311. doi: [10.1016/j.atmos.res.2007.11.011](https://doi.org/10.1016/j.atmos.res.2007.11.011).
- Cereceda, P.; Larraín, H.; Osses, P.; Farías, M.; Egaña, I. (2008b) The spatial and temporal variability of fog and its relation to fog oases in the Atacama Desert, Chile. *Atmospheric Research*, n° 87, pp. 312-323. doi: [10.1016/j.atmosres.2007.11.012](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2007.11.012).
- Del rio, C.; García, J.L.; Osses, P.; Zanetta, N.; Lambert, L.; Rivera, D.; Siegmund, S.; Wolf, N.; Cereceda, P.; Larraín, H.; Lobos, F. (2018). ENSO influence on coastal fog-water yield in the Atacama Desert, Chile. *Aerosol and Atmospheric Chemistry*. vol. 18, pp. 127–144. doi: <https://doi.org/10.4209/aaqr.2017.01.0022>
- Del rio, C.; Lobos, F.; Latorre, C.; Koch, M.; García, J.; Osses, P.; Lambert, F.; Alfaro, F.; Siegmund, A. (2021). Spatial distribution and interannual variability of coastal fog and low clouds in the hyperarid Atacama Desert and implications for past and present *Tillandsia landbeckii* ecosystems. *Plant Systematics and Evolution*, vol. 307, pp. 307-358. doi: doi.org/10.1007/s00606-021-01782-z.
- Ellrod, G. (1995). Advances in the Detection and Analysis of Fog at Night Using GOES Multispectral Infrared Imagery. *Weather and Forecasting*, n° 10, pp. 606-619. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-434\(1995\)010<0606:AITDAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-434(1995)010<0606:AITDAA>2.0.CO;2)
- Eyre, J.R.; Brownscombe, L.; Allam, R. (1984). Detection of fog at night using Advanced Resolution Radiometer imagery. *Meteor. Mag.*, n° 113, pp. 266-271
- Farías, M.; Cereceda, P.; Osses, P.; Núñez, R. (2005). Comportamiento espacio-temporal de la nube estratocúmulo, productora de niebla en la costa del desierto de Atacama (21°lat. S., 70° long. W.), durante un mes de invierno y otro de verano. *Investigaciones Geográficas, UNAM*, n° 56, pp. 43-61.
- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, n° 22, pp. 3–11. doi: doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009.
- Lee, T.; Turk, J.; Richardson, K. (1997). Stratus and fog products using GOES-8-9 3.9 μm Data. *Weather Forecasting*, n° 12, pp. 664–677. Recuperado en [https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0434\(1997\)012%3C0664:SAFPUG%3E2.0.CO;2](https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0434(1997)012%3C0664:SAFPUG%3E2.0.CO;2)
- Koch, M.; Kleinpeter, D.; Auer, E.; Del rio, C.; Osses, P.; García, J.; Marzol, M^aV.; Zizka, G.; Siegmund, A.; Kiefer, CH. (2019). Living at the dry limits: Ecological genetics of *Tillandsia landbeckii* lomas in the Chilean Atacama Desert. *Plant*

- Systematics and Evolution, n° 305, pp. 1041–1053. doi: [10.1007/s00606-019-01623-0](https://doi.org/10.1007/s00606-019-01623-0).
- Jedlovec, G.J. y Laws, K. (2003). GOES cloud detection at the global hydrology and climate center. In: 12th Conference On Satellite Meteorology and Oceanography. Recuperado de https://ams.confex.com/ams/annual2003/techprogram/paper_55624.htm.
- Mechoso, C. R.; Wood, R.; Weller, R.; Bretherton, C.; Clarke, A. (2014). Ocean–cloud–atmosphere–land interactions in the southeastern Pacific: The VOCALS program, Bulletin of the American Meteorological Society, 95(3), pp. 357–375. doi: [10.1175/BAMS-D-11-00246.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00246.1).
- Osses, P.; Barría, C.; Farías, M.; Cereceda, P. (2005). La nube estratocúmulo en Tarapacá, Chile. Validación de imágenes GOES mediante observación en tiempo real (17 al 26 de julio del año 2002). Revista de Geografía Norte Grande, n° 33, pp. 131-143. Recuperado <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=30003309>.
- Osses, P.; Escobar, R.; Del rio, C.; García, R.; Vargas, C. (2017). El Clima desértico costero con nublados abundantes del desierto de Atacama y su relación con los recursos naturales energía solar y agua de niebla. Revista de Geografía Norte Grande, n° 68, pp. 33-48. doi: <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-34022017000300033>.
- Rutllant, J. A.; Fuenzalida, H.; Aceituno, P. (2003). Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: The 1997–1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment. Journal Geophysic Research, 108(D17), pp. 1-13. doi:[10.1029/2002JD003357](https://doi.org/10.1029/2002JD003357).
- Schemenauer, R. y Cereceda, P. (1994a) Fog collection's role in water planning for developing countries. Natural resources forum ONU, 1994, vol. 18 (2), pp. 91-100.
- Schemenauer, R. y Cereceda, P. (1994b) A proposed standard fog collection for use in high elevation regions. Journal of Applied Meteorology, vol 33 (11), pp. 113-1322.
- Schulz, N.; Boisier, J. P.; Aceituno, P. (2012). Climate change along the arid coast of northern Chile, International Journal of Climatology, 32(12), pp. 1803–1814, doi:[10.1002/joc.2395](https://doi.org/10.1002/joc.2395).
- Torregrosa, A.; Combs, C.; Peters, J. (2016). GOES-derived fog and low cloud indices for coastal north and central California ecological analyses. Earth and Space Science, vol. 3 (2), pp. 46-67. doi: [10.1002/2015EA000119/pdf](https://doi.org/10.1002/2015EA000119/pdf).
- Underwood, J.; Ellrod, G.; Kuhnert, A. (2004). A multiple-case analysis of nocturnal radiation-fog development in the central valley of California utilizing the GOES nighttime fog product. Journal of Applied Meteorology and Climatology, n° 43, pp. 297-311. doi: [10.1175/1520-0450\(2004\)043<0297:AMAONR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0297:AMAONR>2.0.CO;2)
- Weischet, W. (1975). Las condiciones climáticas del desierto de Atacama como desierto extremo de la tierra. Revista de Geografía Norte Grande, vol. 1 (3-4), pp. 363-373.