

Volumen 5 (Diciembre 2014)

Avances en Ciencias de la Tierra

Avances en Ciencias de la Tierra

ISSN: 2172-9328

Universida deVigo



Avances en Ciencias de la Tierra

Volumen 5, Diciembre 2014

ISSN 2172-9328

Editado por EPHYSLAB en colaboración con la Asociación Medioambiental
ESCLIMA

Financiado por *Programa de Consolidación e Estructuración de Unidades de
Investigación (Grupos de Referencia Competitiva)* cofinanciado por *European Regional
Development Fund (FEDER)*.

Portada realizada por M.N. Lorenzo y F. Santos

Equipo Editorial (responsable del volumen)

F. Santos

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

fsantos@uvigo.es

M. de Castro

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

mdecastro@uvigo.es

A.J.C. Crespo

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

alexboxe@uvigo.es

L. Gimeno

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

l.gimeno@uvigo.es

M. Gómez- Gesteira

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

mgesteira@uvigo.es

M.N. Lorenzo

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

nlorenzo@uvigo.es

J.J. Taboada

METEOGALICIA

juan.taboada@meteogalicia.es

R. Nieto

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

rnieto@uvigo.es

I. Álvarez

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

ialvarez@uvigo.es

J. M. Dias

CESAM

Universidade de Aveiro

joao.dias@ua.pt

Introducción

Existen en la actualidad numerosas publicaciones científicas que cubren los diferentes ámbitos de conocimiento relacionados con Ciencias de la Tierra. Una gran parte de estas publicaciones están indexadas dentro del *Science Citation Index* (SCI), mediante el cual las revistas se clasifican atendiendo a su factor de impacto.

Avances en Ciencias de la Tierra (ACT) nace con una vocación ligeramente diferente ya que pretende tener una dualidad *científica-docente*. Por un lado, la publicación pretende ser un banco de pruebas donde alumnos de *máster* aprendan las técnicas de publicación científica y por otra se pretende lograr un rigor científico en los contenidos.

El alumno debe aprender que el objetivo final de una investigación científica es la publicación de sus resultados con el fin de que puedan ser compartidos con el resto de la comunidad científica la cual podrá compartirlos, validarlos, corroborarlos o rebatirlos. Esta labor de escritura no resulta una tarea fácil, ya que hay una serie de principios y técnicas que deben conocerse y respetarse con el fin de comunicar lo más claramente posible el resultado de la investigación a una audiencia experta y profesional. Así, para escribir un buen artículo científico deben aplicarse tres principios fundamentales: brevedad, claridad y precisión. Partiendo de estos tres principios, nuestra labor como docentes tiene como objetivo enseñar a los alumnos las normas metodológicas generales que les permitan escribir un buen artículo.

Los alumnos deben aprender que un artículo tiene diferentes facetas que se pueden resumir de la siguiente forma:

- Un artículo es un informe sobre los resultados de una investigación relativa a un problema de carácter científico.
- Los resultados de esa investigación deben ser válidos, fidedignos y reproducibles, a fin de que puedan ser contrastados por el resto de la comunidad científica.
- Los resultados deben ser originales, es decir, un artículo no debe comunicar unos hallazgos que ya hayan sido previamente descritos por los miembros de la comunidad científica. Existe la excepción de los llamados artículos de revisión, donde unos autores revisan el estado del conocimiento sobre un cierto tema, para lo cual compilan la bibliografía ya existente.

Aparte de aspectos formales, tales como el empleo de un lenguaje adecuado, el cual debe ser correcto y a la vez conciso, evitando, dentro de lo posible, sentencias verbosas, imprecisas o especulativas; el autor debe prestar especial atención a la estructuración del manuscrito. Aunque no existe una única estructuración, hay una serie de bloques de información que deben estar debidamente organizados. Inicialmente, además del título, el cual debe ser claro, exacto y conciso, y de la lista de autores, el manuscrito debe contener un breve resumen donde se describan de forma somera los principales logros de la investigación. A continuación se debe escribir una introducción de carácter general, para posteriormente detallar los datos y la metodología empleada. Posteriormente deben presentarse los resultados así como una discusión en la que se relacionen los avances llevados a cabo en el manuscrito con el conocimiento previo contenido en la bibliografía. Para ello es necesario que el alumno haya realizado con anterioridad una completa busca bibliográfica que también debe incluirse en el manuscrito. Finalmente, y con carácter opcional, se pueden incluir una conclusión, en la que se enumeren y resuman los principales hallazgos de la investigación.

Por otro lado, es necesario que el manuscrito tenga un contenido científico que suponga un avance significativo en el conocimiento, para lo cual se han diseñado varios mecanismos de control de la calidad. En primer lugar, se involucrará en la elaboración de los manuscritos a los supervisores del trabajo, de tal forma que aporten su experiencia en la escritura y estructuración de artículos científicos. Además, la calidad científica de los manuscritos será evaluada por dos revisores, entre los que se cuentan tanto los miembros del equipo editorial como otros externos que éstos consideren.

El lenguaje de publicación considerado es el castellano, aunque también se ha dado la posibilidad de utilizar tanto el inglés, como el portugués o el gallego.

Finalmente, debe mencionarse que el presente volumen compila no sólo los trabajos de investigación realizados por alumnos del Máster en Ciencias del Clima: Meteorología, Oceanografía Física y Cambio Climático impartido en la Universidad de Vigo, si no que en esta edición se han incluido también artículos elaborados por alumnos del Grado de Ciencias Ambientales de la Universidad de Vigo que redactaron con los resultados obtenidos en su trabajo fin de grado.

El Equipo Editorial

Diciembre de 2014

Contenido

Flood mapping: a methodology based on mathematical modelling and satellite imaging	
R.B. CANELAS, A.J.C. CRESPO, M.L. FERREIRA, M. GÓMEZ-GESTEIRA.....	1
Impacto Meteorológico de los Ríos Atmosféricos en las Precipitaciones Anómalas de Galicia	
J. EIRAS-BARCA, J.J. TABOADA, G. MIGUEZ-MACHO.....	10
Ria de Aveiro marginal flooding: dependence on oceanic and fluvial drivers and on morphological evolution	
L.C. LOPES, I. ALVAREZ, J.M. DIAS.....	23
Relaciones entre circulación atmosférica, concentración de polen y enfermedades respiratorias en Galicia (NO España)	
D. PORTO, J.J. TABOADA, M.N. LORENZO, M. LÓPEZ.....	32
Fuentes de humedad en el Sahel a partir de un método 3D Lagrangiano	
I. ALGARRA, R. NIETO, M. VÁZQUEZ.....	41
Efecto de la variabilidad climática sobre la producción del olivo en España	
A. CARIDE, M.N. LORENZO.....	55
Variabilidad y tendencia del nivel del mar en el Atlántico Norte	
M. DES, M. DECASTRO.....	72
Variabilidad de la clorofila-a en las aguas costeras de la Península Ibérica entre 1998 y 2007 usando datos de SeaWiFS	
L. SALGADO, M. N. LORENZO.....	86
Procedencia de la humedad para los testigos de hielo identificada a partir de una aproximación Lagrangiana	
E. TABOADA, R. NIETO, A. DRUMOND.....	100
Validación del modelo SPH para problemas de ingeniería	
S. FERREIRO CARBALLAL, A.J.C. CRESPO, J.M. DOMÍNGUEZ, A. BARREIRO, M. GÓMEZ-GESTEIRA.....	110

Flood mapping: a methodology based on mathematical modelling and satellite imaging

R.B. CANELAS*, A.J.C. CRESPO, M.L. FERREIRA, M. GÓMEZ-GESTEIRA

**ricardo.canelas@ist.utl.pt*

*CEHIDRO, Instituto Superior Técnico
ULisbon, Lisbon, Portugal*

ABSTRACT

A 2DH mathematical model assembled at CEHIDRO, IST, is employed to model 2000/2001 Tagus river floods over a 70 km reach, with the key objective to assess its performance envisaging its use as a forecasting tool. The model is suited for highly unsteady discontinuous flows over complex geometries, employing a finite-volume discretization scheme, based on a flux-splitting technique incorporating a reviewed version of the Roe Riemann solver. New boundary conditions were developed, based in the Riemann invariant, in order to cope with the provided hydrographs in a mathematically coherent manner. Detailed discharges and water levels are available for the inlet and outlet sections, as well as for the inlet at river Zêzere, a Tagus affluent. A high resolution Digital Elevation Model (DEM) is used. Spatially heterogeneous roughness characteristics are derived from land-use databases built from satellite data.

Synthetic Aperture Radar (SAR) satellite imagery of the floods is available and is used to validate the simulation results. The delimited areas from the satellite and simulations are overlaid and show a very good agreement in all major flood extents, with small structures, with lengths at the order of the spatial discretization, clearly reproduced. Flow depths and registered discharges are recovered from the simulation and compared with data from a measuring station in the domain. The comparison shows remarkably high accuracy, both in terms of amplitudes and phase. Further calibration of the roughness parameters and inclusion of detailed terrain structures like small levees should improve the flood extents regarding the comparisons with satellite data.

keywords: Flood modeling, SAR, Finite-volume, Calibration.

1. Introduction

Flood events may have an important impact on human societies due to their considerable destructive potential. The existence of communities in flood plains, due to advantageous natural conditions, increases the risk dramatically. Flood mitigation is, therefore, an extremely important investment but also a complex task that no single measure can tackle. As such, extensive knowledge of the flood temporal and spatial

extensions are of superior importance to derive an array of solutions aiming to mitigate the risk of such events.

Flood modeling can contribute to a response to such requests, in the sense that reach scale flood events can be modeled and the desired information collected at a very low cost. Such endeavor requires, from the numerical model, the ability to consider unsteady flows over complex topography. Two-dimensional depth-averaged (2DH) models have been extensively described in the engineering literature but there are, howe-

ver, some open topics on how to deal with difficulties that natural channel geometries pose. Nonetheless, several models are used and continue to be developed and calibrated (Bates *et al.*, 1998; Horritt, 2000; Hall *et al.*, 2011). 2DH models are usually regarded as tools to more detailed studies of short reaches and small duration events. However, relevant speed-ups resorting to code parallelization, taking advantage of multi-core processors or dedicated accelerators, mesoscale simulations resolved to the reach scale, spanning several days or weeks periods are now feasible.

This work is an application of the Strong Transients in Alluvial Valleys 2D (STAV2D) code, a model that relies on a Finite-Volume Method (FVM) discretization (LeVeque, 2002). It employs a technique first presented by Murillo & García-Navarro (2010), where the discretization of the non-homogenous terms of hyperbolic systems of conservation laws is made in ways compatible with steady solutions, such as still water in hydrostatic equilibrium or steady flows in complex, natural bed geometries. Bed slope source terms are of special importance in this case and for that reason considerable effort has been devoted to the topic of correctly including them in the scheme, preserving the properties of the homogeneous equations.

The Tagus case-study represents a challenge due to the geometry and dimension of the reach under consideration, as well as the combination of flood plains and steep terrain in the DEM and the duration of the events.

The objective of this work is to model historic events on the considered domain using the STAV2D model, in an attempt to assess the possibility of its employment as a forecasting tool. Two concerns arise considering the base data that the model uses: the quality of the geometry and the roughness parameters.

The DEM must be sufficiently similar to the current geometry, a difficult requirement considering the intensity of geomorphic activity in river systems. The roughness estimates, derived from crossing data from the literature (Mattocks, 2006; Chow, 1959; Kalyanapu, 2009) and the CORINE Land Cover Project data, are given for uniform flows and very different values can be assigned to similar areas while maintaining consistency with the literature.

The novelty of the work arises from the boundary conditions, derived as to allow for complex, regime changing scenarios, the size and resolution of the simulation and the usage of satellite imagery to provide cues regarding the simulation results.

2. Conservation Equations and Closure Models

The application of the Reynolds Transport Theorem (RTT) to the quantities total mass and momentum in both directions yields

$$\partial_t h + \partial_x (hu) + \partial_y (hv) = 0 \quad (1)$$

$$\partial_t (uh) + \partial_x \left(u^2 h + \frac{1}{2} gh^2 \right) + \quad (2)$$

$$+ \partial_y (uvh) = -gh \partial_x Z_b - \frac{\tau_{b,x}}{\rho}$$

$$\partial_t (vh) + \partial_x (uvh) + \partial_y \left(v^2 h + \frac{1}{2} gh^2 \right) = \quad (3)$$

$$= -gh \partial_y Z_b - \frac{\tau_{b,y}}{\rho}$$

where h is the fluid height above the bed elevation, u and v are the depth-averaged velocities in the x and y directions, respectively and Z_b is the bed elevation. In equations (2) and (3), ρ is the density, $\partial_x(Z_b)$ represents the bottom slope contribution for the momentum, and $\tau_{b,i}$ is the bed shear stress.

The bed shear stress, $\boldsymbol{\tau}_b$ is such that

$$|\boldsymbol{\tau}_b| = \rho C_f |\mathbf{u}|^2 \quad (4)$$

and the friction coefficient, C_f , in order to reproduce the Manning-Strickler formula, is expressed as $C_f = g / K_s^2 h^{1/3}$, where K_s is the Strickler parameter, the inverse of the Manning coefficient.

3. Discretization Scheme

The set of conservation laws (1) to (3) configures a 1st order hyperbolic, non-homogeneous, quasi-linear system of partial differential equations that can be written in compact vectorial notation as

$$\partial_t(\mathbf{U}(\mathbf{V})) + \nabla \cdot \mathbf{E}(\mathbf{V}) = \mathbf{R}(\mathbf{V}) + \mathbf{T}(\mathbf{V}), \quad (5)$$

where $\mathbf{V} = [h \ u \ v]^T$ and $\mathbf{U} = [h \ uh \ vh]^T$ are the vectors of primitive and conservative variables, respectively, $\nabla \cdot \mathbf{E}$ is given by $\nabla \cdot \mathbf{E} = \partial_x \mathbf{F} + \partial_y \mathbf{G}$, $\mathbf{F} = [uh \ u^2h + 1/2gh^2 \ uvh]^T$, $\mathbf{G} = [vh \ vuh \ v^2h + 1/2gh^2]^T$ are the flux vectors, $\mathbf{R} = [0 \ -gh\partial_x Z_b \ -gh\partial_y Z_b]^T$ is the vector of non-conservative fluxes and $\mathbf{T} = [-\partial_t Z_b \ -\tau_x / \rho - \tau_y / \rho]^T$ is a source vector.

To obtain the Finite Volume (FV) discretization, system (5) is integrated in a cell I . The Gauss theorem is applied to the divergence terms resulting in

$$A_I \frac{\Delta \langle \mathbf{U}_I \rangle}{\Delta t} + \sum_{K=1}^{N_I} L_{IK} \Delta_{IK} ((\mathbf{E} - \mathbf{R}) \cdot \mathbf{n}_{IK}) = \quad (6)$$

$$= A_I \langle \mathbf{T}_I \rangle,$$

where A_I is the area of cell I , L_{IK} is the length of edge K of cell I , N_I is the number of edges of cell ($N_I = 3$ in this case) I , Δ_{IK} represents the variation across the K^{th} edge of cell I and $\mathbf{n}_{IK} = (n_x, n_y)^T$ is the outward unit normal

vector to each K edge of the cell I . Operator $\langle \cdot \rangle$ represents the spatial average over the cell area. The flux variation across the K^{th} edge of cell I , $\Delta_{IK}((\mathbf{E} - \mathbf{R}) \cdot \mathbf{n}_{IK})$, is expressed as a function of the local variation of the dependent conservative variables, using Roe's approximate Riemann solvers (Roe, 1981). Note that the flux vector of a system of shallow-flow conservation laws is not homogeneous and, hence, it is not possible to perform an exact flux vector splitting. Assuming a local linearization of the flux vectors orthogonal to an edge, one obtains

$$\Delta_{IK}(\mathbf{E} \cdot \mathbf{n}_{IK}) = \sum_{m=1}^3 \tilde{\lambda}_{IK}^{(m)} \alpha_{IK}^{(m)} \tilde{\mathbf{e}}_{IK}^{(m)} \quad (7)$$

$$\Delta_{IK}(\mathbf{R} \cdot \mathbf{n}_{IK}) = \sum_{m=1}^3 \beta_{IK}^{(m)} \tilde{\mathbf{e}}_{IK}^{(m)}$$

(Toro, 2001; Murillo & García-Navarro, 2010), where $\alpha_{IK}^{(m)}$ are the wave-strengths for each of the eigenvectors $\tilde{\mathbf{e}}_{IK}^{(m)}$ and $\tilde{\lambda}_{IK}^{(m)}$ are the respective eigenvalues. The expressions of the wave-strengths, eigenvectors and eigenvalues are well known and can be consulted in Toro (2001), among others. $\beta_{IK}^{(m)}$ follows an expression that guarantees a well-balanced scheme and correct energy dissipation at jumps, derived by Murillo & García-Navarro (2010). The remaining source term, \mathbf{T} , is discretized in a point-wise, semi-implicit manner as $\mathbf{T}_I(t + \Delta t) \equiv \mathbf{T}_I^{n+1}$. It is computed in an intermediate step with the updated variables of the homogeneous part of equation (6). Bed shear stress is simply taken as (4). Introducing equations (7) into (6), this Godunov-type flux-splitting FV scheme can be summarized as

$$\mathbf{U}_I^{n+1} = \mathbf{U}_I^n - \frac{\Delta t}{A_I} \sum_{K=1}^3 L_{IK} \sum_{m=1}^3 \left(\tilde{\lambda}_{IK}^{(m)} \alpha_{IK}^{(m)} - \beta_{IK}^{(m)} \right) \tilde{\mathbf{e}}_{IK}^{(m)} + \quad (8)$$

$$+ \Delta t (\mathbf{T}_I^{n+1}),$$

where only the negative part of the eigenvalues $\tilde{\lambda}_{IK}^{(m)}$ and of the wave-strengths $\alpha_{IK}^{(m)}$ and $\beta_{IK}^{(m)}$ are used, ensuring that only in-coming fluxes are considered in the update of the conserved variables.

When cell-averaging the solution, the time step is chosen small enough to guarantee that there is no interaction between waves obtained as the solution of the Riemann Problem (RP) at adjacent cells. The stability region considering the homogeneous part of the system resembles a traditional *CFL* condition, with added terms arising from the non-homogenous part (Murillo & García-Navarro, 2010). Wetting and drying algorithms, as well as the necessary entropy corrections in order to ensure that physical solutions are always attained in critical flow points are also drawn from (Murillo & García-Navarro, 2010).

3.1. Inlet/Outlet Boundary Conditions for River Modeling

1D information (discharge or level) must be transformed into 2D information (fluid height and velocity field) at the open boundaries. The characteristics method, employing the Riemann Invariant, is used on each edge associated to the characteristic line that leaves the domain at that edge identified as a permissive boundary. For the inlet case, assuming a frictionless bed, the Riemann Invariant can be written as

$$u_I - 2\sqrt{gh_I} = u_{I,g} - 2\sqrt{gh_{I,g}} \quad (9)$$

where $q_{KI,g}$ is the discharge associated with the boundary K edge of element I,g and L_{LI} is the respective length. Assuming that $u \propto h^{2/3}$ allows for the writing of

$$\begin{aligned} q_{KI,g} &= L_{KI} h_{I,g} u_{I,g} = L_{KI} \alpha h_{I,g}^{5/3} \\ Q_{in} &= \sum_I L_{KI} \alpha h_{I,g}^{5/3} \end{aligned} \quad (10)$$

where Q_{in} is the total discharge. The solution algorithm consists of splitting Q_{in} into a series of $q_{KI,g}$ according to the cell fluid height, solving (9) in every inlet edge, finding a h distribution, and iteratively solve the new inlet level, taken as the average of the fluid levels of every wet cell. Once the new wet section is defined, (10) is solved in order to α and the velocity field (only existing in the normal to the inlet section) is imposed in the ghost cells. These cells are then used in equation (8) to update the rest of the domain.

The outlet solution strategy is similar, employing in this case the Riemann Invariant associated to the first characteristic field, written for a subcritical flow as

$$u_I + 2\sqrt{gh_I} = u_{I,g} + 2\sqrt{gh_{I,g}} \quad (11)$$

The solution in this case is simpler, since the flow level is imposed by the outlet condition and one needs only to use (11) to solve for a velocity distribution at the boundary. This condition is not required for supercritical flows crossing the outlet: there are no upstream travelling characteristic waves, all the information leaves the domain.

Both permissive conditions assume that there is no friction on the bed, as to simplify the computation of the Riemann Invariants. A frictionless buffer zone is set around these regions, also useful since the inlet condition assumes a horizontal free surface in the cross section.

4. Results

4.1. Simulation setup

The domain consists of a 70 Km reach of the Tagus, Portugal, and

approximately 10 Km of the Zêzere river, affluent of the Tagus. The considered area experiences regular floods and is monitored by 4 stations. The Tagus inlet is located at the Tramagal monitoring station cross section, with the outlet at the Ómnias station section. The Zêzere inlet is located at the Castelo-de-Bode station, and the fourth station, Almourol, is located 3 km downstream of the Tagus-Zêzere confluence. The discretization consists of an anisotropic unstructured mesh, 15 m average side in the main channel and floodplains and a smooth gradient with respect to elevation from such areas, with the largest cell sizes of approximately 300 m. This resulted in over 1.3×10^6 mesh elements.

The Digital Elevation Map, in Figure 1, was obtained in 2008 and complemented with the major levee structures, mostly concentrating in the left banks. It was subsequently sampled to a resolution of 30 m and applied to the computational mesh. The roughness map was built based on the soil classification by the CORINE Land Cover project, using average Strickler coefficient values proposed in the literature (Mattocks, 2006), resulting in Figure 2. The initial conditions represent the steady state for the annual median flow, $450 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ for the Tagus and $150 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ for the Zêzere, imposed at the respective inlet sections, together with the respective level imposed at the outlet. Figures 3 and 4 represent the initial state, achieved by allowing the simulation to run for an extended period of time, until the total mass in the domain reached a constant value, as well as the time step, indicating that every flux is effectively balanced and permanent.

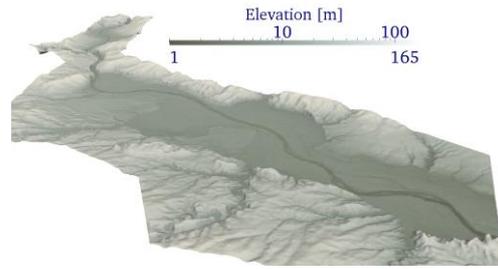


Fig. 1. View of the domain from downstream.

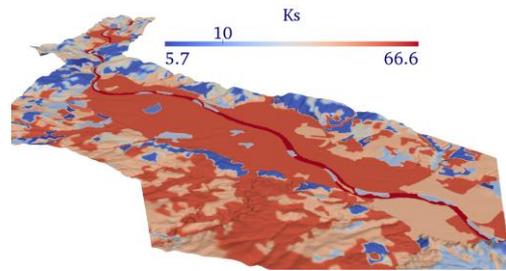


Fig. 2. Spatial distribution of the coefficient of Manning Strickler's equation.

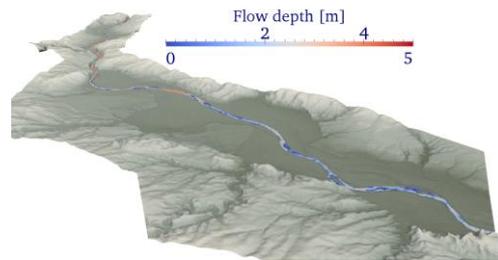


Fig. 3. Initial flow depth.

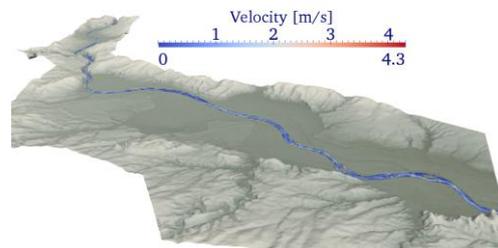


Fig. 4. Initial velocity field.

Two flood events were modeled, with simulation times from December 29th to January 9th 2001 and from the 5th to the 13th of February. The inflow

hydrographs are represented in Figure 5. Satellite imagery is available for the 5th of January, 9th and 11th of February, marked by the vertical lines in Figure 5, covering the whole flood extents in the considered reach.

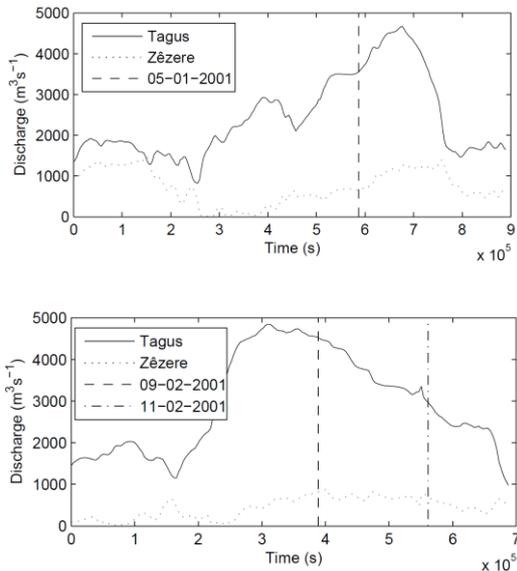


Fig. 5. Discharges at Tagus and Zêzere inlets; Top - December 29th to January 9th; Bottom - 5th to the 13th of February.

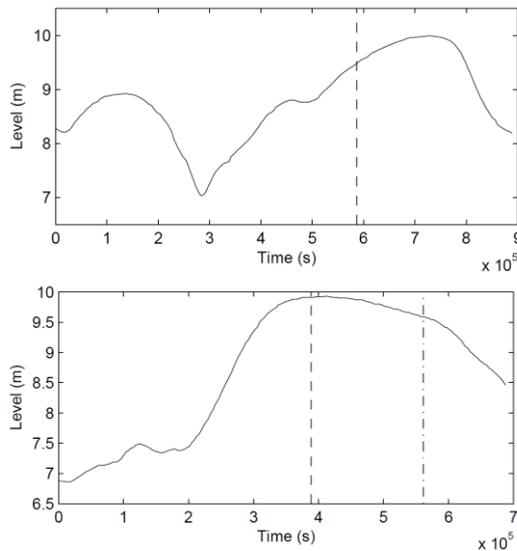


Fig. 6. Level at the Tagus outlet; Top - December 29th to January 9th; Bottom - 5th to the 13th of February.

4.2. Results

The results of the STAV2D model were compared with monitoring data and available satellite imagery. These re-

sults can however be considered blind tests, since no calibration effort was carried out.

Approximately 3 km downstream of the Tagus-Zêzere confluence is the Almourol monitoring station. The available data covers the considered event and several considerations can be drawn. Concerning mass conservation and wave celerities, the discharge in the Almourol section was computed and is compared in Figure 7 with the measurements at the station for both episodes. The computed discharges correctly follow the measured curves, describing in detail every oscillation imposed by the inlet boundary conditions and the geometry for both cases. For $t < 5 \times 10^4$ s the plot shows the fast rise of the discharge in order to cope with the difference between the permanent initial flow and the imposed conditions.

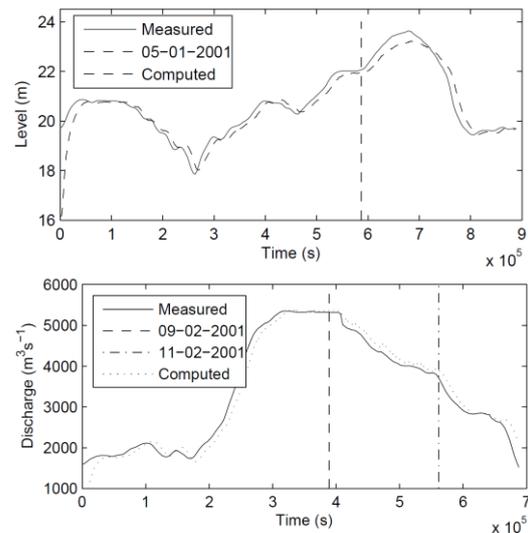


Fig. 7. Measured and computed discharges at Almourol monitoring station. Left - December 29th to January 9th; Right - 5th to the 13th of February

Friction parameters have a large influence on flow depth, and even if no calibration is presented in this work, it is important to estimate the quality of the assumptions made concerning soil usage and its relation to rugosity coefficients. Figure 8 shows the

measured and computed levels at Almourol station.

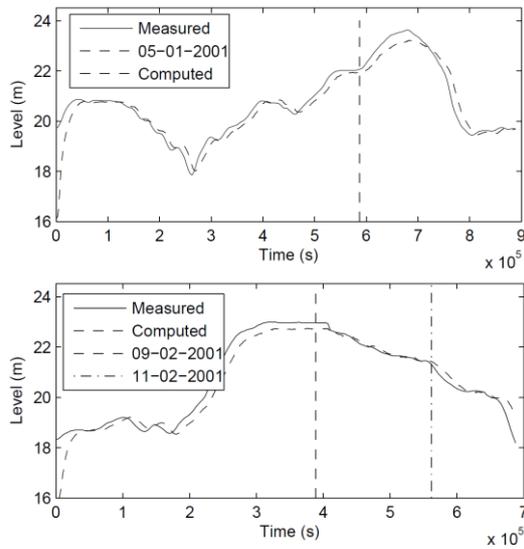


Fig. 8. Measured and computed water level at Almourol monitoring station. Left - December 29th to January 9th; Right - 5th to the 13th of February

The agreement of registered and computed values is similar to that regarding the discharge, indicating that the friction coefficient estimate was generally adequate. The peak levels present a superior deviation from the measured values. Regarding such deviation, the satellite imagery in Figures 9 and 10 presents some insights.

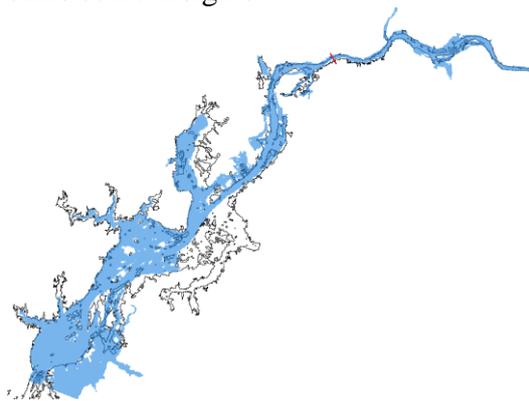


Fig. 9. White contour - Satellite image; Blue surface - Computed wet domain; Red line - Almourol section. 5th January.

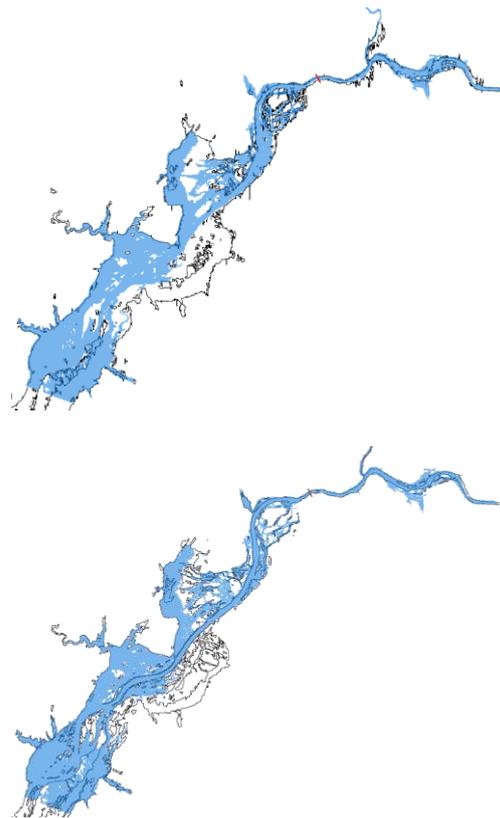


Fig. 10. White contour - Satellite image; Blue surface - Computed wet domain; Red line - Almourol section. Top-8th February; Bottom - 5th January.

The simulated flood extent, although preserving the major structures of the observed flood, shows some discrepancies mainly at the left floodplain. The flood plains are used for agricultural purposes and the morphological impact of flood events is substantial in these areas. Small hydraulic works are also common, live levees and routing canals, carried out by the agricultural community. It is therefore hypothesized that most of the differences observed are a product of the differences in the actual terrain from 2001 and the year of the DEM survey. The algorithm used to extract the flood extent from satellite data may also produce artifacts that may explain smaller differences in other regions. The fact that the flooded area is virtually identical for most of the right bank supports these hypotheses. At peak level, the discrepancies should also

produce the stronger deviations between simulation and satellite data.

5. Conclusions

Fluvial modeling introduces several problems for a simple discretization of the shallow-flow equations. Fast evolving fixed (inflow and outflow) and free (wetting and drying) boundaries, as well as complex channel bed configurations demand special attention if a stable and accurate solution is to be computed. A state-of-the-art general shallow water model, STAV2D, based on the Finite Volume Method, is used. It employs an extended and reviewed version of Roe's solver. Different approaches to the integral source terms for the bed slope were used, ensuring that the model is well-balanced for hydrostatic and non-hydrostatic solutions, even in the presence of irregular bed geometry. The model is compatible with spatially heterogeneous roughness parameters. Mesh refinement is also naturally incorporated by the method.

STAV2D was used to model a flood in the Tagus river, Portugal. The efficiency of the discretization, as well as the implementation, allow for the modeling of a 70 km long reach, with an approximately 15 m resolution anisotropic unstructured grid, with an average ratio of 1.35 computing time to simulated time in an 8-core machine. This allows for detailed simulations of highly unsteady flows for extended periods of time in a normal desktop machine, with accessible programming tools.

Satellite imagery was used to assess the results from the model. The results appear to be consistent and indicate that the presented conceptual models and discretization are suitable for the modeling of this type of flood simulations. The possible calibration relies only on the roughness coefficients, both value and spatial

distribution wise. Apart from the uncertainties in the DEM and the roughness parameters, the model provided accurate results and encourages future developments as a research and engineering tool.

References

- Bates, P., Stewart, M., Siggers, G., Smith, C., Hervouet, J.-M. & Sellin, R. (1998). 'Internal and external validation of a two-dimensional finite element code for riverflood simulations', Proceedings of the Institute of Civil Engineers, Water, Maritime and Energy, 130.
- Burguete, J. & García-Navarro, P. (2001). 'Efficient construction of high-resolution tvd conservative schemes for equations with source terms: application to shallow water flows', *Int. Journal for Numerical Methods in Fluids*, 37(2), 209-248.
- Chow (1959). *Open-Channel Hydraulics*. McGraw-Hill. New York. ISBN 1-9328461-8-2
- Hall, J. W., Manning, L. J. & Hankin, R. K. S. (2011). 'Bayesian calibration of a flood inundation model using spatial data', *Water Resour. Res.*, 47.
- Horritt, M. S. (2000). 'Calibration of a two-dimensional finite element flood flow model using satellite radar imagery', *Water Resour. Res.*, 36.
- Kalyanapu, A., Burian, S. & McPherson, T. (2009). 'Effect of land use-based surface roughness on hydrologic model output', *Journal of Spatial Hydrology*, 9.
- Kurganov, A. & Petrova, G. (2007). 'A second-order well-balanced positivity preserving central-upwind scheme for the Saint-Venant system', *Communications in Mathematical Sciences*, 5, 133-160.
- LeVeque, R. (2002). *Finite Volume Methods for Hyperbolic Problems*, Cambridge University Press.
- Mattocks, C., Forbes, C. & Ran, L. (2006). 'Design and implementation of a real-

- time storm surge and flood forecasting capability for the state of North Carolina', UNC-CEP Technical Report.
- Murillo, J. & García-Navarro, P. (2010). 'Weak solutions for partial differential equations with source terms: application to the shallow water equations', *J. Comp. Physics*, 229(11), 4327-4368.
- Murillo, J., García-Navarro, P., Brufau, P. & Burguete, J. (2010). '2D modeling of erosion/deposition processes with suspended load using upwind finite volumes', *Journal of Hydraulic Research*, 46(1), 99-112.
- Roe, P. (1981). 'Approximate Riemann solvers, parameter vectors and difference schemes', *J. Comp. Physics*, 43, 357-372.
- Toro, E. (2001). 'Shock-Capturing Methods for Free Surface Shallow Flows', Wiley, New York.
- Vázquez-Cendón, M. (1999). 'Improved treatment of source terms in upwind schemes for the shallow water equations with irregular geometry', *J. Comp. Physics*, 148(2), 497-526.

Impacto Meteorológico de los Ríos Atmosféricos en las Precipitaciones Anómalas de Galicia.

J. EIRAS-BARCA^{*1}, J.J. TABOADA², G. MIGUEZ-MACHO¹

*jorge.eiras@usc.es

¹ Grupo de Física No Lineal, Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, España

³ MeteoGalicia, Consellería de Medio Ambiente, Territorio e Infraestructuras, Xunta de Galicia, España

RESUMEN

Las estructuras filamentosas con elevada concentración de flujo de vapor de agua contenidas en las regiones prefrontales de los frentes fríos, conocidos en la literatura como Ríos Atmosféricos, son elemento principal del transporte meridional de humedad en las latitudes medias. En este artículo se analiza el impacto meteorológico de estas estructuras sobre la meteorología de Galicia, estudiando su influencia sobre las precipitaciones anómalas a lo largo del período 1979-2007, con una distribución regional de resolución cuadrada de 0.2 grados. Para ello, se presenta la climatología de la detección de Ríos Atmosféricos en el período 1979-2013, en la que se demuestra una actividad superior en los meses de invierno que en los de verano. Se muestra también el porcentaje de eventos de precipitación anómala en coincidencia con la presencia de un Río Atmosférico, así como el porcentaje de Ríos Atmosféricos (RAs) que producen precipitaciones anómalas en Galicia para cada mes del año. Con respecto a la primera relación, se muestran coincidencias cercanas al 90% en algunos puntos de la geografía gallega. Con respecto a la segunda relación, se muestra que para algunos puntos y meses del año, tan sólo el 20% de los RAs detectados sobre Galicia producen precipitación anómala en cada punto. Este porcentaje puede verse considerablemente incrementado si se imponen condiciones de persistencia a la detección del RA.

Palabras Clave: Ríos Atmosféricos, Precipitaciones Anómalas, Galicia.

1. Introducción

Más del 90% del transporte meridional de humedad está concentrado en un 10% de la circunferencia terrestre, en el interior de estructuras filamentosas (cientos de km de ancho y miles de km de largo) conocidas como Ríos Atmosféricos (RAs) (Newell et al.,

1992; Zhu and Newell, 1998; Ralph et al., 2004) Estas estructuras se asocian a las regiones prefrontales de los frentes fríos, conocidas como “warm conveyor belts” (WCB) acompañando a ciertos sistemas ciclónicos desprendidos del frente polar o cuya ciclogénesis ha tenido origen en latitudes tropicales (e.g. Stohl et al., 2008), y se presentan como las regiones más cálidas y

húmedas del sistema. Posteriormente, ha sido probado que un RA puede ser mantenido por diferentes WCB, así como más de uno de los primeros pueden ser contenidos en un único de los últimos (Sodemann and Stohl, 2013).

La definición original de los RAs presenta estos fenómenos como estructuras contenidas en campos de viento intenso ($>12.5 \text{ ms}^{-1}$) con una cantidad de vapor de agua en columna vertical integrada superior a los 2cm (e.g. Ralph et al., 2004; Ralph and Dettinger, 2011). Sin embargo, estudios posteriores plantean que la proyección regional de este fenómeno requiere que las condiciones de detección sean restablecidas en función del área de interés (e.j., Lavers et al., 2012).

Debido a la elevada cantidad de vapor de agua contenida estas estructuras, las mismas encuentran su región natural de existencia en niveles bajos de la troposfera. (Zhu and Newell, 1998) muestran que existen en todo momento entre 4 y 5 RAs por hemisferio, transportando cada uno de ellos, desde las regiones tropicales y subtropicales hasta las latitudes medias en dirección zonal, una cantidad de agua precipitable equiparable al caudal del Río Amazonas. La intensa actividad de esta fenomenología en lo que a transporte de vapor de agua se refiere, sugiere que su importancia para el ciclo hidrológico de las latitudes medias es alta. Adicionalmente, diversos estudios sobre diferentes escenarios de cambio climático, proyectan que tanto su intensidad como su frecuencia, presentarán una tendencia global al crecimiento (Lavers et al., 2013b; Dettinger, 2011a).

La conexión entre la llegada de un RA y la presencia de precipitación extrema ha sido analizada para diferentes regiones (Lavers et al., 2013a ; Dettinger et al., 2011b). Todos los estudios concuerdan en que la relación es alta, aunque variable en función de diversos factores

como la posición geográfica de la región, la orografía, o el forzamiento atmosférico (Gimeno et al., 2014).

La región española de Galicia, geográficamente contenida en el Norte del Margen Atlántico Ibérico (MAI); presenta un alto potencial para la influencia de la llegada de los Ríos Atmosféricos. Por un lado, su costa es accidentada, favoreciendo el alzamiento orográfico de un eventual RA, lo que potenciará la precipitación de su contenido de humedad. Por otro lado, es una región altamente afectada por sistemas dinámicos ciclónicos en los meses de invierno, así como por la penetración de frentes activos. Adicionalmente, estudios contenidos en la literatura prueban que el corredor tropical y subtropical del Atlántico Norte, con origen en el Golfo de México, es la principal fuente de agua precipitable para la región gallega a lo largo de todo el año (Gimeno et al., 2010; Drumond et al., 2011). Este corredor es la ruta natural de los RAs que afectan a Península Ibérica, con dinámica zonal, transportando vapor de agua procedente de las regiones subtropicales atlánticas, así como de vapor de agua capturado por evapotranspiración a lo largo del trayecto (Gimeno et al., 2014).

En este artículo se presenta un algoritmo de detección basado en Lavers et al., (2012) modificado para la detección óptima de RAs tanto en invierno como en verano sobre la región de interés. Cruzando su detección con una base de datos de precipitación observada, se presentan conclusiones mensuales y localizadas para cada punto de malla de resolución cuadrada 0.2° , los ratios de coincidencia entre la presencia de eventos de precipitación anómala (EPA) y la llegada de RAs, así como de la llegada de RAs y la presencia de EPA.

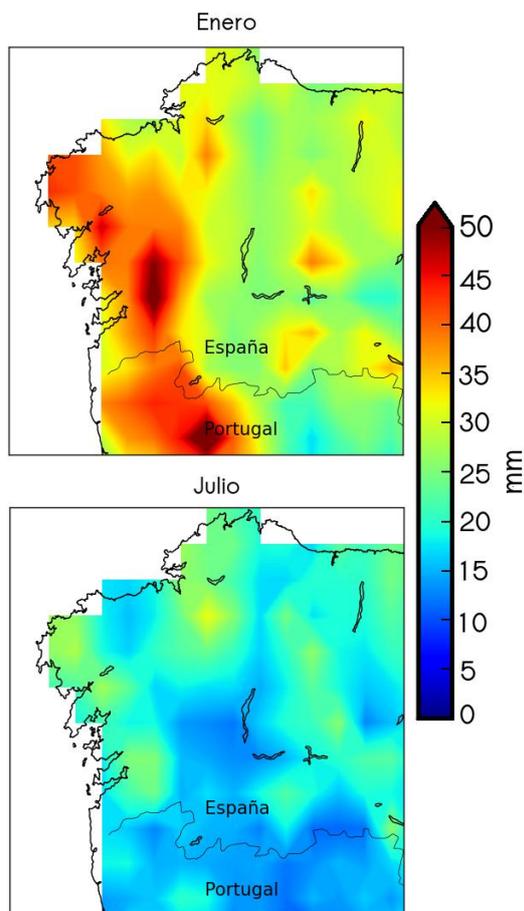


Fig. 1. Percentiles 95 sobre días de lluvia para cada punto de malla en la región de interés. Toda precipitación por encima del valor presentado será considerada anómala. Se presentan los meses de enero y julio a modo de ejemplo.

Adicionalmente, se presenta el procedimiento llevado a cabo para la instalación de dicho algoritmo en la operativa de la agencia meteorológica regional gallega (MeteoGalicia). Esta implementación se realiza con el fin de dotar a esta de un método objetivo de detección del fenómeno. Dicho método serviría de apoyo para la realización de los diferentes avisos ante fenómenos adversos, con el objetivo de minimizar los daños y costes sociales asociados a

la presencia de eventos de riada e inundación. Esta implementación servirá también para la obtención de una estadística que permita evaluar el poder predictivo aportado por una herramienta de detección de RAs frente a eventos de inundación y riada.

2. Datos y procedimiento

Tanto las condiciones de detección (de EPA y de RAs) como los resultados obtenidos han sido planteados y obtenidos de forma relativa al tiempo y al espacio, i.e. son dependientes de cada punto de malla y mes del año.

2.1. Determinación de Precipitaciones Anómalas.

Con el objetivo de determinar el valor por encima del cual se ha de considerar una precipitación como anómala, para cada punto de malla y mes del año; se hace uso de la base de datos IBERIA02. Dicha base es resultado de considerar conjuntamente las bases Spain02, proporcionada por la Universidad de Cantabria (UC), la Agencia Estatal de Meteorología de España (AEMET) y PT02 del Instituto Portugués de Meteorología (IPMA), cubriendo el período 1950- marzo2008. Esta base presenta la mayor fiabilidad en precipitación observada dado que ha sido creada mediante la interpolación de datos observados por más de 2400 estaciones controladas distribuidas por la Península Ibérica (Belo-Pereira *et al.*, 2011).

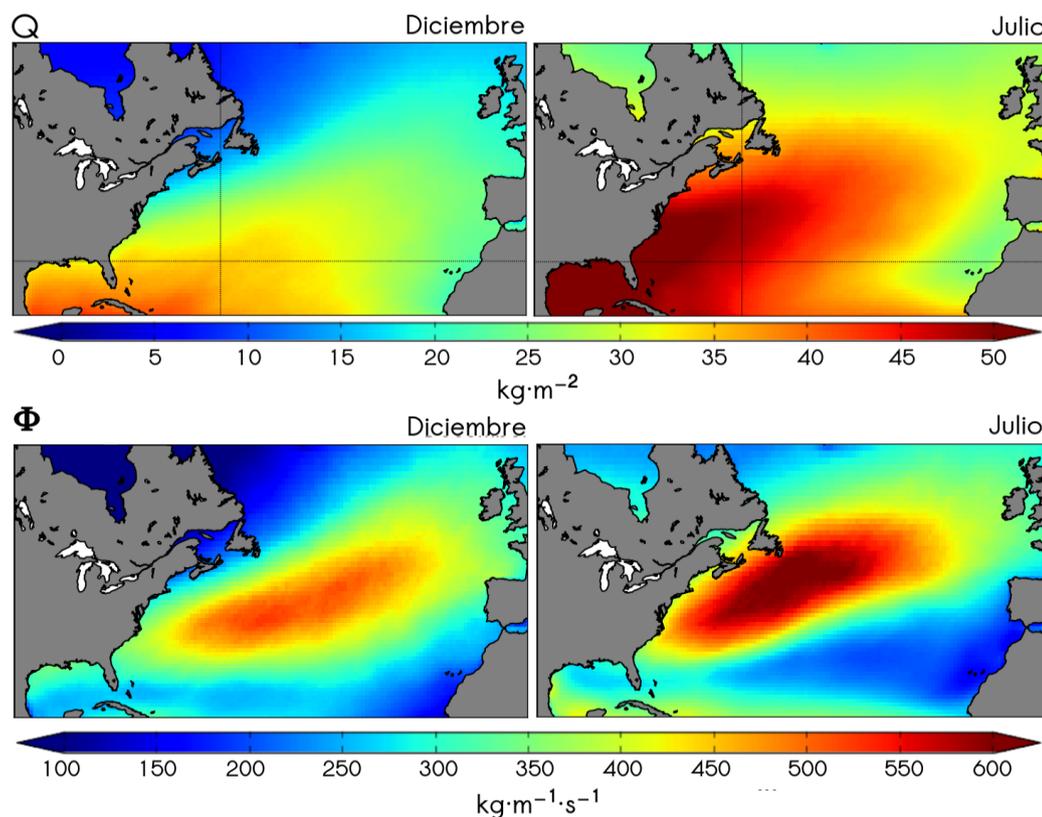


Fig. 2. Umbrales obtenidos sobre el percentil 85 para las variables de columna vertical integrada de vapor de agua (arriba) y su flujo (abajo) sobre el Atlántico Norte. Se presentan a modo de ejemplo los meses de diciembre (izquierda) y julio (derecha). Los puntos del RA deben superar el valor presentado por ellos para su punto.

Para cada punto sobre Galicia, y mes del año en el período 1979-2007 se toma el valor de precipitación. Eliminando los días sin lluvia (≤ 1 mm), se toma el percentil 95 de la serie resultante. Toda precipitación superior a ese valor es considerada anómala.

A modo de ejemplo, la Figura 1 presenta los valores de percentil 85 para los meses de diciembre y julio.

2.2. Detección de Ríos Atmosféricos.

Estudios previos plantean la detección de los RAs en función o bien, de la columna de vapor de agua, o bien de la columna de flujo de vapor de agua. Adicionalmente, se obtienen umbrales fijos a partir de los cuales puede considerarse que un punto de malla está contenido en el interior de un RA, y estos umbrales son usados sobre áreas grandes y para cualquier época del año.

Sin embargo, esta fenomenología es claramente regional, y dependiente de la época del año considerada. En verano, la cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera es mayor que en invierno, por lo que un algoritmo basado en columna de vapor de agua sobrestimaré la detección en estos meses. Contrariamente, los flujos advectivos son muy superiores en invierno que en verano, por lo que un algoritmo basado únicamente en la columna de flujo tenderá a subestimar la detección en verano.

Estimamos que el RA debe ser considerado en todo caso como una estructura anómala en contenido de humedad y su flujo. Esta anomalía debe ser analizada con respecto a la región que lo rodea en cada caso, tanto espacial como temporalmente. Por ello, se ha optado por modificar el criterio de

detección presentado en Lavers (2012) con las siguientes imposiciones :

1. El RA deberá cumplir una condición tanto sobre su columna de vapor de agua como sobre su columna de flujo de vapor de agua.
2. Los umbrales que estos valores deberán superar variarán en función del punto y del mes del año. En todo caso, no serán inferiores a los propuestos por la definición inicial.

2.2.1. Determinación de los umbrales

Siguiendo un criterio similar al presentado por Lavers (2012) y Neimann (2008), y considerándose como un percentil apropiado en la representación de eventos anómalos, se toma el percentil 85 de la serie obtenida para cada punto y mes del año con las variables de columna vertical integrada de vapor de agua (ecuación 2.a) y columna vertical integrada de flujo de vapor de agua (ecuación 2.c) obtenidos con un intervalo temporal de 6h sobre la base de datos de *Reanalysis ERAInterim* (0.7° x 0.7°) del ECMWF sobre todo el Atlántico Norte, en el período temporal 1979-2013.

$$Q = \frac{1}{g} \int_0^1 q \frac{\partial p}{\partial \eta} d\eta \quad (2.a)$$

$$(\phi_\lambda, \phi_\varphi) = \frac{1}{g} \int_0^1 (u, v) q \frac{\partial p}{\partial \eta} d\eta \quad (2.b)$$

$$\Phi = \sqrt{\phi_\lambda^2 + \phi_\varphi^2} \quad (2.c)$$

Donde g es la fuerza gravitatoria en superficie, q la humedad específica, p

refiere al nivel de presión, u y v componentes zonal y meridional del viento respectivamente y η refiere a la coordenada híbrida utilizada por el modelo del ECMWF.

A modo de ejemplo se presentan en la Figura 2 los umbrales obtenidos para el mes de diciembre y para el mes de julio.

2.2.2. Algoritmo de detección.

Se toma como base el algoritmo presentado por Lavers (2012) con las modificaciones indicadas.

El procedimiento para la detección es el siguiente:

Para un punto temporal dado (salidas del modelo 00, 06, 12 y 18 horas en el período 1979-2013) se localiza el máximo de Q a lo largo del meridiano 9°30'W y las latitudes contenidas en la costa de Galicia. Si ese máximo supera su umbral correspondiente a su punto de malla y mes del año se procede a evaluar el valor de Φ en dicho punto. Si ese punto o alguno de los vecinos más próximos supera dicho valor, el punto es guardado.

A continuación se busca entre los vecinos más próximos (Norte, Noroeste, Oeste, Suroeste, Sur) aquel que tenga el valor máximo de Q y se repite el procedimiento de comprobación. Con este procedimiento se consigue seguir al RA sobre su región más intensa, lo que garantiza un tracking apropiado. Se continúa hasta que la condición de superación del umbral deje de cumplirse. A la estructura final, para ser considerada como RA se le exigirá una longitud mínima de 2000 km y un desarrollo zonal mínimo de 1000 km.

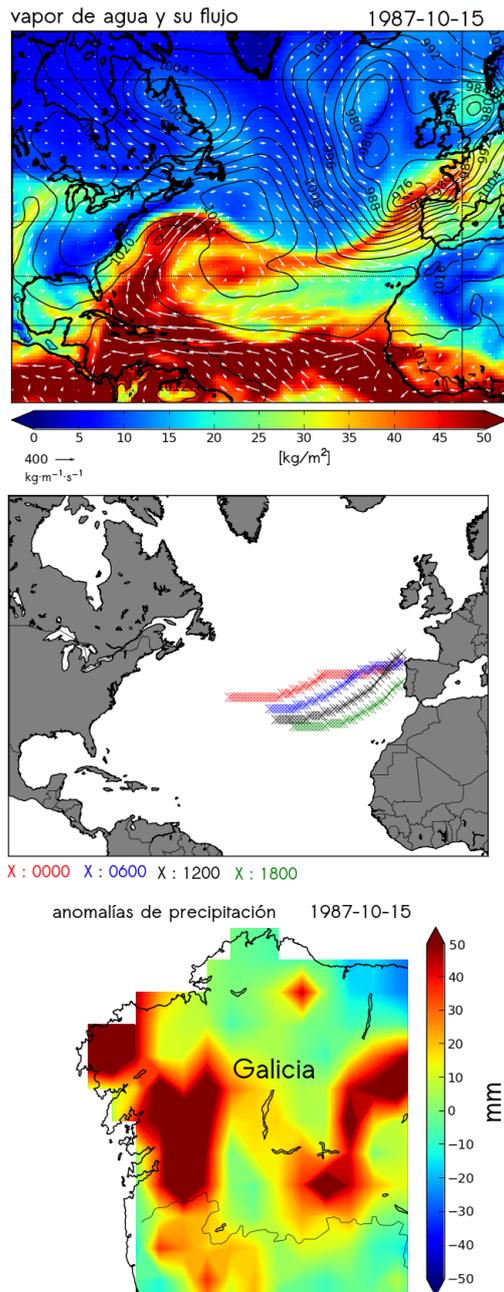


Fig. 3. Superior - Ejemplo de un potente RA impactando sobre Galicia. Medio- Sucesivas detecciones realizadas por el algoritmo sobre todo el Margen Atlántico de la PI a lo largo del día. Inferior - Anomalías de precipitación detectadas en coincidencia con la detección del RA.

La Figura 3 muestra un ejemplo de evento de RA impactando sobre las costas de Galicia, así como las

diferentes detecciones realizadas a lo largo del día por el algoritmo y la precipitación extrema asociada a la llegada del RA, con valores acumulados por encima de 90mm en 24 horas.

2.3. Búsqueda de coincidencias.

Por un lado se ha obtenido una base de datos de eventos de precipitación anómala con una resolución temporal de 24h en el período (1979-2007), y por otro lado se ha obtenido una base de datos de detección de RA a la costa gallega en el período (1979-2013) con una resolución temporal de 6h.

Tras la obtención de las series temporales de interés presentadas en la sección de resultados, se cruzan ambas bases en el período 1979-2007 para concluir, para cada mes del año:

1. El porcentaje local de EPA que están asociados a la llegada de un RA (EPA-RA).
2. El porcentaje de RA que provocan un EPA, tanto imponiendo una condición de persistencia sobre la detección, como sin imponerla (RA-EPA).

En el cruce de ambas bases se permite un intervalo de confianza de 1 día, motivado tanto por la diferencia en la frecuencia temporal, como por la posibilidad que podría tener un RA de producir precipitaciones anómalas el día siguiente a su llegada. De forma que al estudiar si un RA ha favorecido un EPA se comprueba el día de llegada del RA y el siguiente. De la misma manera, al analizar si un EPA ha sido provocado por un RA, se analiza el día del RA y el anterior.

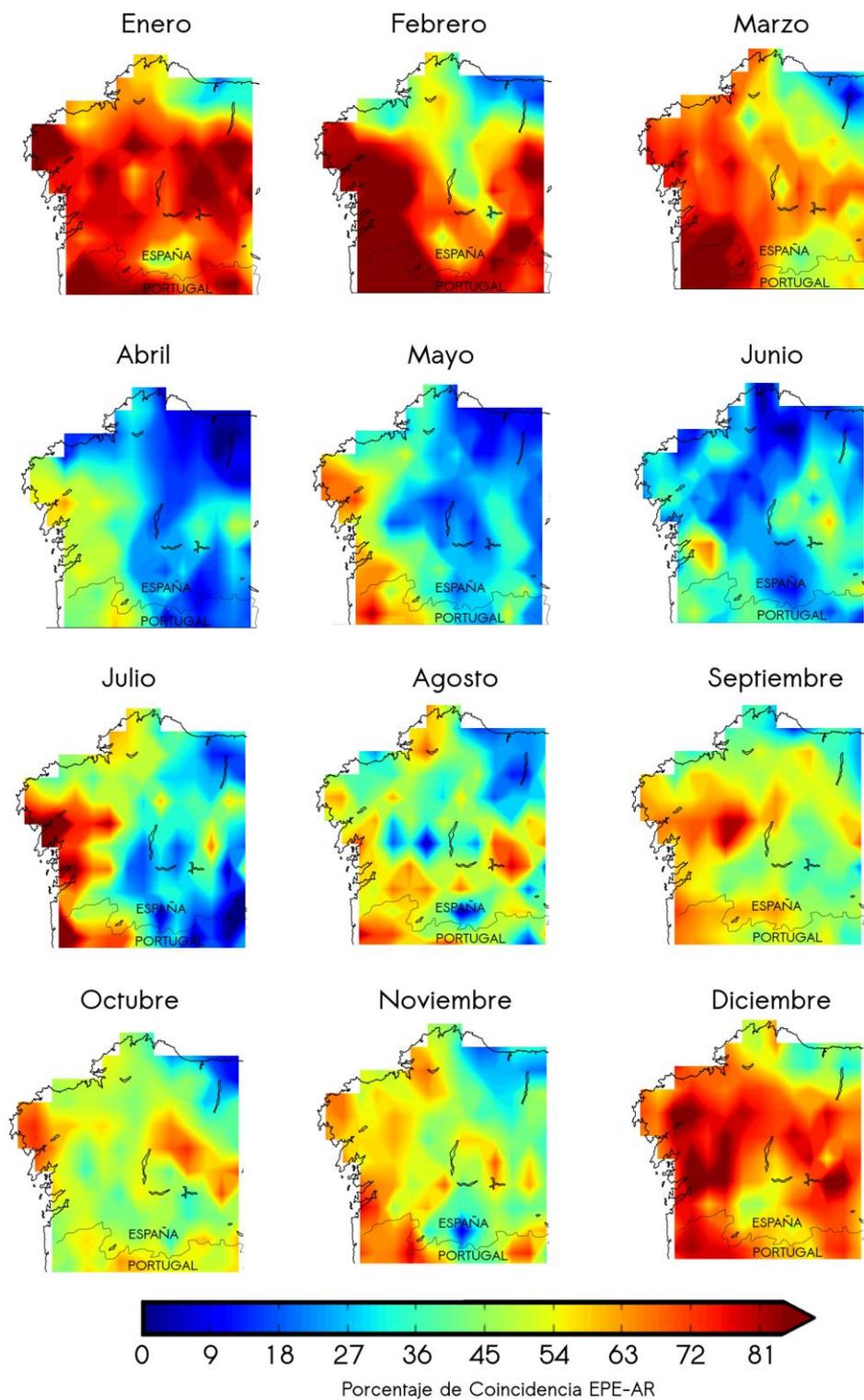


Fig. 4. Para cada punto de malla, porcentaje de Eventos de Precipitación Anómala coincidentes con la detección de un RA (EPA-RA) sobre el litoral de Galicia. Las imágenes se presentan con un suavizado gráfico bilineal.

3. Resultados

3.1 Mapas de coincidencia.

La Figura 4 muestra, para cada mes del año y punto de malla de la base de precipitaciones, el porcentaje de EPA en coincidencia con la detección de un RA (EPA-RA). Se observan regiones en los que el porcentaje de coincidencia es superior al 80%. Esto implica que el 80% de los eventos de precipitación anómala sobre ese punto han ocurrido en coincidencia con la detección de un

RA.. Los meses de invierno presentan una dependencia muy superior de los EPA con los RAs que los meses de verano. Esto puede explicarse en base al carácter de las lluvias en ambas estaciones. Tal y como se describe en Lorenzo *et al.* (2007), mientras que en los meses de verano las precipitaciones anómalas se asocian en un gran porcentaje a fenómenos de carácter convectivo, los meses de invierno asocian estas precipitaciones a la penetración de frentes y la alta actividad

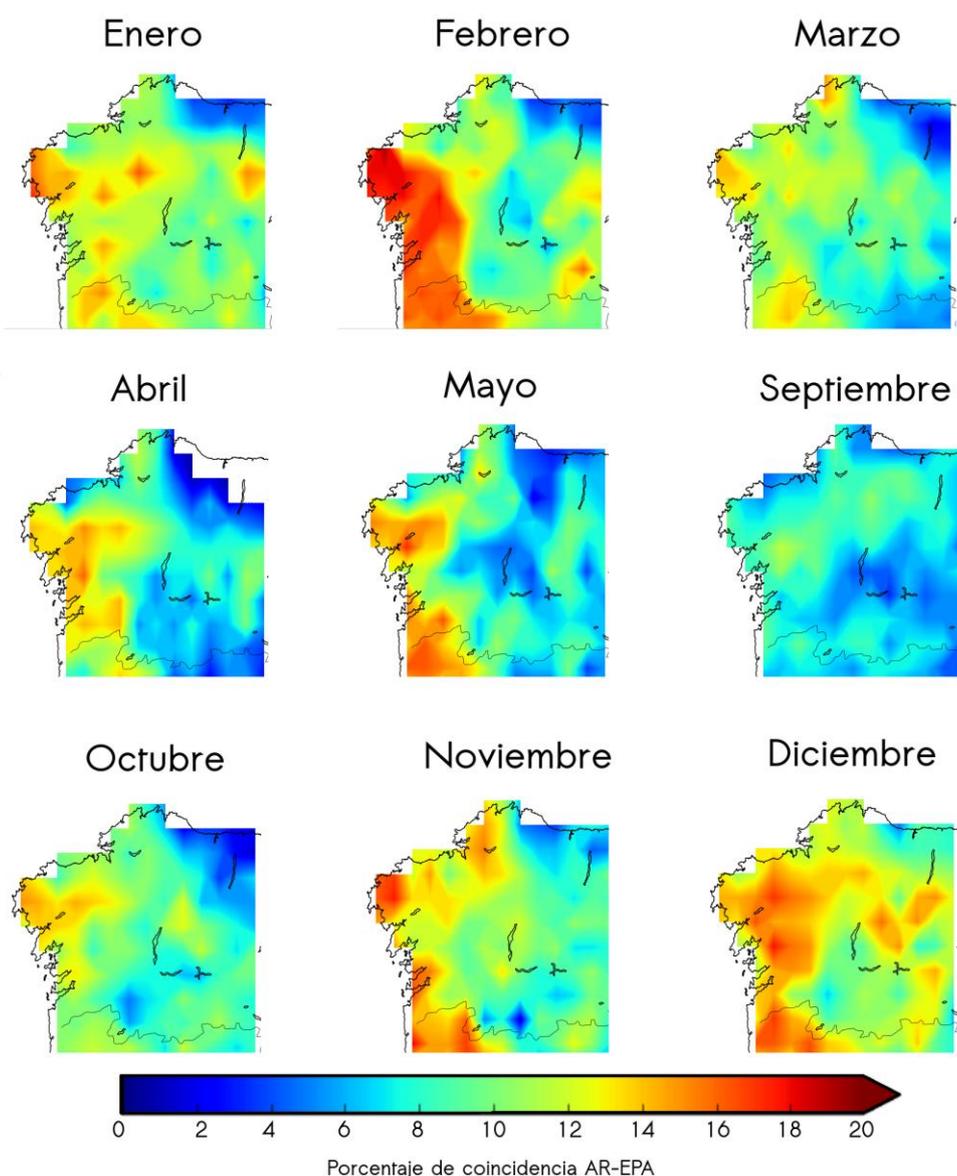


Fig. 5. Para cada punto de malla, porcentaje de detecciones que han provocado un EPA en ese punto (RA-EPA). Las imágenes se presentan con un suavizado gráfico bilineal.

dinámica de la atmósfera, que favorecen la penetración de un RA en la Península Ibérica.

Particularmente, los meses de Diciembre, Enero y Febrero son los que mayor coincidencia presentan. Estos meses se caracterizan por la elevada actividad dinámica de la atmósfera, con flujos advectivos superiores, y un elevado forzamiento natural asociado a los sistemas de bajas presiones. Tanto la intensidad elevada de flujos en la atmósfera como el forzamiento natural de ascendencia asociado a los sistemas dinámicos, favorecen la penetración de RAs y la consiguiente precipitación asociada. Por la contra, los meses de Abril, Mayo y Junio presentan coincidencias bajas. Esto es debido a que, por un lado la actividad dinámica de la atmósfera se ve mermada con respecto a los meses anteriores, y por otro lado, la misma no tiene todavía la capacidad de almacenamiento de vapor de agua que presentan los meses de verano siguientes. Ambos elementos desfavorecen la existencia de RAs.

La Figura 5 presenta el porcentaje de RAs que provocan un EPA en cada

punto de malla (RA-EPA). La distribución es mucho más homogénea que (EPA-RA) y los porcentajes son muy inferiores, con el máximo situado en una coincidencia del 20%. Esto es debido a que la simple llegada de un RA a la región no producirá necesariamente un EPA; otras condiciones, tales como el forzamiento orográfico, sinóptico o la persistencia del RA deberán ser observadas. Si se impone una condición de persistencia a la detección de un río, i.e., que el RA deba ser detectado a lo largo de todo el día, los porcentajes de coincidencia ascienden entre un 50% y un 100%.

Adicionalmente, si se busca el porcentaje de RAs que producen un EPA en algún punto cualquiera de Galicia (en cualquier punto en lugar de en todo punto), se obtiene que un 54.3% (861/1585) de los RAs detectados lo hacen. Este porcentaje es el importante a la hora de evaluar la capacidad predictiva de la detección de un RA frente a eventos de precipitación anómala/extrema.

3.2 Series Temporales.

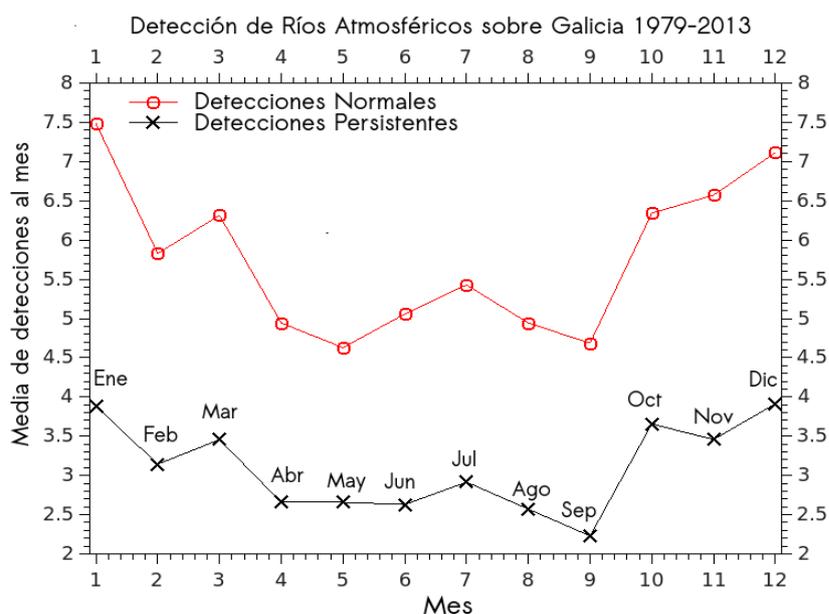


Fig. 6. Serie mensual de detecciones de Ríos Atmosféricos sobre el litoral de Galicia. La serie con icono circular rojo corresponde a los días sobre los que al menos se ha realizado una detección. La serie con aspas negras corresponde a los días sobre los que se ha realizado una detección de forma persistente. La correlación de r-Pearson entre ambas series es 0.43.

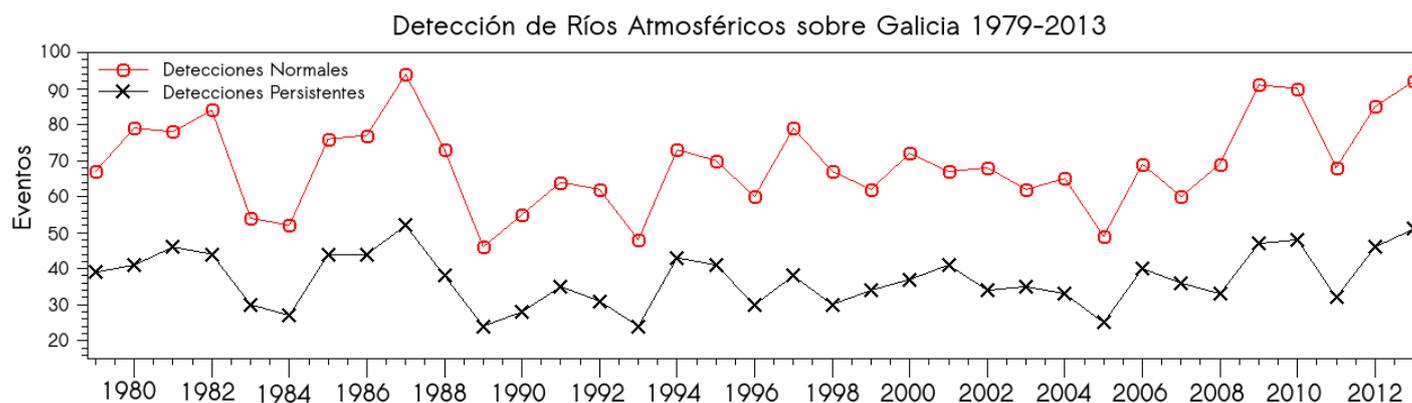


Fig. 7. Serie mensual de detecciones de Ríos Atmosféricos sobre el litoral de Galicia. La serie con icono circular rojo corresponde a los días sobre los que al menos se ha realizado una detección. La serie con aspas negras corresponde a los días sobre los que se ha realizado una detección de forma persistente. La correlación de r-Pearson entre ambas series es 0.62.

La Figura 6 muestra el promedio mensual de detecciones de RAs sobre Galicia en el período 1979-2013. La serie temporal de detecciones normales (sólo se exige una detección a lo largo del día) muestra una variabilidad superior a la serie a la que se le impone una detección persistente (el RA debe ser detectado en todas las salidas de ese día), y en general presenta el doble de casos al mes.

Los meses de invierno, en los que la región de interés sufre un elevado número de incursiones de frentes y sistemas dinámicos presentan una actividad mayor que los meses de verano. A pesar de ello, estos últimos, en los que la atmósfera es rica en vapor de agua presentan un número elevado de detecciones. Particularmente, el mes de julio, en el que la atmósfera ya tiene cantidades abundantes de vapor de agua y en el que existe todavía un remanente dinámico procedente de los meses anteriores, es el que mayor actividad presenta.

La Figura 7 presenta el ciclo anual de detecciones de Ríos Atmosféricos sobre Galicia. La variabilidad de ambas series es elevada, doblando en detecciones ciertos años a otros, como por ejemplo el 1987 que presenta más del doble de detecciones que 1989. Ambos procedimientos de detección, tanto

habiendo impuesto la condición de persistencia como sin hacerlo, pueden ser usados para analizar la correlación de la fenomenología con ciertos modos principales de variabilidad, lo que deberá ser objeto de un estudio posterior.

4. Implementación del algoritmo para predicción operativa.

El algoritmo de detección de RA presentado en este artículo ha sido instalado en la operativa de predicción de MeteoGalicia, con las siguientes modificaciones :

1. Se aplica sobre el modelo global de predicción GFS4 ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) de la NOAA, de forma que se puedan obtener conclusiones a nivel predictivo.
2. Dado que GFS4 no proporciona las variables de forma directa, estas son integradas de forma manual según lo expresado en las ecuaciones 4.a, 4.b y 4.c.

$$Q = \frac{1}{g} \int_{P_S}^{300} q dp \quad (4.a)$$

$$(\phi_\lambda, \phi_\varphi) = \frac{1}{g} \int_{P_S}^{300} (u, v) q dp \quad (4.b)$$

$$\Phi = \sqrt{\phi_{\lambda}^2 + \phi_{\phi}^2} \quad (4.c)$$

Donde P_s refiere a la presión superficial, que es necesario tener en consideración al realizar la integración manual sobre niveles de presión para no incurrir en cantidades incorrectas derivadas del uso de niveles artificiales.

El uso del algoritmo pretende otorgar una herramienta de detección objetiva de la fenomenología, que hasta el momento se sustentaba en el criterio visual del predictor. Dará apoyo a la capacidad predictiva de las precipitaciones anómalas y extremas y previsiblemente mejorará la fiabilidad de las alertas y avisos ante extremos de lluvia en la comunidad gallega.

La validación del funcionamiento de dicho algoritmo será realizada poniendo a prueba su capacidad real de facilitar la alerta ante adversos en los próximos meses en el Departamento de Predicción de MeteoGalicia, y será objeto de una publicación posterior. La Figura 8 presenta un ejemplo de detección obtenido desde el momento de instalación del algoritmo en la operativa. Por el momento no se dispone de estadística suficiente para la presentación de resultados.

5. Conclusiones

En este artículo se han analizado diferentes correlaciones y series temporales concernientes al impacto meteorológico y la climatología de los Ríos Atmosféricos sobre Galicia.

Por un lado, se ha mostrado que el porcentaje de eventos de precipitación anómala ocurridos sobre Galicia presenta un ratio de correlación muy elevado con la detección de un Río Atmosférico. Estos porcentajes presentan variabilidad entre distintos puntos de la región y entre diferentes

meses del año. En general los puntos costeros presentan una dependencia mayor con la llegada de Ríos Atmosféricos que afectan en mayor medida en los meses de invierno.

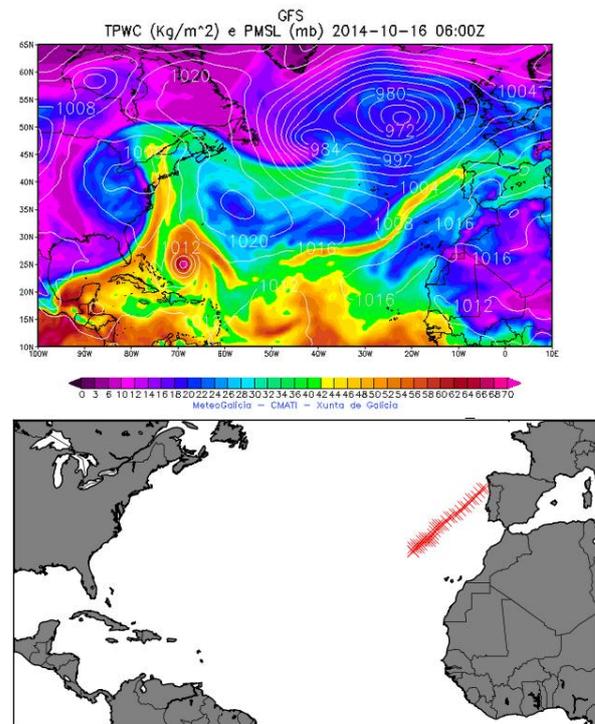


Fig. 8. Ejemplo de detección del algoritmo instalado en predicción operativa de MeteoGalicia. Se detecta un RA el día 16-10-2014. Superior - Salida de agua total precipitable de GFS. Inferior - Representación de los puntos identificados por el algoritmo como eje central del RA durante el proceso de detección.

Por otro lado, se han mostrado los porcentajes de detecciones de Ríos Atmosféricos que producen un evento de precipitación anómala. En estos casos, el ratio de coincidencia disminuye significativamente con respecto a la primera relación presentada. Este hecho es indicativo de que la simple presencia de un Río Atmosférico no es condición suficiente para el favorecimiento de un evento de precipitación anómala. Otros factores, tales como los forzamientos sinópticos y orográficos o la persistencia de las detecciones deben ser tenidos en consideración. En este sentido, los porcentajes pueden doblarse

imponiendo diferentes condiciones razonables de persistencia.

Finalmente, se presentan la climatología asociada a la detección de Ríos Atmosféricos. La distribución mensual muestra que aunque los meses de invierno presentan una mayor actividad que los de verano, las detecciones en estos últimos meses son igualmente considerables. La distribución anual presenta una variabilidad importante, y es susceptible de ser correlacionada con diversos modos principales de variabilidad climática, lo que será objeto de posteriores estudios.

Agradecimientos

Agradecemos a Meteogalicia (consellería de Medio Ambiente, Territorio e Infraestructuras de la Xunta de Galicia) el apoyo y el soporte prestado a todos los niveles en la realización del presente estudio.

Agradecemos a la Universidad de Cantabria la cesión de la base de datos SPAIN02 / IBERIA02.

Los datos de reanálisis ERA-Interim han sido obtenidos de la base de datos del ECMWF.

Referencias

- Belo-Pereira M, Dutra E and Viterbo P. (2011). Evaluation of global precipitation data sets over the Iberian Peninsula. *Jour. Geoph. Res.* 116, D20101.
- Gimeno, L, Nieto R., Trigo R.M., Vicente-Serrano S.M. and Lopez-Moreno J.I. (2010) Where Does the Iberian Peninsula Moisture Come From? An Answer Based on a Lagrangian Approach. *Journ. Hydrom.* 11, 421-436.
- Gimeno, L., Nieto R., Vázquez M and Lavers D.A. (2014) Atmospheric Rivers: a mini-review. *Frontiers in Earth Science.* 2, 2.
- Dettinger, M.D. (2011a). Climate Change, Atmospheric Rivers, and Floods in California - A Multimodel Analysis of Storm Frequency and Magnitude Changes. *JAWRA.*47, 3, 514-523.
- Dettinger M.D., Ralph F.M., Das T., Neiman P.J. and Cayan D.R. (2011b) Atmospheric Rivers, Floods and the Water Resources of California. *Water.* 3,2. 445-478.
- Gimeno, L, Nieto R., Trigo R.M., Vicente-Serrano S.M. and Lopez-Moreno J.I. (2010) Where Does the Iberian Peninsula Moisture Come From? An Answer Based on a Lagrangian Approach. *Journ. Hydrom.* 11, 421-436.
- Lavers D.A., Allan R.P., Wood E.F., Villarini G., Brayshaw D.J. and Wade A.J. (2011). Winter floods in Britain are connected to atmospheric rivers. *Geo. Res. Lett.* 38, 23.
- Lavers D.A., Villarini G., Allan R.P., Wood E.F. and Wade A.J. (2012). The detection of atmospheric rivers in atmospheric reanalyses and their links to British winter floods and the large-scale climatic circulation. *J. Geoph. Res. Atmospheres.* 117, D20.
- Lavers D.A. and Villarini G. (2013a). The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *Geo. Res. Lett.* 40, 12, 3259-3264.
- Lavers D.A., Allan R.P., Villarini G., Lloyd-Hughes B., Brayshaw D.J. and Andrew J. (2013b). Future changes in atmospheric rivers and their implications for winter flooding in Britain. *Env. Res. Let.* 8, 3, 034010.
- Newell R.E., Newell N.E., Zhu Y. and Scott C. (1992). Tropospheric rivers? – A pilot study. *Geo. Res. Lett.* 19, 24. 2401-2404.
- Ralph F.M. and Dettinger M.D. (2011). Storms, floods and the science of

- atmospheric rivers. *Eos*. 92, 32, 265-266.
- Stohl A., Forster C and Sodemann H. (2008). Remote Sources of water vapor forming precipitation on the Norwegian west coast at 60° N- a tale of hurricanes and atmospheric river. *Journ. Geophys. Res.* 113, D05102.
- Sodemann, H and Stohl A. (2013). Moisture Origin and Meridional Transport in Atmospheric Rivers and Their Association with Multiple Cyclones. *Mon. Wea. Rev.* 141, 8, 2850-2868.
- Zhu Y and Newell R.E. (1994). Atmospheric Rivers and bombs. *Geoph. Res. Lett.* 21, 18, 1999-2002.
- Zhu Y and Newell R.E. (1998). A proposed Algorithm for Moisture from Atmospheric Rivers. *Mon. Wea. Rev.* 126, 3, 725-735.

Ria de Aveiro marginal flooding: dependence on oceanic and fluvial drivers and on morphological evolution

C.L. Lopes¹, I. Alvarez^{1,2} and J.M. Dias¹

¹*carinalopes@ua.pt*

*NMEC, CESAM, Physics Department
University of Aveiro*

²*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Faculdade de Ciencias,
Universidade de Vigo*

ABSTRACT

The assessment of flood drivers magnitude and the flood extension mapping is essential to avoid and reduce the adverse impacts of floods in coastal regions. The main aim of this work is to determine the Ria de Aveiro flood extent area under different oceanic and fluvial drivers as well as under different morphological conditions. This study integrates statistical analysis of the lagoon flooding drivers with hydrodynamic modelling using the unstructured grid model ELCIRC. The results highlight that the lagoon flood extent is highly sensitive to changes on both driving forces and morphological behaviour. In mean tide conditions the lagoon presents an area of 73.4 km², which increase when sea level or fluvial discharges rise. The regions more exposed to oceanic inundation are located at the lagoon central area and at the margins of the deepest lagoon channels. Contrarily, the flat areas located at the margins of rivers channels are the regions most exposed to inundation of fluvial origin. Numerical results also highlight the high dependence of the lagoon flooded area on the morphological behaviour. Indeed, the lagoon flooded area increased 16% in spring tide conditions over 1987 and 2012 as consequence of the deepening of lagoon main channels.

Key words: inundation, storm surge, hydrodynamic modelling, ELCIRC.

1. Introduction

Coastal regions are important interface zones, involving the interaction between land, water and atmosphere processes in a dynamic balance. Their physical features provide excellent conditions for biological production, supporting consequently a high biologic diversity. At the same time, these areas are usually densely populated and strategic centres for economic development. Besides its high biological and economical value they are often highly vulnerable to both natural and anthropogenic pressures. These have been recently intensified, as

result of climate change and growing of population densities, increasing its vulnerability (FitzGerald *et al.*, 2008; Jonkman and Vrijling, 2008; Nicholls *et al.*, 1999).

Flooding in coastal areas are one of the most widely distributed of all natural hazards across Europe, threatening millions of people, livelihoods/goods, and ecosystems. Coastal lagoons are coastal landforms particularly exposed to floods because they are typically found along low-lying coastlines (Martin and Dominguez, 1994). Usually, flooding events occur when sea levels or fluvial discharges are high or when a combination of both factors

occurs. The extent of flooding depends on the magnitude of flooding drivers and on the morphological and hydrodynamic behaviour of the coastal lagoon. Therefore, considering the purpose to avoid and reduce the adverse impacts of floods it is essential to assess locally the magnitude of flooding drivers and map the flood extent.

The Ria de Aveiro is a coastal lagoon located on the northwest Portuguese coast (Figure 1), which is considered a flood prone region given the low altitude and flat topography of its marginal lands. Most of the flooding events in Ria the Aveiro occur during adverse weather conditions, when high river discharges coincides with storm surges and high tides.

Attending these concerns the present study aims to quantify inundation in Ria de Aveiro lagoon under different oceanic and fluvial drivers as well as under different morphological conditions through hydrodynamic modelling. The approach followed in this study integrates an analysis of sea level and fluvial data with hydrodynamic modelling. Particularly, the flooding drivers were characterized for the present and future climates, in order to account the impacts of climate changes on the inundation patterns.

2. Study Area

The Ria de Aveiro is a shallow lagoon with a very complex geometry. It is 45 km long and 10 km wide and presents four main channels: Mira, S. Jacinto, Ílhavo and Espinheiro (Figure 1). Furthermore, it presents a large number of shallow narrow channels and is characterized by large areas of mud flats and salt marshes. The lagoon connects with the Atlantic Ocean through a single artificial inlet built in 1808, constituted by two breakwaters that protect the navigation channel from the

swell. The inlet channel runs from the lagoon mouth to the Aveiro harbour. Its average depth (15 m relative to chart datum) is higher than the average depth of the remaining lagoon (1 m relative to chart datum).

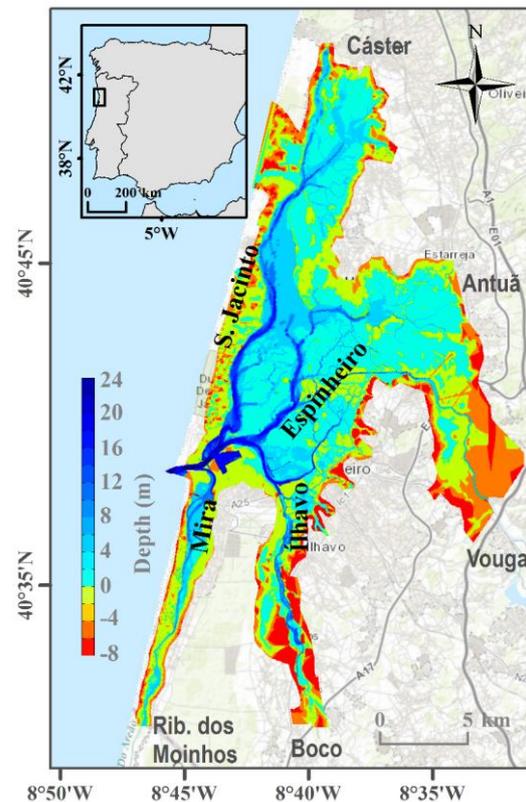


Fig. 1. Ria de Aveiro lagoon bathymetry indicating the lagoon main channels and tributaries.

The lagoon hydrodynamics is dominated by the tide, which is semidiurnal with a small diurnal pattern. As most of the lagoon channels are narrow, the wind stress and wave regime may induce only minor changes on local hydrodynamics in some restricted areas in rare situations of extreme weather conditions (Dias, 2001).

The lagoon can be considered as vertically homogeneous, except occasionally when fresh water inflows are high and the upper parts of the lagoon can present vertical stratification (Dias *et al.*, 1999; Dias *et al.*, 2000; Vaz *et al.*, 2009).

The Vouga river, inflowing in Espinheiro channel, is the main source of freshwater to the lagoon (2/3 of the total fresh water) (Dias, 2001). The Boco, Mira, Cáster and Antuã rivers inflow also at the lagoon, but their discharge is significantly lower. The total mean river discharge during a tidal cycle ($1.8 \times 10^6 \text{ m}^3$) is considerably lower than the tidal prism at the lagoon mouth. Using the most recent bathymetry, Lopes *et al.* (2013a) obtained tidal prisms of $65.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ and $139.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ for neap and spring tide, respectively.

Several lagoon morphological changes occurred recently, inducing important changes on its hydrodynamics. The extension of the northern breakwater that fix the lagoon entrance in 1987 and the generalized deepening observed at the lagoon main channels and at the inlet channel driven significant modifications on tidal propagation. Analysis of sea levels at several lagoon stations obtained in two distinct surveys performed in 1987/88 and 2002/03 revealed that the average amplitude of M_2 constituent increased approximately 24.5 cm over this period (Araújo *et al.*, 2008). Contrarily the M_2 average phase decreased approximately 17.41° (Araújo *et al.*, 2008). Recent results (not published) also reinforces these results, and show that the dredging of the lagoon main channels on the late nineties was the main cause of these changes. Furthermore, the deterioration of the salt pans existing in the lagoon central area has induced important tidal modifications, namely the increase of tidal currents, tidal prism and tidal asymmetry (Picado *et al.*, 2010), which promoted the deepening of the lagoon main channels.

3. Methodology

The methodology followed in this study comprises two fundamental steps. Initially, an analysis of oceanic and fluvial flooding drivers for the present and future climates was made in order to provide the model boundary conditions. The second issue consists on the application of the 2D hydrodynamic model ELCIRC (Zhang *et al.*, 2004) for Ria de Aveiro lagoon channels and adjacent margins in order to map inundation under different forcing conditions. This model uses a finite-volume/finite difference Eulerian-Lagrangian algorithm to solve the shallow water equations. The model configuration used in this work was previously implemented and calibrated for Ria de Aveiro. Details and results on model calibration can be found on Lopes *et al.* (2013a).

4. Results

4.1. Oceanic flooding driver analysis

Generally, the sea level at a particular location is determined by tides, storm surge and mean sea level.

Attending this, the tidal and storm surge forcing were characterised analysing the hourly sea surface elevation data recorded at the Barra tidal gauge (located at the lagoon mouth) between 1976 and 2013.

The observed annual series were decomposed in astronomic and residual series, which were analysed independently. Initially was applied harmonic analysis through the *t_tide* package (Pawlowicz *et al.*, 2002) to determine the harmonic constituents. Then were determined the residual series by subtracting the astronomic series predicted through harmonic synthesis from the observed sea levels. The tidal range of each tidal cycle was computed from astronomic series. The results highlight the fortnightly spring/neap tide cycle, generating tidal

ranges between 0.5 m at neap tide and 3.4 m at spring tide. Also, the mean tidal range is 2.1 m, while a mean spring tide has a tidal range of 2.9 m.

Concerning the residual series, the annual maximum levels were identified and fitted to a Generalized Extreme Value (GEV) distribution. Then, the storm surges height for different return periods were computed. By definition, the return period of an event is the period of time estimated for an event to be equalled or exceeded. Results show storm surges heights of 0.58 m, 0.84 m and 1.17 m for the return periods of 2, 10 and 100 years, respectively.

Statistically significant changes are not expected along the Portuguese coast in storm surge and tidal properties patterns under climate change conditions (Dias *et al.*, 2014). Therefore changes in the oceanic drivers under future climate change conditions are only attributed to changes on the mean sea level. Indeed, an increase of mean sea level between 0.42 and 0.64 m is expected for the end of 21st century at the Portuguese coast (Lopes *et al.*, 2011).

4.2. Fluvial flooding driver analysis

Concerning the fluvial data, daily mean discharges modelled by the watershed model SWAT for each tributary were analysed. This model, previously calibrated for each lagoon tributary, was run between 1932 and 2010 and between 2071 and 2100 in order to characterize the present and the future river discharge climates. The model was fed by observed and predicted (given by Global Circulation Model ECHAM5) precipitation data for the present and future climates, respectively.

The analysis performed to predicted discharges is almost similar to the one followed on the storm surge analysis. For each climate, the maximum annual discharges were determined and fitted to statistical distributions (GEV, Gumbel, Weibull, Log-normal, Gamma

and Exponential). The best fitted distribution was determined performing t-student and Qui-square significance tests and computing the Root Mean Square Error (RMSE) between observed and fitted discharges. Once determined the best fitted distribution, fluvial discharges for 2, 10 and 100 years return periods were found for each climate (Table I). The results reflect the clear dominance of the Vouga river in freshwater inflow to the Ria de Aveiro lagoon. Also, a decrease of river discharge is expected for the future climate when comparing to the present.

	Present			Future		
	2	10	100	2	10	100
Rib. dos Moinhos	113	221	381	33	73	141
Boco	33	63	108	8	19	37
Vouga	797	1032	1943	494	955	1485
Antuã	106	173	245	39	78	145
Cáster	47	78	110	17	32	49

TABLE I. River discharges (m³/s) of Ria de Aveiro tributaries for 2, 10 and 100 years return periods under present and future climates.

4.3. Hydrodynamic modelling

The 2D hydrodynamic model ELCIRC was used to investigate the sensitivity of the lagoon flooded area and extension to each flooding driver. A total of nine simulations were made, incorporating the flooding drivers analysis results (Table II). The lagoon flooded area was determined for each scenario (Table II). Generally, the results highlight the high sensitivity of the lagoon flooded area to changes on driving forcing and on morphology. As expected the flooded area increases when the sea level rises and when river discharges increase.

The influence of tidal forcing on the lagoon flood extent was determined comparing the model predictions for simulations S1, S2 and S3. Globally, the lagoon flooded area increases 23% and 31% in spring and equinoctial tides, respectively, when compared with mean

tidal conditions. The flood extent maps (Figure 2) show that the flood extension is not uniform along the lagoon, revealing regions more exposed to inundation than others. In this way, the

more exposed regions are located at S. Jacinto channel heads and also some regions located at the lagoon central area.

	Tide	Storm Surge	Mean Sea Level	Flow	Bathymetry	Area (km ²)
S1	Mean	-	-	-	2012	73.4
S2	Spring	-	-	-	2012	90.2
S3	Equinoctial	-	-	-	2012	96.4
S4	Spring	2 years	-	-	2012	114.0
S5	Mean	-	0.42m	-	2012	90.1
S6	Mean	-	0.64m	-	2012	100.1
S7	Mean	-	-	Present 2 years	2012	89.3
S8	Mean	-	-	Future 2 years	2012	106.3
S9	Spring	-	-	-	1987	76.8

TABLE II. Summary of simulations performed with the hydrodynamic model ELCIRC and respective flooded area.

In contrast, the flooded area at Mira and Ílhavo channels is quite similar for each case, revealing that flooded area at these channels is almost similar for maximum levels at the inlet between 2.1 m and 3.4 m (S1 and S3, respectively).

The influence of storm surge events on the lagoon extension was evaluated comparing the S2 and S4 simulations. The results evidence that the lagoon flooded area increases 26% in spring tide conditions when a storm surge of 0.58 m occurs. The spatial patterns of inundation (Figure 3) are quite similar to those obtained previously. The lagoon central area and the margins of Ílhavo and S.Jacinto channels are the regions most exposed. On contrary, the flood extent in Mira channel is again unchanged.

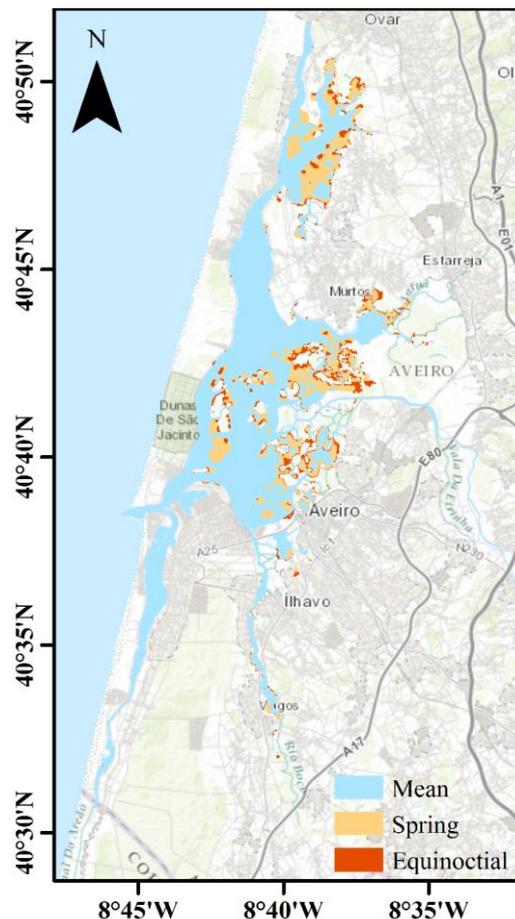


Fig. 2. Lagoon flood extent under different tidal conditions.

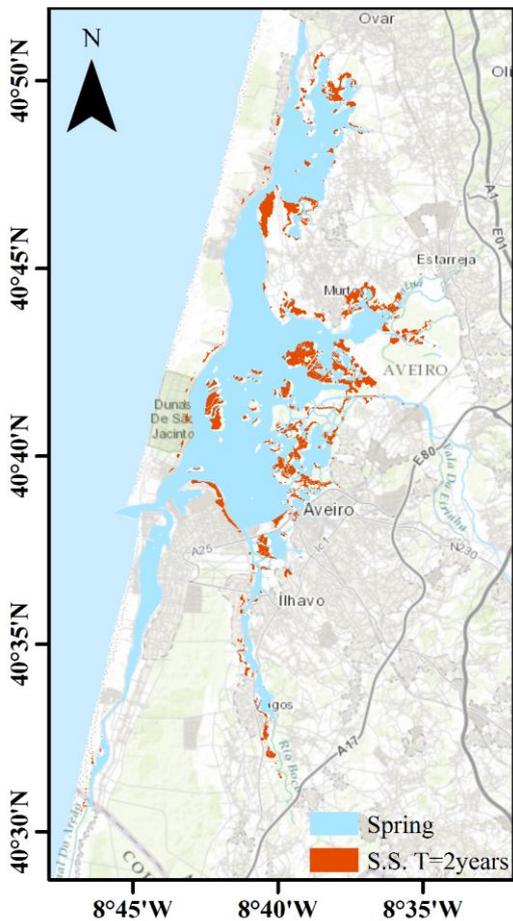


Fig. 3. Lagoon flood extent under spring tide conditions and a storm surge of 0.58 m height.

The dependence of the lagoon flooded area and extension on the mean sea level was investigated comparing the simulations S1, S5 and S6. An increase of 23% and 36% on the lagoon flooded area was found under mean sea level rise estimates of 0.42 m and 0.64 m, respectively, when compared with mean tidal conditions. The flood extent maps (Figure 4) revealed that the margins of main channels head's are the regions with a higher risk of inundation. Particularly, the regions located at the head of S. Jacinto channel are extremely vulnerable to inundation motivated by the mean sea level rise. Furthermore, some regions located at the lagoon central area are also flooded. As expected, the marginal flooding is higher for the largest mean sea level rise scenario.

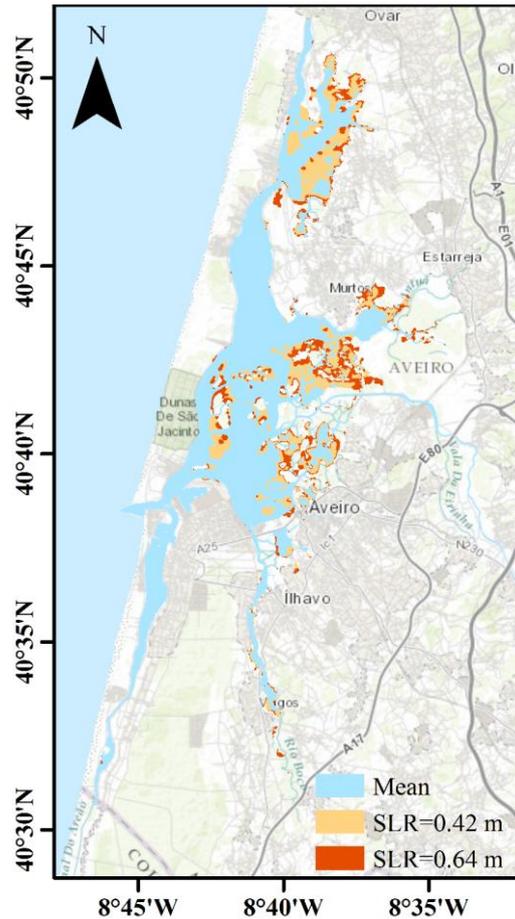


Fig. 4. Lagoon flood extent under mean tide conditions and considering 0.42 and 0.64 m mean sea level rises.

Concerning the influence of the river discharges on the lagoon flood extent, the model predictions for simulations S1, S7 and S8 were compared. The results show that the lagoon flooded area increases 45% in mean tide conditions when fluvial discharges of 2 years return period are considered. For the future climate the marginal inundation tends to decrease as a consequence of the predicted fluvial discharges reduction. The flood extent maps (Figure 5) highlight that under high fluvial discharges the flood extension increases in the lowlands located close to the mouth of the lagoon tributaries. Particularly, the margins of Vouga and Antuã river channels are highly sensitive to overtopping during high discharges.

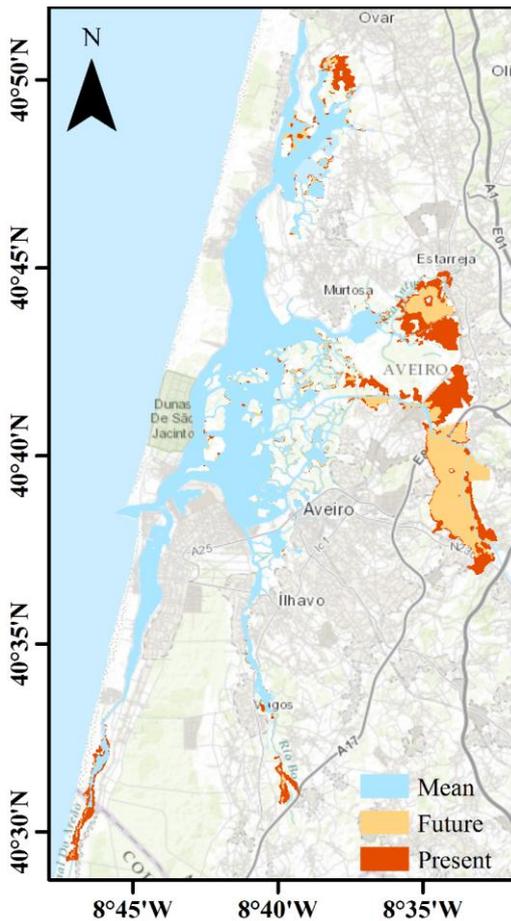


Fig. 5. Lagoon flood extent under mean tide conditions and considering fluvial discharges of 2 years return period for present and future climates.

The sensitivity of the lagoon flooded area to bathymetric changes was investigated comparing the model predictions for simulations S2 and S9. The only difference between S2 and S9 simulations is the bathymetric configurations that are used for model predictions, which are representative of 1987 and 2012 morphological conditions. Over this period the lagoon experienced mostly a deepening of its main channels, keeping its geometry unchanged. The inlet channel depth increased 12 m in some areas. Furthermore, the deepening at the Mira channel was not more than 3 m, while at the lower reaches of S.Jacinto and Espinheiro channels can achieve 8 m (Lopes *et al.* 2013b). The bathymetric changes occurred influenced the lagoon hydrodynamics and consequently the

flood extent (Figure 6). Globally, between 1987 and 2012 the lagoon flooded area increase approximately 16% in spring tide conditions.

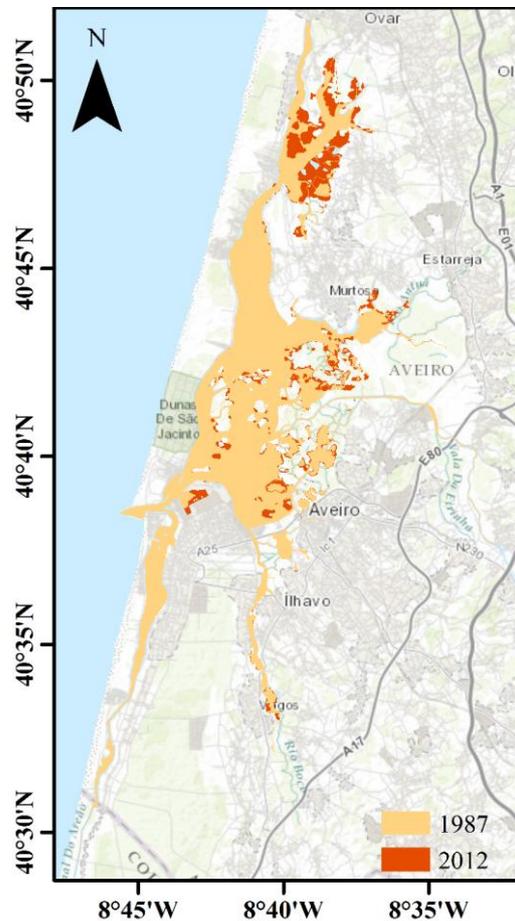


Fig. 6. Lagoon flood extent under spring tide conditions considering the bathymetries of 1987 and 2012.

The flood extent maps show that the bathymetric changes influence is higher at the upper reaches of S. Jacinto channel, which show the highest increase in flood extension. Although with a minor significance, some central lagoon regions were also flooded in response to depth variations. The flood extent in Mira and Ílhavo channels is similar for each model configuration, demonstrating that bathymetric changes did not influence significantly the hydrodynamics of these channels.

5. Conclusions

This study reports the sensitivity of Ria de Aveiro flood extent to changes on both driving forces and morphological conditions. The results of the hydrodynamic simulations show that the Ria de Aveiro marginal flooding extension is highly sensitive to changes on both driving forces and bathymetry. Generally, oceanic forcing changes affect the lagoon central area regions and the margins of S. Jacinto and Ílhavo channels. On contrary, fluvial driver changes impact the surroundings of the river channels. Regarding the main channels deepening, an increase of the lagoon flooded extension was found motivated by the rising influence of the oceanic forcing.

Under climate change conditions an increase of the mean sea level and a reduction of fluvial discharges are expected. As consequence, an increase of the lagoon flood extent at the central area regions and margins of S. Jacinto and Ílhavo channels is expected. Also, a reduction of the flood extent in the river channels marginal areas is predicted.

This study evidenced also the great potential of hydrodynamic modelling on flood assessment. Moreover, the understanding of the lagoon flooding mechanisms can be useful on the definition of structural measures to protect the more exposed regions.

References

- Araújo IB, Dias JM, Pugh DT (2008) Model simulations of tidal changes in a coastal lagoon, the Ria de Aveiro (Portugal) *Cont Shelf Res* 28:1010-1025
- Dias JM (2001) Contribution to the study of the Ria de Aveiro hydrodynamics. University of Aveiro <http://hdl.handle.net/10773/4939>
- Dias JM, Lopes JF, Dekeyser I (1999) Hydrological characterisation of Ria de Aveiro, Portugal, in early summer *Oceanol Acta* 22:473-485
- Dias JM, Lopes JF, Dekeyser I (2000) Tidal propagation in Ria de Aveiro lagoon, Portugal *Phys Chem Earth Pt B* 25:369-374
- Dias JM, Lopes CL, Coelho C, Pereira C, Alves FL, Sousa LP, Antunes IC, Fernandes M da L, Phillips MR (2014). Influence of mean sea level rise on Ria de Aveiro littoral: adaptation strategies for flooding events and shoreline retreat *J Coastal Res SI* 66: 320-325
- FitzGerald DM, Fenster MS, Argow BA, Buynevich IV (2008) Coastal impacts due to sea-level rise *Annu Rev Earth Pl Sc* 36:601-647
- Jonkman SN, Vrijling JK (2008) Loss of life due to floods *Journal of Flood Risk Management* 1:43-56
- Lopes CL, Silva PA, Dias JM, Rocha A, Picado A, Plecha S, Fortunato AB (2011) Local sea level change scenarios for the end of the 21st century and potential physical impacts in the lower Ria de Aveiro (Portugal) *Cont Shelf Res* 31:1515-1526
- Lopes CL, Azevedo A, Dias JM (2013a) Flooding assessment under sea level rise scenarios: Ria de Aveiro case study *J Coastal Res SI* 65:766-771
- Lopes CL, Plecha S, Silva PA, Dias JM (2013b) Influence of morphological changes in a lagoon flooding extension: case study of Ria de Aveiro (Portugal) *J Coastal Res SI* 65:1158-1163
- Martin L, Dominguez JML (1994) Geological history of coastal lagoons. In: Kjerfve B (ed) *Coastal lagoon processes*. Elsevier Science
- Nicholls RJ, Hoozemans FMJ, Marchand M (1999) Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses *Global Environmental Change-Human and Policy Dimensions* 9:S69-S87
- Pawlowicz R, Beardesley B, Lentz S (2002) Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB

using T-TIDE Comput Geosci-Uk
28:929-937

Picado A, Dias JM, Fortunato AB (2010)
Tidal changes in estuarine systems
induced by local geomorphologic
modifications Cont Shelf Res 30:1854-
1864

Vaz N, Dias JM, Leitao PC (2009) Three-
dimensional modelling of a tidal
channel: The Espinheiro Channel
(Portugal) Cont Shelf Res 29:29-41

Zhang YL, Baptista AM, Myers EP (2004)
A cross-scale model for 3D baroclinic
circulation in estuary-plume-shelf
systems: I. Formulation and skill
assessment Cont Shelf Res 24:2187-
2214

Relaciones entre circulación atmosférica, concentración de polen y enfermedades respiratorias en Galicia (NO España)

D. PORTO*, J.J. TABOADA¹, M.N. LORENZO, M. LÓPEZ²

**diego.portoc@gmail.com*

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,
Universidade de Vigo,
Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain*

¹*MeteoGalicia.*

*Consellería de Medioambiente, Territorio e Infraestructuras
Xunta de Galicia
Rua Roma, 6 – Santiago de Compostela – Spain.*

²*Facultad de Geografía*

Universidade de Santiago de Compostela

RESUMEN

La influencia de parámetros meteorológicos tales como la presión, la temperatura, la humedad o el viento en diferentes tipos de enfermedades ha sido objeto de estudio en las últimas décadas. En el presente trabajo se investiga concretamente sobre las relaciones entre el estado de la atmósfera, la concentración de polen y las enfermedades respiratorias en Galicia, región localizada al noroeste de la península Ibérica. Los principales resultados nos indican que en general las situaciones atmosféricas que dan lugar a mayores ingresos hospitalarios asociados a problemas respiratorios son aquellas asociadas a circulaciones de este, sureste o sur, con un segundo máximo asociado a situaciones de borrasca. Las primeras están también asociadas con elevadas concentraciones de polen, lo que puede contribuir a incrementar el número de ingresos. Las situaciones de borrasca, aunque no conlleven altas concentraciones de polen si son problemáticas al traer asociadas masas de aire muy húmedas. Como conclusión principal se puede decir que las masas de aire cálido y seco con altas concentraciones de polen son susceptibles de ocasionar problemas en el ámbito hospitalario de Galicia.

Palabras Clave: Tipos de tiempo, índice de ingresos, concentración de polen.

Introducción

En las últimas décadas la reconstrucción de análisis meteorológicos que tienen en cuenta y ponderan numerosas fuentes de datos nos aportan series temporales expresadas en mallas regulares. Este tipo de series se prestan por tanto a estudios de reconocimiento de patrones. Dentro de estos estudios se pueden encuadrar aquellos que clasifican de manera au-

tomática y objetiva los diferentes patrones de circulación (Huth et al., 2008).

Por otro lado la relación de parámetros atmosféricos con diferentes sectores económicos o sociales está tomando también gran relevancia debido a esta disposición de datos. En el ámbito sanitario la investigación entre parámetros meteorológicos y diferentes patologías ha venido siendo estudiada desde hace décadas. Así por ejemplo, recientemente, se ha comprobado que los infartos

agudos de miocardio en Galicia tienen una relación estadísticamente significativa con parámetros como la humedad y la presión atmosférica (Fernández-García *et al.*, 2014). Este tipo de relaciones habían sido anteriormente descritas también en otras áreas (Keatinge *et al.* 1997; Danet *et al.* 1999). Una de las enfermedades más directamente relacionadas con variables atmosféricas son las de tipo respiratorio, puesto que es evidente que el aire y sus características estarán necesariamente relacionados con estas patologías. Existen también numerosos trabajos que se centran en esta relación y que encuentran relaciones entre el tiempo atmosférico y las enfermedades pulmonares, en particular entre la frecuencia de aparición de diferentes tipos de tiempo sinóptico y los ingresos por enfermedad respiratoria (De Pablo *et al.*, 2009).

Otro ámbito que se ha desarrollado en las últimas décadas y sobre el que existe mucha preocupación en la comunidad médica es el aumento en las enfermedades alérgicas, en particular aquellas asociadas a la presencia de diferentes tipos de polen (Rodríguez-Rajo *et al.* 2011). También la concentración de polen en muchas áreas estará relacionada con parámetros meteorológicos (Jato *et al.* 2000) y por tanto el estudio de su relación con los mismos será de gran interés como se ha visto en otras áreas de Europa (Laaidi, 2001; Makra *et al.*, 2006). En el presente trabajo nos proponemos estudiar la relación que existe entre los diferentes tipos de circulación atmosférica que tienen lugar en la Comunidad de Galicia, el número de ingresos registrados en los hospitales de esta Comunidad por enfermedades respiratorias y la concentración de ambas variables con la concentración de diferentes tipos de polen. El área de estudio es particularmente interesante debido a que es una zona en la que las características socioeconómicas, envejecimiento, dispersión de la población, hacen que el gasto sani-

tario sea superior al de la media del estado español. Por lo tanto cualquier estudio que permita mejorar la eficiencia de dicho sistema, conociendo las circunstancias que pueden aumentar el número de ingresos hospitalarios cobra gran relevancia. En concreto, el estudio se centrará en el período entre marzo y junio ya que es cuando la concentración de polen resulta más significativa, lo que puede llevar a un agravamiento de la salud de los pacientes con deficiencias respiratorias o problemas alérgicos en determinadas circunstancias meteorológicas. Para el análisis se hará uso de una clasificación de situaciones a nivel sinóptico que nos permita integrar las influencias de diferentes parámetros como la temperatura, la humedad o el viento, representativos de masas de aire de diferentes características.

El trabajo se desarrolla del siguiente modo, primeramente se presentarán las fuentes de datos y los métodos estadísticos aplicados en el trabajo. En la sección 3 se expondrán los resultados que se discutirán en la sección de discusión y por último en la sección 5 se presentarán las conclusiones.

2. Datos y procedimiento

2.1 Clasificación objetiva de tipos de tiempo atmosférico.

Para llevar a cabo la clasificación de los diferentes tipos de tiempo sinóptico para Galicia se usó el método M. N. Lorenzo *et al.*, 2007 que a su vez fue adaptado del procedimiento desarrollado por Jenkinson y Collison, 1977 y Jones *et al.*, 1993. En este método se calculan los flujos zonales y meridionales, así como la vorticidad a partir de la presión superficial de puntos geográficamente próximos al área de estudio, en este caso el noroeste de la península Ibérica. Las reglas objetivas permiten hasta 26 tipos de tiempo diferentes. En este trabajo hemos

decidido usar aquellos que superasen el 2% de ocurrencia durante el período de estudio (2001-2010). En la Tabla I se pueden ver esos tipos de tiempo junto con su porcentaje de aparición.

Tipo de tiempo	Porcentaje (%)
A	25.67
W	8.97
SW	7.55
C	7.49
NW	5.94
N	5.29
NE	5.05
AW	3.92
ANE	3.80
E	2.97
ASW	2.85
S	2.79
ANW	2.50
AN	2.44

TABLA I. Porcentaje de aparición de diferentes tipos de tiempo.

2.2 Datos de polen e ingresos hospitalarios

Los datos del polen se obtuvieron a través de la página web del Sistema de información ambiental de Galicia (SIAM) <http://siam.cmati.xunta.es>. Proceden de la red de aerobiología que estuvo activa entre los años 2001 y 2010. La cantidad de polen se mide en granos/m³ por día.

Los datos de ingresos hospitalarios se obtuvieron a partir de la base de datos del SERGAS. En esta base de datos Figuran el número de ingresos por enfermedades respiratorias en todo el sistema de salud de Galicia. Debido a que las concentraciones de polen son significativas solamente en el período primaveral y al principio del verano para este estudio nos restringimos al período que va de marzo a junio. Para caracterizar los ingresos hospitalarios usaremos un índice similar al usado por De Pablo *et al.* (2009). Este índice tiene en cuenta el número de ingresos de un determinado día, dividido entre el número medio de ingresos y multiplicado por 100. De esta forma un

índice de ingresos de 100 significaría que ese día han ingresado un número de pacientes igual a la media del período y cualquier índice superior (inferior) a ese significará un mayor (menor) número de ingresos.

2.3. Área de estudio

Nuestra área de estudio es la comunidad de Galicia, situada en el NW de España, y dentro de Galicia se focalizará el estudio en la ciudad de Ourense que es para la que disponemos un mayor número de datos de concentración de polen.

El clima de esta región está muy influido por el anticiclón de las Azores que en invierno se sitúa hacia el sur y abre el camino para la llegada de borrascas y frentes atlánticos lo que provoca un tiempo lluvioso con predominio de situaciones ciclónicas, de oeste y suroeste. A medida que va avanzando la primavera y aumenta la radiación solar en el hemisferio norte, el anticiclón va subiendo en latitud haciendo menos frecuente la llegada de borrascas y cambiando los vientos predominantes a componente norte. Las temperaturas son suaves durante todo el año en las zonas de costa, mientras que en el interior se caracteriza por ser un clima de tipo continental, con temperaturas frías en invierno y cálidas en verano.

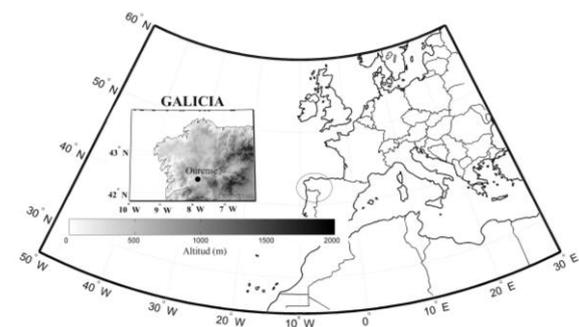


Fig. 1. Región de estudio

3. Resultados

3.1 Relación entre tipos de tiempo e ingresos hospitalarios

Primeramente se ha realizado una caracterización de la cantidad de ingresos hospitalarios por enfermedades respiratorias en función de cada uno de los tipos de tiempo presentes en la Tabla I. Para ello se divide el índice de ingresos en 4 intervalos diferentes. El primero de ellos tiene en cuenta todos los valores por debajo de 100, es decir, caracterizaría días en los que se producen menos ingresos de los normales. En el segundo intervalo tendríamos aquellos valores del índice que son superiores a 100, pero inferiores a 125. Serían por tanto aquellos días normales o con una afectación ligeramente superior a la media. A continuación veríamos los días con un índice entre 125 y 149, para caracterizar las jornadas en los que los ingresos son significativamente superiores a la media y por últimos los días en los que el índice alcanza valores superiores a 150 que caracterizaría las jornadas con un número muy elevado de ingresos.

ALL	0-99	100-124	124-149	>150
NE	55.29	25.88	16.47	2.35
E	34.00	34.00	28.00	4.00
SE	19.35	41.94	32.26	6.45
S	38.30	27.66	27.66	6.38
SW	50.39	27.56	17.32	4.72
W	50.99	28.48	16.56	3.97
NW	69.00	21.00	8.00	2.00
N	64.04	25.84	10.11	0.00
C	42.06	28.57	24.60	4.76
A	58.33	26.62	11.57	3.47
ANE	53.13	32.81	12.50	1.56
ASW	43.75	37.50	14.58	4.17
AW	57.58	30.30	12.12	0.00
ANW	73.81	14.29	11.90	0.00
AN	65.85	19.51	12.20	2.44

TABLA II. Tipos de tiempo con índice de ingresos en tanto por ciento.

En la Tabla II puede verse la distribución porcentual para cada uno de los tramos en función de los tipos de tiempo.

Si se focaliza el análisis en la columna correspondiente al índice de ingresos superior a 150 se puede ver que las situaciones de sureste y sur son las que potencialmente pueden producir más jornadas con ingresos excepcionalmente altos en comparación con el resto de tipos para el mismo intervalo de estudio. Además si se observa el índice inferior a 100, vemos que la situación de sureste es la que presenta un menor porcentaje para este intervalo de ingresos un 19.35%. Esto hace que en el 81% de los casos que tenemos SE y en el 62% de los casos en los que tenemos S tenemos ingresos por encima de la media; lo que confirma dichas situaciones como las más adversas para las patologías respiratorias, ya que en general van a producir agravamientos de estas enfermedades y por tanto un mayor número de ingresos hospitalarios. Una situación similar se produce con las situaciones de este, en el que en el 66% de los casos se supera el valor medio de ingresos. Existe un segundo grupo de tipos de tiempo potencialmente peligrosos en los que se obtienen valores relativamente elevados en el intervalo superior a 150. Este grupo está formado por las situaciones de suroeste (SW) y ciclónicas (C). Estos resultados corroboran otros obtenidos con anterioridad para el período invernal. Los tipos de tiempo asociados con E, SE e incluso S en esta época del año están asociados a baja humedad y situaciones de frío sobre todo en las primeras horas del día. Las situaciones del segundo grupo, SW y C, se caracterizan por una humedad superior a la media.

ALL	0-99	100-124	125-149	>150
NE	36.67	30.00	30.00	3.33
E	25.93	29.63	37.04	7.41
SE	17.65	52.94	29.41	0.00
S	26.67	13.33	40.00	20.00
SW	29.17	35.42	29.17	6.25
W	25.71	32.86	32.86	8.57
NW	35.29	41.18	17.65	5.88
N	7.14	64.29	28.57	0.00
C	14.55	34.55	41.82	9.09
A	29.63	36.30	25.93	8.15
CSW	13.33	46.67	20.00	20.00
ANE	31.82	40.91	22.73	4.55
AE	23.08	53.85	7.69	15.38
ASW	26.09	43.48	21.74	8.70
AW	31.58	31.58	36.84	0.00

Tabla III. Tipos de tiempo con su correspondiente índice de ingresos para los meses de Marzo y Abril.

A continuación se divide el estudio en dos períodos temporales diferentes con la idea de relacionar los resultados obtenidos con la concentración de diferentes tipos pólenes: El primer período tendrá en cuenta solamente los meses de marzo y abril, puesto que es en estos meses en los que se da la máxima concentración de polen de pinos y plátanos (Tabla III). El segundo período abarcará mayo, junio y julio (Tabla IV) en la que el polen de gramíneas alcanza las mayores concentraciones.

En la Tabla III puede verse como en este período de 2 meses las situaciones que producen mayor porcentaje de días con un índice de ingresos superior a 150 son las de sur, apareciendo también una situación híbrida entre C y SW con un 20% de casos en los que ese tipo de tiempo dio lugar a un índice de ingresos superior a 150. Si atendemos al porcentaje de días con un índice superior a 125 vemos como en esencia se mantienen los dos grupos comentados anteriormente como los que se encuentran ligados a un mayor número de ingresos. Uno de ellos asociado a situaciones secas y frías (SE,

E) y el otro asociado a situaciones más templadas y húmedas (SW, C y CSW).

ALL	0-99	100-124	125-149	>150
NE	61.90	28.57	9.52	0.00
E	55.56	33.33	11.11	0.00
SE	22.22	44.44	22.22	11.11
S	44.00	36.00	20.00	0.00
SW	62.12	31.82	6.06	0.00
W	69.62	25.32	3.80	1.27
NW	77.55	18.37	4.08	0.00
N	63.46	28.85	7.69	0.00
C	70.49	19.67	8.20	1.64
A	72.91	21.91	4.78	0.40
ANE	70.59	23.53	5.88	0.00
ASW	54.55	31.82	13.64	0.00
AW	73.81	19.05	4.76	2.38
ANW	87.50	4.17	8.33	0.00
AN	81.48	18.52	0.00	0.00

Tabla IV. Tipos de tiempo con su correspondiente índice de ingresos para los meses de Mayo, Junio y Julio.

El escenario cambia al estudiar el período correspondiente al polen de gramíneas (mayo, junio y julio). En este caso hay que destacar que se producen muy pocos casos en los que el índice de ingresos supere el 150, ya que es un período del año en el que no se dan condiciones de frío. De todas formas, el grupo de situaciones secas (E, SE y S) siguen siendo las situaciones con mayor probabilidad de ingresos superiores a la media por enfermedades respiratorias, pero en este caso ya no destacan las situaciones de humedad como los ciclones o las situaciones de suroeste.

3.2 Relación de tipos de tiempo y concentración de pólenes

En esta sección se ha focalizado el estudio sobre 3 tipos de polen diferente por su impacto en el área de estudio. Estos pólenes son los del pino y los plátanos, cuyo período de floración tiene lugar en los meses de marzo y abril y el de las gramíneas que se da principalmente en los meses de mayo, junio y julio.

A diferencia de lo que sucedía en el apartado anterior en el que tenemos los

ingresos hospitalarios para toda Galicia, en el caso de los pólenes los datos son diferentes en cada punto concreto, por lo que hemos decidido centrarnos en una zona del interior de Galicia, como es la de Ourense en donde la concentración de estas 3 especies es relativamente elevada.

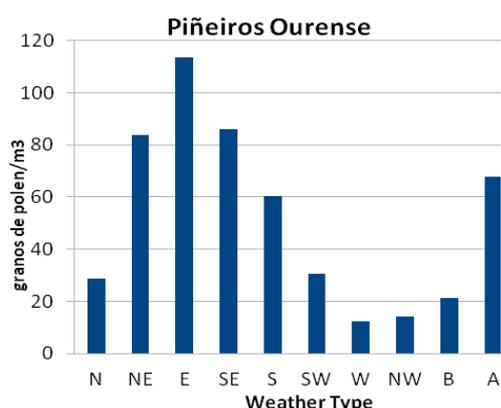


Fig. 2. media del número diario de granos de polen/m³ de pino con respecto a cada tipo de tiempo.

Si se calcula la concentración promedio para cada tipo de tiempo sinóptico puede verse (Figura 2) como los tipos de tiempo que en promedio vienen asociados con una mayor concentración de polen de pino son los de E, seguidos por los de SE y NE. Una representación tipo rosa de vientos (Figura 3) muestra como las situaciones con una componente este son las que tienen en promedio mayores concentraciones de polen de pinos en el área de Ourense.

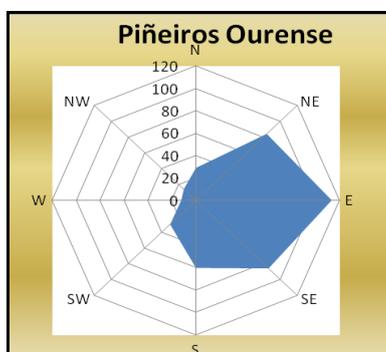


Fig. 3. Diagrama de la cantidad de polen de pino con cada tipo de tiempo.

La situación es similar en el caso de los plátanos, puesto que también las

situaciones de E son las que tienen mayores concentraciones de polen de plátanos (Figura 4) seguidas también por las de SE. En este caso, a diferencia de lo que sucedía con el polen de pino, las situaciones de oeste (W) dan cuenta también de una elevada concentración de polen.

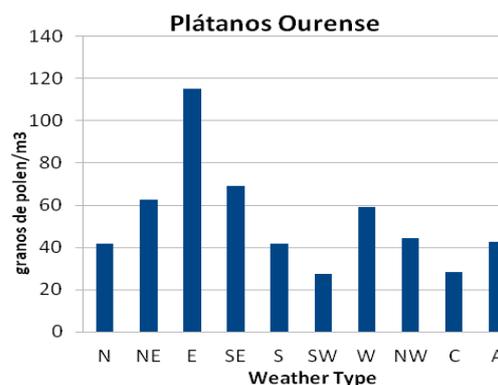


Fig. 4. media del número diario de granos de polen/m³ de plátanos con respecto a cada tipo de tiempo.

Esto llevado al diagrama de rosa de vientos (Figura 5) muestra un esquema un tanto diferente del que veíamos en la Figura 3 para el caso de los pinos.

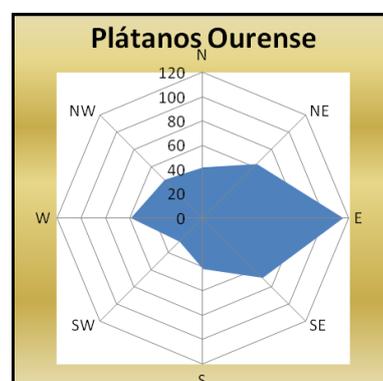


Fig. 5. Diagrama de la cantidad de polen de plátano con cada tipo de tiempo.

Para el polen de gramíneas, destaca el hecho de que la máxima concentración no se da con situaciones de SE como en el caso de los pinos o los plátanos, sino con situaciones anticiclónicas (Figura 6). Esto puede ser debido a que las situaciones de mayor concentración de estos pólenes tienen lugar en períodos próximos al verano o dentro del mismo en el que los anticiclones tienen mayor

probabilidad de aparecer y de ser persistentes. De todas formas se sigue observando un pico secundario en la concentración promedio asociado a las situaciones de SE y S.

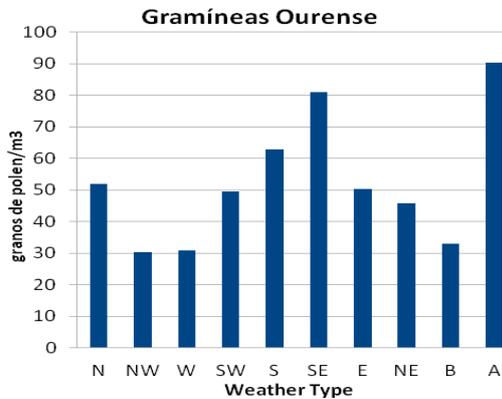


Fig. 6. media del número diario de granos de polen/m³ de gramíneas con respecto a cada tipo de tiempo.

Siguiendo el mismo esquema que con las especies anteriores, si llevamos esta información a un gráfico circular del tipo rosa de vientos vemos como de nuevo destacan las situaciones con una componente este (Figura 7).

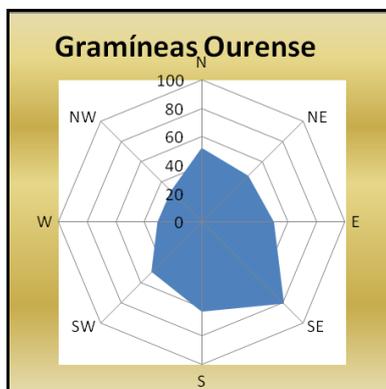


Figura 7: Diagrama de la cantidad de polen de Gramíneas con cada tipo de tiempo.

4 Discusión

La relación entre los tipos de tiempo y el número de ingresos por enfermedades respiratorias ha mostrado que existen dos grupos de situaciones sinópticas que pueden resultar preocupantes para los grupos de riesgo. Por un lado tenemos situaciones que dan lugar a tiempo seco,

tales como las de sureste o este y situaciones que dan lugar a tiempo húmedo, suroeste y ciclones. En medicina es conocido que además de la temperatura, la humedad es otro importante factor ambiental que tiene una estrecha relación con las enfermedades respiratorias (Shaman and Kohn, 2009). Podríamos decir por ello que este resultado era esperado, puesto que sobre todo al principio del período estudiado, marzo-julio, las primeras situaciones todavía pueden dejar bajas temperaturas, principalmente en las horas nocturnas y las primeras horas diurnas. Estas situaciones son las que producen los mayores riesgos de altos índices de ingresos hospitalarios por enfermedad respiratoria. En cuanto al segundo grupo de situaciones asociadas a niveles altos de humedad y episodios de lluvia, debemos decir que; así como la baja humedad favorece la aparición de enfermedades asociadas a virus, tales como la gripe, la alta humedad genera un ambiente propicio para la proliferación de hongos y bacterias, de forma que aumenta el riesgo de enfermedades tales como la neumonía.

De todas formas los argumentos anteriores, asociando baja humedad a la presencia de virus y alta humedad a la proliferación de hongos o bacterias son satisfactorios para el período invernal en el que estas situaciones están acompañadas de bajas temperaturas. Sin embargo en el período estudiado deben existir otros factores, más allá de la temperatura que explique esta distribución de ingresos. Un candidato obvio es la presencia de altas concentraciones de polen en la atmósfera. Al estudiar las relaciones entre las concentraciones de 3 diferentes clases de polen y las situaciones sinópticas que aparecen durante los meses de prevalencia del polen de esas especies, hemos obtenido que en general las concentraciones de polen

más elevadas están asociadas a situaciones del primer tipo, siendo las concentraciones promedio más altas en situaciones de sureste para 2 de las 3 especies de polen estudiadas, pino y plátano. En el caso de las gramíneas tendríamos que las mayores concentraciones se dan con situaciones anticiclónicas, siendo las segundas las situaciones de sureste. Esto nos lleva a pensar que en primavera, a diferencia del invierno muchas enfermedades respiratorias pueden verse agravadas por la presencia de elevadas concentraciones de polen en el aire que pueden producir reacciones autoinmunes. Es por ello que el elevado índice de ingresos asociados a situaciones de este o sureste puede deberse a una combinación de baja humedad que favorezca la transmisión de virus y a una alta concentración de granos de polen que afecte a las personas alérgicas.

5. Conclusiones

En el presente trabajo se ha estudiado la relación entre diferentes situaciones sinópticas y dos parámetros diferentes. Por un lado el índice de ingresos hospitalarios por enfermedades respiratorias y por otro lado la concentración de polen de 3 especies diferentes en el periodo primaveral de marzo a julio. Como conclusiones principales se obtiene:

- Las situaciones de mayor riesgo para pacientes con enfermedades respiratorias están asociadas a situaciones de tiempo seco, más concretamente a situaciones de sureste o este. Existe un segundo grupo de riesgo asociado a situaciones de mucha humedad, tales como los suroestes o las situaciones ciclónicas.
- Las mayores concentraciones de polen se obtienen en general con situaciones de sureste o este, siendo estas las que

tiene mayor concentración en promedio para el polen del pino o el plátano. En el caso de las gramíneas solamente se ve superado por las situaciones anticiclónicas.

Estos dos puntos nos llevan a pensar que durante la primavera y al principio del verano las situaciones de menor humedad que facilitan la presencia y proliferación de virus se ven agravadas para los pacientes con enfermedades respiratorias por la presencia de altas concentraciones de polen en el aire.

Existen otros factores que deberían ser estudiados en el futuro, tales como los índices de calidad del aire, que podrían ayudar a acotar todavía más las conclusiones de este trabajo y facilitar una mejor asignación de recursos, ya que no debemos olvidar que las situaciones sinópticas se pueden pronosticar con mucha fiabilidad con hasta 3 ó 4 días de antelación.

Referencias

- Danet S., Richard F., Montaye M., Beauchant S., Lemaire B., Graux C., (1999). Unhealthy effects of atmospheric temperature and pressure on the occurrence of myocardial infarction and coronary deaths. A 10-year survey: the Lille-World Health Organization MONICA Project (Monitoring Trends and Determinants in Cardiovascular Disease). *Circulation*;100: e1-e7.
- De Pablo F., Tomás C., Soriano L. R. and Diego L. (2009). Winter circulation weather types and hospital admissions for cardiovascular, respiratory and digestive diseases in Salamanca, Spain, *Int. J. Climatol.*,29: 1692-1703.
- Fernández-García, J. M., Dosil, O., Taboada J. J., Fernández, J. R. Sánchez-Santos L. (2014). Influence of the weather in the incidence of the acute myocardial infarction in Galicia

- (Spain). *Revista de Medicina Clínica*. Accepted for publication.
- Huth R., Beck C., Philipp A., Demuzere M., Ustrnul Z., Cahynová M., Kyselý J. and Tveito O. E: (2008). Classifications of Atmospheric Circulation Patterns: Recent Advances and Applications. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1147 105-152
- Keatinge W. R., Donaldson G. C., Bucher K., Cordioli E., Dardanoni L., Jendritzky G. (1997). Cold exposure and winter mortality from ischaemic heart disease, cerebrovascular disease, respiratory disease, and all causes in warm and cold regions of Europe. *Lancet*; 349:1341–1346.
- Jato M. V., Rodríguez F. J., Seijo M. C. (2000). Pinus pollen in the atmosphere of Vigo and its relationship to meteorological factors. *International Journal of Biometeorology*, 43, pp 147-153.
- Jenkinson A. F., Collison F. P. (1977). An initial climatology of gales over the North Sea. *Synoptic Climatology Branch Memorandum*, 62, Meteorological Office, London.
- Jones P. D., Hulme M., Briffa K. R. (1993). A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *International journal of Climatology*, 13, 655-663.
- Laaidi K. (2001). Predicting days of high allergenic risk during *Betula* pollination using weather types. *International Journal of Biometeorology*, 45, pp 124-132
- Makra, L., Juhasz M., Mika J., Bartzokas A., Beczi R. and Sumeghy Z. (2006). An objective classification system of air mass types for Szeged, Hungary, with special attention to plant pollen levels. *International Journal of Biometeorology*, 50, pp 403-421.
- Rodríguez-Rajo F. J., Jato V., González-Parrado Z., Elvira-Rendueles B., Moreno-Grau S., Vega-Maray A., Fernández-González D., Asturias J.A., Suárez-Cervera M. (2011). The combination of airborne pollen and allergen quantification to reliably assess the real pollinosis risk in different bioclimatic areas. *Aerobiologia* 27(1):1-12.
- Shaman J, and Kohn M. (2009). Absolute humidity modulates influenza survival, transmission and seasonality. *PNAS*, vol.106, n° 9, 3243-3248

Fuentes de humedad en el Sahel a partir de un método 3D Lagrangiano

I. ALGARRA, R. NIETO*, M. VAZQUEZ

**rnieto@uvigo.es*

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,
Universidade de Vigo,
Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain*

RESUMEN

La región de El Sahel está considerada como una de las regiones del planeta donde los impactos climáticos están siendo más severos en las últimas décadas, encadenando periodos de sequías importantes durante periodos largos de tiempo. Por ello es importante analizar los motivos de las variaciones en su precipitación. En este trabajo se identifican y analizan las principales fuentes de humedad de El Sahel de forma anual y estacional para un período de 33 años (1980-2012), así como la variabilidad interanual de estas y su relación principales patrones de teleconexión que afectan a la región (ENSO, NAO y WASMI). Para la identificación de las fuentes de humedad se ha utilizado el modelo de dispersión lagrangiano FLEXPART (Stohl y James, 2004; 2005) alimentado con datos del reanálisis ERA-Interim del ECMWF cada seis horas. El método computa el balance de la evaporación menos precipitación mediante el cálculo del cambio de la humedad específica a través de trayectorias de partículas de aire. El estudio de las fuentes muestra que la principal fuente de humedad para la región del Sahel son los propios procesos de evaporación local (recycling). Además se identifican las siguientes fuentes de humedad: i) el Golfo de Guinea, ii) el Atlántico Norte cercano a la costa africana hasta la Península Ibérica, iii) el Mediterráneo, incluyendo el Mar Rojo, iv) el noreste del continente africano y v) el centro-este de África. En un análisis estacional más detallado durante los meses cálidos se detecta como fuente menor el océano Índico. La estacionalidad se encuentra muy marcada por la influencia de la temporada del Monzón, cuando el Golfo de Guinea actúa como fuente dominante sobre la región del Sahel. El largo periodo temporal analizado permite análisis de la variabilidad y relaciones con los principales modos de variabilidad que afectan a la región, como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) o el monzón Africano (WASMI).

Palabras Clave: Sahel, Transporte de humedad, FLEXPART, Precipitación, modos de variabilidad climática

1. Introducción

La región de El Sahel se trata de una franja localizada al Norte de África que se extiende de Oeste a Este entre el océano Atlántico y el Mar Rojo. Se trata de una de transición entre el desierto del

Sáhara al Norte y la sabana africana al Sur. Aunque el término Sahel se aplica a toda la franja latitudinal, en este trabajo se analiza su región más occidental, que la zona más vulnerable a la variabilidad climática. El máximo de precipitaciones en El Sahel se concentra durante los meses del verano boreal,

con un pico de lluvias en agosto. Las precipitaciones están íntimamente asociadas a la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la cual se encuentra situada más al Norte durante el verano boreal. El flujo de vientos predominante en la región del Sahel son los vientos Alisios, flujo del NE, conocidos como vientos del Harmattan, que se caracterizan por ser vientos muy fríos y secos, con alto contenido en polvo. Durante los meses de verano boreal, que coinciden con la temporada de monzón, el intenso calentamiento de la superficie terrestre provoca la formación de una baja térmica que modifica el régimen de vientos favoreciendo la entrada de masas de aire procedentes del Golfo de Guinea, masas de aire con alto contenido en humedad que aportan vapor de agua a la región del Sahel (Nicholson, 2013). Estudios previos realizados para 5 años, 2000-2004 (Nieto *et al.*, 2006), revelan que la principal fuente de humedad son los propios procesos de evaporación local (recycling), además del Golfo de Guinea, el Atlántico norte y el Mediterráneo.

El objetivo de este trabajo es ampliar el periodo de estudio a 33 años (1980-2012) para la identificación y caracterización de las fuentes de humedad para la región de El Sahel tanto a escala anual como estacional. Este periodo largo de tiempo permitirá realizar análisis de variabilidad que no se han llevado a cabo hasta el momento, y evaluar la relación existente entre las fuentes y los principales modos de variabilidad climática (NAO, ENSO y WASM).

2. Datos y procedimiento

El método empleado en este trabajo es el modelo lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART que fue desarrollado por Stohl *et al.* (1998)

originalmente para la dispersión de contaminantes en la atmósfera y adaptado posteriormente para diagnosticar el flujo de agua en superficie (Stohl and James, 2004, 2005). El modelo se alimentó cada 6 horas con datos de reanálisis ERA-Interim del Centro Europeo de Predicción a Corto y Medio Plazo (ECMWF) con una resolución horizontal de 1° x 1° en latitud y longitud. Este reanálisis está considerado como el mejor para el estudio de la rama atmosférica del ciclo hidrológico.

FLEXPART divide la atmósfera en un gran número de partículas, cerca de 2 millones. Conociendo la velocidad tridimensional del viento, es posible reconstruir la trayectoria de las partículas que llegan a una posición dada. Los cambios de humedad en cada momento se monitorizan calculando las variaciones de humedad específica (q). Estos valores se registran cada 6 horas. A través de los cambios de q en el tiempo, se pueden registrar aumentos y disminuciones de la humedad en la partícula a lo largo de su trayectoria a través de la siguiente ecuación:

$$(e - p)_k = m \frac{dq}{dt}$$

donde m es la masa de la partícula, e la evaporación y p la precipitación, que representan el aumento y disminución de humedad en la partícula respectivamente.

Para conocer el flujo total de agua dulce en superficie para un área determinada A se realiza el sumatorio del campo de $(e - p)$ para todas y cada una de las partículas que residen en la columna atmosférica de dicha área. De esta forma obtenemos el flujo total de agua dulce (E-P).

Donde el campo de $(E - P)$ es positivo ($E-P > 0$) define las regiones

consideradas fuente de humedad, en ellas las partículas adquieren humedad. Mientras que las zonas donde los valores sean negativos ($E-P < 0$) representan las zonas sumidero de humedad, es decir, en ellas las partículas pierden humedad. Este método se puede desarrollar hacia adelante (modo forward) o hacia atrás en el tiempo (modo backward), que es el modo que se emplea en este trabajo. Así pues donde se calculan las retro trayectorias para un periodo de tiempo de 10 días (tiempo de vida promedio del vapor de agua en la atmósfera) de las partículas que llegan a la región de El Sahel.

3. Resultados

3.1. Identificación climática de las fuentes de humedad

El balance de $E-P$ se calcula para las retro trayectorias de las partículas que llegan a la región de El Sahel, definida entre 10° - 20° N y 16° W- 20° E (línea negra en la Figura 1). Con este cálculo se verá dónde se origina la humedad que llega a la región sumidero de interés. En la Figura 1 se muestra el análisis anual del campo de $(E-P)$ para cada día (D) hacia atrás en el tiempo (donde D varía de 1 hasta 10). Así el día $D=1$ significa un día hacia atrás en el tiempo, por lo que el campo de $(E-P)$ indica su variación para las partículas un día antes de llegar a la región destino. El mapa D-2 representa los

valores de $(E-P)$ dos días antes de llegar al Sahel, y así hasta el día 10. Los colores cálidos representan zonas donde $(E-P) > 0$, es decir, regiones fuente de humedad, mientras que los colores fríos representan aquellas regiones donde $(E-P) < 0$, y por lo tanto son las regiones consideradas como sumideros de humedad.

En el primer día (D-1) hacia atrás en el tiempo, la mayoría de las partículas se encuentran concentradas sobre la propia región destino y sus alrededores, indicando que son los mecanismos de evaporación local (*recycling*) los que actúan como fuente de humedad. Aparece como sumidero el océano Atlántico cercano al Sahel, incluyendo al Golfo de Guinea, lo que indica que en esta región la precipitación es de tipo convectiva, lo que ocurre típicamente con las masas de aire en tránsito al Sahel; esta área corresponde a la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ). El valor negativo en la zona continental al SE del Sahel en África central revela una zona de precipitación de masas de aire con origen al Este del Sahel. De forma similar al primer día, en el segundo (D-2) se observan las mismas fuentes pero con una expansión hacia el Norte sobre la costa atlántica de África. Esta expansión continúa en el tercer día (D-3) en el que la cuenca del Mediterráneo (Med) y el Noreste de África (NEAf) aparecen como nuevas fuentes de humedad para el Sahel. Los vientos de Harmattan, flujo del NE, provoca la aparición de estas

Promedio anual (1980-2012) del campo (E - P) diario

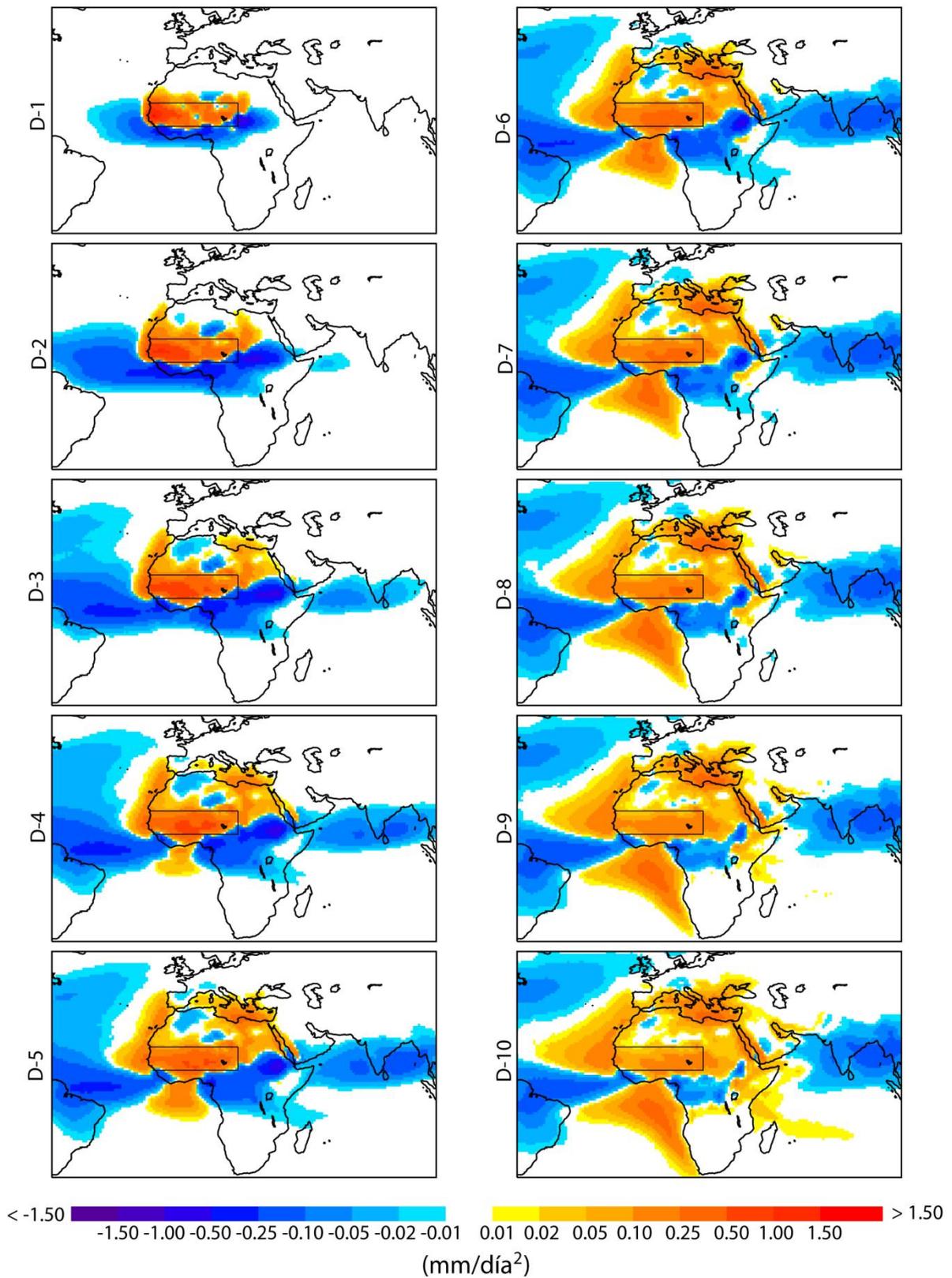


Fig. 1. Valores medios anuales del campo de (E - P) durante diez días hacia atrás en el tiempo (retrotraectorias) para el período 1980-2012 para la región del Sahel: 10°N-20°N; 16°W-20° E (recuadrada con la línea negra).

Promedio anual (1980-2012) del campo (E - P) integrado 10 días

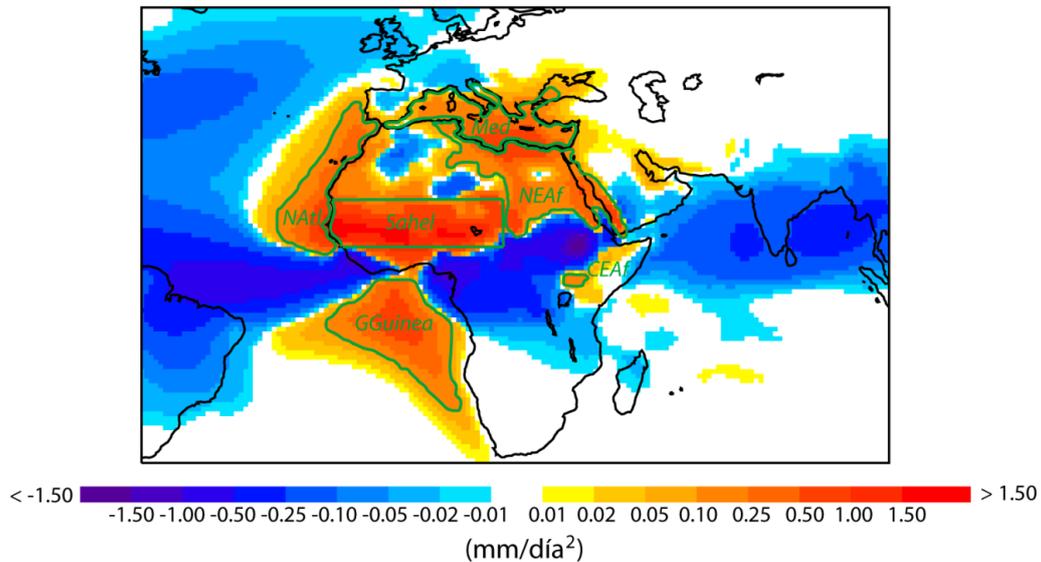


Fig. 2. Valores medios anuales del campo de (E-P) integrados diez días hacia atrás (retro trayectorias) para el período 1980-2012 para la región del Sahel. La línea verde indica el umbral utilizado para definir cada una de las fuentes de humedad. Cuatro de las fuentes de humedad se definen con el límite de 0.10 mm/día: NATl, GGuinea, CEAF y NEAf. El Mediterráneo se define por su cuenca geográfica y la fuente del Sahel por su propia definición como caja destino.

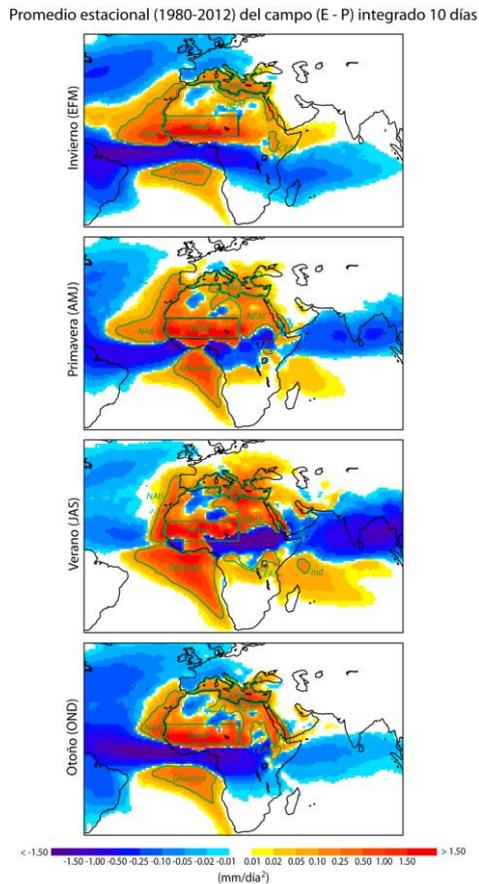
dos nuevas fuentes de humedad. En el cuarto día (D-4) se produce un desplazamiento hacia el Sur y aparece como fuente de humedad el Golfo de Guinea (GGuinea), que al igual que el resto de las regiones fuente, se intensifica y expande conforme transcurren los días. Al sexto día (D-6) aparece una región fuente situada en el Centro Este de África (CEAF) que al igual que las anteriores regiones fuente se expande durante los días posteriores. Al décimo día (D-10) aparece un área con evaporación positiva en la costa Este de África sobre el océano Índico. Este análisis se realiza hasta diez días hacia atrás en el tiempo, pues como se comentó en la introducción, el tiempo de vida promedio del vapor de agua en la atmósfera tiene este valor.

En la Figura 2 se muestran los valores de (E-P) integrados durante los diez días de retro trayectorias para el período de 33 años. Se pueden observar las diferentes fuentes de humedad para la región del Sahel. Las contribuciones están representadas en términos

absolutos y dan información de la contribución total integrada anual de la humedad. Así, se distinguen 6 fuentes principales de humedad: el Atlántico Norte (NATl), el Golfo de Guinea (GGuinea), el Mediterráneo (Med), el Noreste de África (NEAf), el centro Este de África (CEAF) y la propia región del Sahel (Sahel) que actúa como fuente de humedad a través de mecanismos de evaporación local (*recycling*). Cuatro de las fuentes de humedad se delimitan en este trabajo, de aquí en adelante, con un umbral de 0.10 mm/día (línea de color verde en Figura 2): NATl, GGuinea, CEAF y NEAf. La fuente Med se define por sus límites geográficos, y la fuente Sahel por su propia definición como caja destino entre 10°-20°N y 16°W-20°E (recuadrada con la línea negra en la Figura 1).

Estos patrones del campo de (E - P) son muy robustos y constantes mostrando en general la misma distribución cuando se realiza un análisis estacional.

Fig. 3. Valores estacionales del campo de (E-P) integrados diez días hacia atrás en el tiempo para la región del Sahel para el período 1980-



2012.

La Figura 3 muestra los campos de (E-P) estacionales integrados durante los 10 días de transporte hacia atrás en el tiempo. Las estaciones fueron definidas en función de los meses centrales del régimen del Monzón Africano, que tiene su máximo durante el mes de agosto. Así, se define la época monzónica para julio, agosto y septiembre (JAS), que coincide con el verano boreal. El resto de los meses se agrupan en grupos de tres en tres. De esta forma el invierno corresponde con enero-febrero-marzo (EFM), la época pre-monzón (primavera) con abril-mayo-junio (AMJ) y la

época post-monzón (otoño) con octubre-noviembre-diciembre (OND).

Aunque como se comentó anteriormente la estructura del patrón de las fuentes es bastante consistente, existen diferencias estacionales relacionadas sobre todo con respecto a la posición de la ITCZ (Figura 3). Las diferencias estacionales están relacionadas por la pérdida de humedad en la ITCZ, que se limitan principalmente al océano Atlántico y África durante el otoño, con una leve expansión hacia el Pacífico durante el invierno. En primavera la ITCZ se expande hacia el océano Índico e Indonesia mientras que en el Atlántico está ausente, pero está incluida en parte en la región del Sahel durante verano, cuando la ITCZ es más intensa en Asia. El comportamiento está en buen acuerdo con el ciclo de temporada del monzón del África Occidental.

Los mecanismos de evaporación local (*recycling*) en el Sahel constituyen la fuente de humedad más importante durante las cuatro estaciones. En invierno junto a estos mecanismos de evaporación local, la fuente NATl y Med son muy influyentes, y en menor medida lo es GGuinea. En la época premonzónica (primavera) la fuente del Noreste de África (NEAf), en la que está incluida la cuenca del Mar Rojo, intensifica su importancia, y la fuente GGuinea adquiere mayor protagonismo. En verano, durante la temporada del monzón y cuando las precipitaciones sobre la región son más abundantes, ocurren las mayores discrepancias. En la Figura 4 en la que se muestra el comportamiento día a día del campo (E-P) durante el verano se observa que sus valores no son completamente positivos sobre la región del Sahel durante los tres primeros días de transporte.

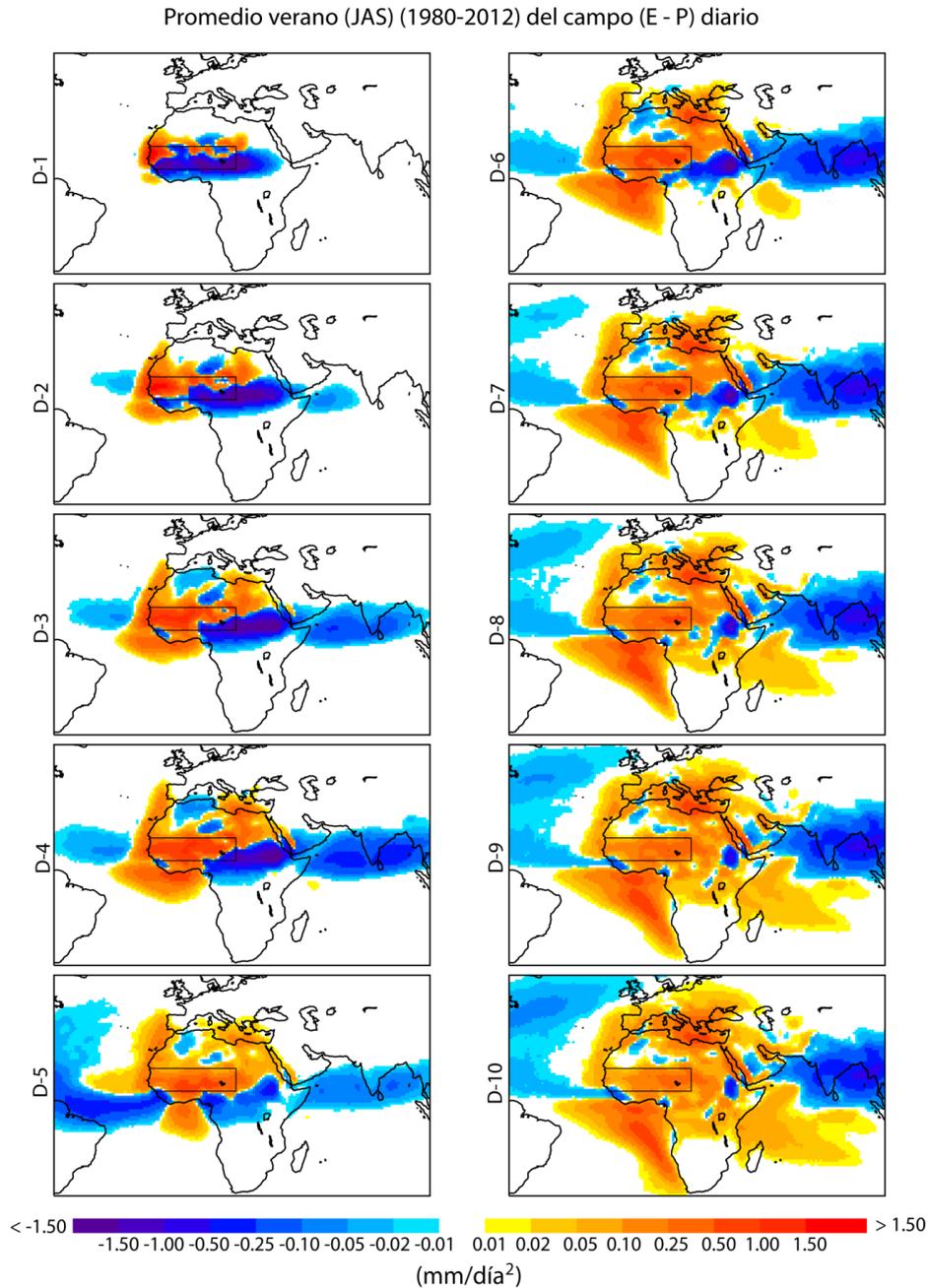


Fig. 4. Igual que Figura 1 pero para la época monzónica (JAS).

Esto indica la existencia de regiones dentro de la región del Sahel donde se producen ganancias de humedad en la atmósfera (la mayoría en la mitad occidental) y en otras regiones (sobre todo la parte oriental, colores en rojo) donde se producen pérdidas de humedad (zonas de precipitación convectiva, en azul). Estas zonas de precipitación convectiva son concordantes con la máxima frecuencia de los complejos convectivos a

mesoescala en torno a 10°E (Lebel *et al.*, 2003). Durante el verano, la fuente GG Guinea junto con los mecanismos de evaporación local (*recycling*) son las fuentes de humedad dominantes, además también aparece una nueva fuente sobre el océano Índico (Ind). En otoño, la importancia de las fuentes es similar al invierno.

3.2. Contribución de las fuentes de humedad

El método lagrangiano utilizado en este trabajo permite la posibilidad de cuantificar día a día el transporte de vapor de agua desde cada una de las fuentes de humedad. Se calcula pues, la contribución de cada una de las fuentes de humedad para los diez días hacia atrás en el tiempo. De este modo, se verá la importancia de cada fuente en función del tiempo. Es decir, es posible con este método evaluar la importancia de las principales fuentes de humedad detectadas para la región. En la Figura 5 se muestra la serie temporal de la contribución integrada de las series $(E-P)_n$ para cada una de las fuentes determinadas en base anual en la Figura 2 con el límite de 0.10 mm/día. Las fuentes de humedad analizadas son: NAtl, GGuinea, la propia fuente del Sahel (Sahel), Med, NEAf y CEAF. No se calcularon los valores de la fuente del Índico (Ind) porque sólo aparece durante la época de los meses del monzón. En la Figura 5 se representa en las abscisas, los n días ($n = 1, 2 \dots 10$) para los cuales se calcula la contribución integrada de cada fuente para la región del Sahel y en el eje de ordenadas se representa el valor del campo de $(E-P)$ en mm/día para cada región fuente. Los valores de $(E - P)_n$ representados no están relativizados al área de cada fuente.

Así, la fuente que aporta mayor cantidad de humedad a la región es el propio Sahel (línea azul oscuro), a través de los procesos de evaporación local (*recycling*) domina claramente desde el primer al séptimo día, con un máximo en el segundo día (131.8 mm/día). A partir del séptimo día la fuente dominante en el aporte de humedad para la región del Sahel es el Golfo de Guinea (línea roja). Es importante destacar que la fuente GGuinea no contribuye como tal hasta el tercer día, es decir, actúa como sumidero de humedad durante los primeros días, y es a partir del cuarto día cuando se convierte en fuente, dominando, co-

mo ya se comentó, a partir del séptimo día.

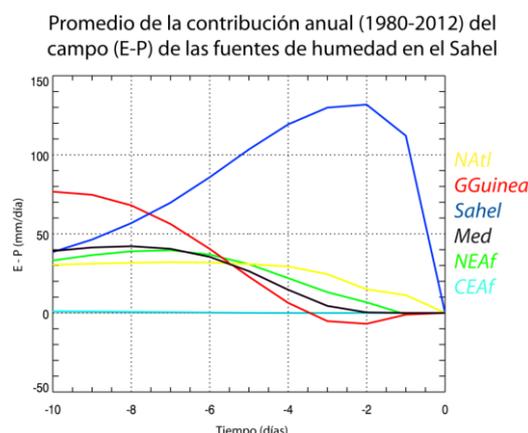


Fig. 5. Series temporales de $(E - P)_n$ calculadas n días hacia atrás en el tiempo ($n=1-10$) para la región del Sahel e integrados sobre cada región fuente anualmente para el período de 1980-2012.

La fuente del Atlántico Norte (NAtl—línea amarilla) también contribuye desde el primer día, con un aporte de humedad casi constante a partir del cuarto día, alcanzando el máximo el séptimo (32.1 mm/día). Med (línea negra) y NEAf (línea verde) aportan humedad a partir del segundo día, ambas lo hacen de forma similar, siendo máxima su contribución el octavo día en el caso de Med y el séptimo en el caso de NEAf (42.2 y 39.6 mm/día, respectivamente). Desde la fuente CEAF (línea azul claro) el aporte de humedad es muy inferior a las demás debido a su menor tamaño. Su contribución es positiva a partir del quinto día y aumenta conforme transcurren los días de transporte.

En la Tabla 1 se muestra el valor acumulado de $(E-P)$ sobre cada una de las fuentes del Sahel para los 10 días de retrotrayectorias. Las fuentes de humedad se definieron en base anual, según la Figura 2. Así, se puede ver como anualmente la fuente de humedad dominante para la región del Sahel es ella misma a través de los procesos de evaporación local (*recycling*). La segunda fuente de humedad en importancia es el Golfo de Guinea,

debido en gran medida a su aporte de durante la temporada del monzón. Las fuentes del Atlántico Norte (NAtl), Noreste de África (NEAf) y la cuenca del Mediterráneo (Med) tienen una contribución anual similar comprendida entre 240-270 mm/día. Por último la fuente de centro Este de África (CEAf) tiene una contribución muy inferior al resto de las demás fuentes de humedad debido a su área más reducida.

(E-P) acumulado diario (mm/día)	
Sahel	889,6
GGuinea	332,2
NAtl	268,1
NEAf	257,8
Med	244,2
CEAf	3,3

TABLA 1. Valores de (E – P) acumulados para los 10 días de retro trayectorias para el periodo de 1980-2012 para cada fuente de humedad del Sahel.

En la Figura 6 se muestran las series temporales estacionales de (E-P) de la contribución integrada a 10 días hacia atrás de cada una de las fuentes definidas en la Figura 3. Las fuentes de humedad en este caso, están definidas estacionalmente, es decir, los límites, y por tanto el tamaño de las fuentes, varía en función de la estación. La contribución se representa en una escala ajustada para cada estación.

Promedio de la contribución estacional (1980-2012) del campo (E-P) de las fuentes de humedad en el Sahel

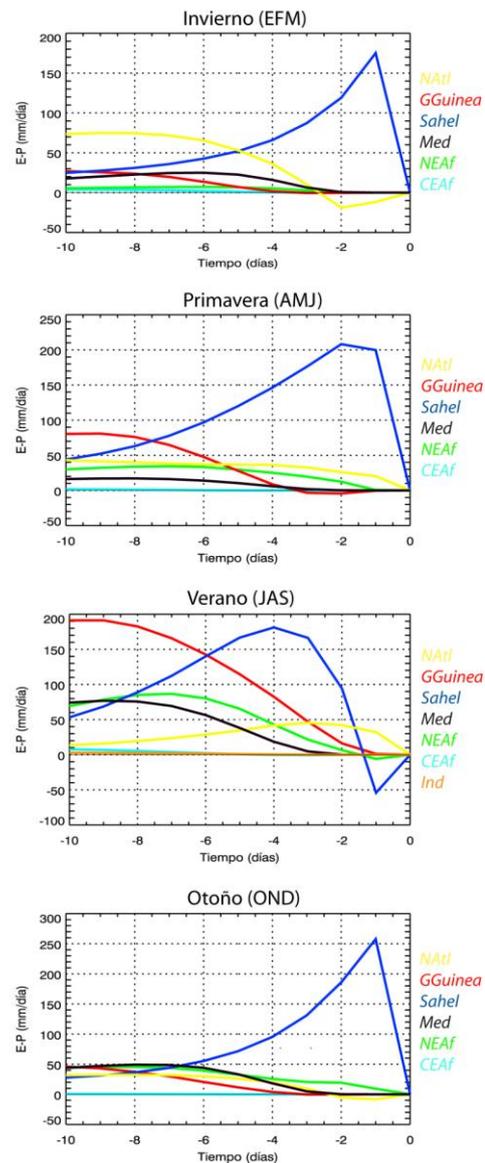


Fig. 6. Series temporales de (E – P)_n calculadas n días hacia atrás en el tiempo (n=1-10) para la región del Sahel e integrados sobre cada región fuente estacionalmente para el periodo de 1980-2012.

(E-P) acumulado diario (mm/día)								
	Invierno (EFM)		Primavera (AMJ)		Verano (JAS)		Otoño (OND)	
Sahel	660,9	Sahel	1184071	GGuinea	1134927	Sahel	936,3	
NAtl	429,3	GGuinea	379,0	Sahel	1017252	NEAf	325,3	
Med	155,0	NAtl	352,0	NEAf	530,2	Med	289,6	
GGuinea	118,4	NEAf	250,7	Med	413,9	NAtl	200,2	
NEAf	47,2	Med	98,9	NAtl	297,2	GGuinea	192,3	
CEAf	17,1	CEAf	4,4	CEAf	26,0	CEAf	1,8	
				Ind	10,9			

TABLA 2. Valores de (E – P) acumulados para los 10 días de retro trayectorias para el periodo de 1980 a 2012 para cada fuente de humedad del Sahel.

La fuente del Sahel (línea azul oscuro) es la principal fuente de humedad durante las cuatro estaciones, presentando un patrón algo diferente durante la temporada del monzón (JAS). En general el Sahel aporta humedad a través de los procesos de evaporación local (*recycling*) dominando durante los primeros días de transporte. La fuente CEAF (línea azul claro) apenas contribuye al aporte de humedad a la región del Sahel y tiene muy poca variación a lo largo de los diez días. El resto de fuentes, NATl (línea amarilla), Med (línea negra) y NEAF (línea verde) tienen una mayor variabilidad estacional.

Durante la temporada del monzón aparece una nueva fuente de humedad sobre el océano Índico (línea naranja), además es durante la temporada del monzón (JAS), cuando las fuentes de humedad presentan una mayor variabilidad. La fuente dominante, de nuevo, desde el segundo hasta el sexto día es la propia región del Sahel. El primer día debido a las altas precipitaciones, el Sahel actúa como sumidero de humedad. Como consecuencia del cambio en el régimen de viento durante el monzón se produce un flujo del Sur-Suroeste que favorece la entrada de humedad procedente de la fuente GGuinea y que hace que esta fuente se convierta en la dominante a partir del sexto día, con un aporte que va en aumento conforme transcurren los días. NATl tiene una contribución positiva los diez días de transporte, con un máximo el tercer día, disminuyendo posteriormente. Las fuentes NEAF y Med siguen una distribución similar, con un aporte de humedad que comienza a ser relevante en el caso de NEAF el segundo día, y en el caso de Med a partir del tercer día. La fuente CEAF aporta humedad a la región con una contribución que aumenta conformen avanzan los días. La fuente del Índico tiene un aporte de humedad

positivo, sin embargo su contribución en comparación con el resto de fuentes de humedad es muy pequeña.

En la Tabla 2 se muestra el valor acumulado estacional del campo (E-P) durante los 10 días de las retrotrayectorias promediadas para cada estación del año. Las fuentes de humedad en este caso se definen de modo estacional, es decir, para cada estación del año se toma el umbral de 0.10 mm/día (línea verde en la Figura 3). El propio Sahel a través de los mecanismos de evaporación local (*recycling*) es la fuente de humedad dominante durante todas las estaciones, a excepción de la temporada del monzón (JAS), cuando la fuente del Golfo de Guinea (GGuinea) toma mayor relevancia. Esta última fuente es la segunda fuente en importancia durante la época premonzón (primavera). En el resto de las estaciones GGuinea tiene una contribución menor dado que la fuente se encuentra separada de la región destino por la banda de precipitaciones asociadas a la ITCZ, donde parte del vapor de agua evaporada precipitará (valores negativos en la Figura 3). Las fuentes de NEAF y Med tienen una contribución significativa durante la temporada del monzón, constituyendo la tercera y cuarta fuente de humedad, respectivamente. Estas dos regiones fuente son absolutamente coherentes con el transporte hacia el Sahel a través de los vientos del NE durante el monzón. Durante la temporada de monzón se forma una baja térmica en la región del Sahel debido al fuerte calentamiento de la superficie terrestre. La formación de la baja térmica crea un flujo S-SE y N-NE favoreciendo la entrada de humedad en Sahel desde las fuentes del GGuinea, y Med y NEAF. Durante la etapa de postmonzón, en otoño, NEAF y Med constituyen la segunda y tercera fuentes dominantes. NATl tiene un aporte que disminuye

estacionalmente, siendo máximo en invierno (429.3 mm/día) y mínimo en otoño (200.2 mm/día). La fuente CEAf constituye la sexta fuente de humedad en importancia durante las cuatro estaciones, con un aporte de humedad máximo en la temporada del monzón (25.96 mm/día) y muy inferior durante las etapas de premonzón y postmonzón. El aporte de humedad desde la fuente del Índico (Ind), que aparece sólo durante la época monzónica, es muy inferior al resto y conforma la séptima fuente en importancia.

3.3. Ciclo anual de las fuentes de humedad

En la Figura 7 se representa la contribución media interanual de las seis fuentes de humedad integrada para la región del Sahel. Además se representa también la desviación estándar (línea continua) y el valor máximo y mínimo mensual (asteriscos) para cada fuente. Las fuentes fueron definidas con los límites en base anual según la Figura 3.

El ciclo anual en la fuente de humedad del Sahel tiene una contribución media máxima entorno a 120 mm/día durante los meses de premonzón (abril–junio) y postmonzón (octubre–noviembre), con un mínimo detectado agosto de 55.5 mm/día. Este mínimo coincide con el pico de lluvias de la temporada del monzón.

Como se comentó en la introducción, durante la temporada del monzón se produce un cambio en el régimen de vientos y la humedad procede fundamentalmente de la fuente sobre el Golfo de Guinea por lo que los vientos del Sur transportan la humedad desde fuente hasta el Sahel desde julio a septiembre. Una de las condiciones importantes para que la evaporación se

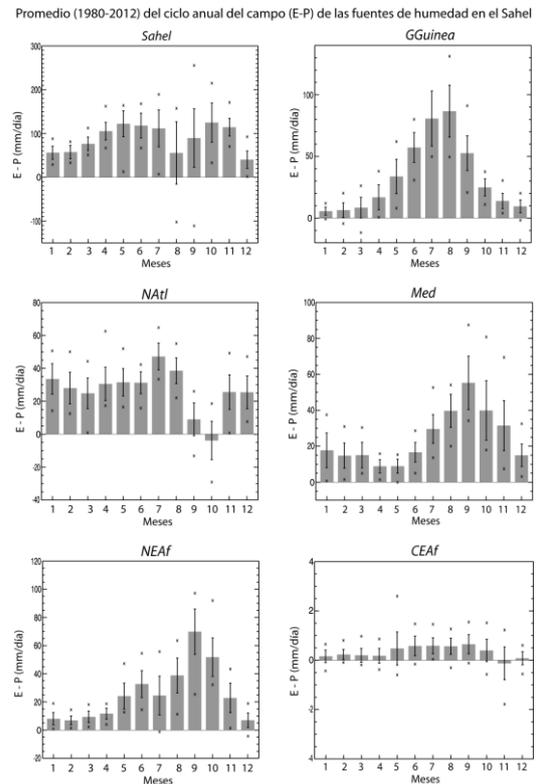


Fig. 7. Contribución media mensual de las fuentes de humedad integradas para el Sahel durante los 10 días de retro trayectorias para el período de 1980-2012.

produzca es exista viento sobre la región fuente, y además a mayor intensidad de éste, mayor capacidad evaporativa habrá. Así pues, GGuinea presenta un máximo de (E-P) en agosto (86.7 mm/día) que coincide con el máximo de lluvias en el Sahel. Es también durante el mes de agosto cuando la variabilidad es mayor (mayor desviación estándar). Fuera de la temporada del monzón, la fuente GGuinea disminuye su contribución de humedad a la región destino. Recordemos que el Golfo de Guinea constituye la segunda fuente más importante para la región del Sahel después de los procesos de evaporación local.

La fuente del Atlántico Norte presenta una contribución constante a lo largo del año con máximos de (E - P) durante los meses del monzón (julio, 47.2 mm/día), época monzónica, y un descenso muy acusado hasta los meses de invierno, cuando se llega a valores

incluso negativos en octubre. Estos valores negativos se deben a la definición del área fuente en base anual, que para los meses de septiembre y octubre engloba regiones con balance negativo de (E – P) debido al desarrollo de la ITCZ al Sur del Sahel, entre la fuente estacional y la caja destino.

La fuente del Mediterráneo muestra un ciclo estacional muy marcado, con los máximos durante los meses de agosto y octubre y los mínimos durante abril y mayo. Este ciclo de (E–P) es absolutamente coherente con resultados calculados con otras medidas (Mariotti, 2002), lo que valida el método empleado en este trabajo.

La fuente del Noreste de África tiene un ciclo estacional de (E–P) con valores máximos de mayo a octubre, con un máximo de humedad que se produce el mes de septiembre.

La fuente del Centro Este de África tiene una contribución muy pequeña en la región del Sahel como se aprecia en la Figura 7. Su contribución apenas supera los 0.5 mm/día los meses en los que mayor es su aporte, de mayo a octubre. El resto del año su aporte es inferior a este valor, alcanzando su mínimo en el mes de noviembre con valores negativos, cuando actúa como sumidero de humedad.

3.4. Relación con patrones de teleconexión

En el siguiente apartado se realiza un análisis de correlaciones lineales (Pearson) entre los patrones de teleconexión climática como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), el fenómeno de El Niño- Oscilación del Sur (ENSO), y el Monzón de África Occidental (WASM) con las series de (E-P) de las fuentes de humedad para la región del Sahel. Simplemente se apuntará a los resultados obtenidos sin entran en interpretaciones climáticas.

En el caso NAO se emplean los datos *National Center of Atmospheric Research* (NCAR) obtenidos de https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/climate_index_files/nao_pc_monthly_0.txt. NAO tiene influencia durante todo el año, pero es en la estación de invierno donde presenta una señal más intensa. Es por esto que el cálculo de la correlación se realizó durante esta estación, definida por los meses de enero a marzo (EFM).

ENSO es un patrón de teleconexión en el que existe un fuerte acoplamiento océano-atmósfera, de forma que el índice de ENSO tiene una componente oceánica (EN) basada en la SST y una componente atmosférica (SOI) basada en diferencia de presiones entre dos puntos del océano Pacífico. Los cálculos en este caso se realizan en base anual ya que ENSO tiene influencia durante todo el año a escala global. Los datos de ambos índice se obtuvieron de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA); EN en el enlace

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml para la región Niño3.4 y SOI en

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi>.

El índice del WASM está calculado para los meses de mayor influencia del fenómeno, de julio a septiembre (JAS; Li y Zeng, 2002, 2003 y 2005).

Se obtuvieron correlaciones significativas con NAO negativas al 95% con la fuente del GGuinea y positivas al 99% con las fuentes de NEAf y Med. Con el índice se obtuvo una correlación negativa al 99% con el Med y con SOI una correlación negativa al 90% con NEAf y positiva al 90% con Med. Por último se evaluó el Monzón de África Occidental (WASMI) y se obtuvieron correlaciones significativas negativas al 99% con la fuente NEAf y al 95% con la fuentes del CEAF y Med.

Estos resultados requieren de una interpretación a fondo que se llevará a cabo en un trabajo posterior.

4. Conclusiones

Se identificaron las principales fuentes de humedad para la región del Sahel para el periodo de estudio de 33 años. El estudio anual muestra que la principal fuente de humedad para la región del Sahel son los propios mecanismos de evaporación local (recycling), seguidos de la fuente de humedad del Golfo de Guinea que aparece como segunda fuente dominante debido a su influencia durante la temporada de monzón. El resto de las fuentes de humedad el Atlántico Norte, el Noreste de África y la cuenca del Mediterráneo tienen una contribución similar. Finalmente la última fuente de humedad en importancia para la región del Sahel es la fuente del centro Este de África que apenas aporta humedad a la región del Sahel debido a su menor área.

Se realizó un análisis de retrotrayectorias que revela que los propios mecanismos de evaporación local (recycling) de la región del Sahel constituyen la fuente de humedad dominante los primeros días de transporte y son desplazados por la fuente de humedad del Golfo de Guinea al séptimo día, donde la fuente del Golfo de Guinea pasa a ser la fuente de humedad dominante los días finales de transporte.

De forma estacional la fuente de humedad dominante en el región del Sahel son los procesos de evaporación local (recycling) durante el invierno (EFM), primavera (AMJ) y otoño (OND); en verano (JAS), que coincide con la temporada de monzón, los propios procesos de evaporación local de la región del Sahel son desplazados por la fuente de humedad del Golfo de Guinea.

Se realizó un estudio del ciclo anual de las 6 fuentes de humedad para ver la

(1980-2012), las cuales son a escala anual: el propio Sahel, a través de los procesos de evaporación local, el Golfo de Guinea, el Atlántico Norte, la zona del Noreste de África, la cuenca del mar Mediterráneo y la zona del Centro Este de África. A escala estacional aparece una nueva fuente de humedad sobre el océano Índico durante el verano (JAS – temporada del Monzón).

variabilidad de estas durante el año para el período de estudio (1980-2012). La fuente de humedad del Sahel, a través de los propios procesos de evaporación local constituye la fuente de humedad que tiene un mayor aporte de humedad a la región de estudio durante todos los meses, con un mínimo en agosto que coincide con el máximo de acción del monzón. La fuente del Golfo de Guinea tiene un aporte máximo los meses de monzón, con un pico en el mes de agosto. La fuente de Atlántico Norte tiene una contribución similar durante todo el año a excepción del septiembre y octubre donde tiene una contribución inferior debido a la posición de la ZCIT. Las fuentes de humedad de la cuenca del Mediterráneo y Noreste de África tienen una contribución similar en la región del Sahel con un máximo ambas al final de la temporada del monzón debido al flujo de NE a través de los vientos de Harmattan.

Debido al amplio período de estudio que se ha considerado en este trabajo (1980-2012), se ha podido estudiar la relación existente entre los principales patrones de teleconexión climática y las fuentes de humedad a través de un análisis de correlación lineal mediante el coeficiente de Pearson. Se encontró que existe una relación lineal durante el invierno (EFM) entre la NAO y las fuentes del Golfo de Guinea (95%), Noreste de África (99%) y la cuenca del Mediterráneo (99%). También se obtienen correlaciones significativas entre El Niño y la fuente de la cuenca del Mediterráneo (99%). El Monzón de África

Occidental muestra correlaciones significativas en las fuentes del centro Este de África (95%), Noreste de África (99%) y la cuenca del Mediterráneo (95%).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el MINECO a través de proyecto TRAMO ("TRANsport of MOisture"), y cofinanciado por FEDER.

Referencias

- Lebel, T., Diedhiou, A., Laurent, H. (2003). Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research D*, vol. 108, no. 8, pp. 14–11.
- Li, J., and Zeng Q. (2002) A unified monsoon index, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1-4.
- Li, J. P., and Zeng Q. C. (2003) A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons, *Adv. Atmos. Sci.*, 20, 299-302.
- Li, J. P., and Zeng Q. C. (2005) A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation, *Climatic and Environmental Research*, 10, 351-365.
- Nieto, R., Gimeno, L., Trigo, R. M. (2006). A Lagrangian identification of major sources of Sahel moisture, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18707, doi:10.1029/2006GL027232.
- Nicholson, S.E. (2013), *The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability*, ISRN Meteorology, 1-32.
- Mariotti A., Struglia, M. V., Zeng, N., Lau, K.M. (2002). The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea. *Journal of Climate*, 15 (13): 1674-1690.
- Stohl, A., Hittenberger, M., and Wotawa, G. (1998). Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiment data, *Atmos. Environ.*, 32, 4245–4264.
- Stohl, A., and James P. (2004). A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle: Part 1: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe, *J. Hydrometeor.*, 5, 656-678.
- Stohl, A., and James P. (2005). A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: Earth's river catchments, ocean basins, and moisture transports between them, *J. Hydrometeorol.*, 6, 961–984, doi:10.1175/JHM470.1.

Efecto de la variabilidad climática sobre la producción del olivo en España

A. CARIDE*, M.N. LORENZO

*aitanacaride@gmail.com

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,
Universidade de Vigo,
Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain*

RESUMEN

En este estudio, se analiza la respuesta de la producción del olivo de mesa y de almazara en España a las variaciones climáticas observadas en el periodo comprendido entre 1980 y 2007. En el estudio se consideran los efectos de la temperatura y la precipitación media mensual, los índices de los principales patrones de teleconexión que influyen en la circulación atmosférica del Atlántico (NAO, EA, EA/WR, SCA) y la influencia del fenómeno ENSO que tiene lugar en el Pacífico Tropical. Este análisis nos permite conocer qué condiciones atmosféricas son más favorables para la producción de oliva de mesa y almazara en la península Ibérica.

Palabras Clave: península Ibérica, olivo de mesa, olivo de almazara, temperatura, precipitación, variabilidad climática, patrones de teleconexión.

1. Introducción

El rendimiento agrícola en España experimenta cambios notables de un año para otro lo que afecta a la renta de los agricultores y repercute sobre las medidas que hay que adoptar para paliar los efectos negativos del clima, como el sistema de seguros agrarios. Esto, unido a la preocupación cada vez más generalizada por el posible cambio en las variables climatológicas, hace que sea importante determinar en qué medida dichas variables son un elemento de riesgo que puede afectar a la producción agrícola y si su variabilidad puede explicar parte de la varianza en la explotación de los cultivos (Quiroga e Iglesias, 2004). Como resultado de todo ello, los agricultores se enfrentan cada año a una

alta incertidumbre en lo que se refiere al nivel de producto y también a su valor en el mercado. Al mismo tiempo, el sistema de seguros agrarios se enfrenta a la incertidumbre de cuanto deberán pagar por compensaciones y si las tarifas fijadas son adecuadas.

El estudio de la respuesta de las producciones agrícolas a los diferentes factores climáticos que afectan a una región tiene gran interés para el uso adecuado de los recursos y por los beneficios económicos que se pueden conseguir (Changnon y Kunkel 1999; Changnon y Winstanley 2000). Los modelos del sistema suelo-planta-atmósfera consideran factores de irrigación, fertilizantes y ambientales que permiten reconocer las condiciones óptimas para los ciclos vegetativo y reproductivo de las plantas. Estos

modelos también se aplican para determinar el impacto potencial del cambio climático en la agricultura (Guerena et al. 2001; Reilly et al. 2003). No obstante, por lo general, los modelos agrícolas no se ajustan adecuadamente a las producciones reales (Landau et al. 1998), lo que sugiere la necesidad de analizar los datos históricos de producciones agrícolas junto con los datos climáticos.

Las relaciones empíricas y estadísticas que se deriven de estos estudios permitirán: por una parte, atenuar los riesgos agrícolas debidos a las variaciones climáticas; y por otro lado, facilitar la labor de calibración de los modelos de cosechas a las peculiaridades climáticas regionales.

Entre los trabajos que estudian diferentes aspectos de las relaciones existentes entre las variaciones climáticas y las producciones agrícolas encontramos el de Jones y Davis (2000) que relacionaron la circulación regional y situaciones sinópticas con las producciones vitícolas de la región de Burdeos (Francia); Esteves y Manso Orgaz (2001) relacionaron la calidad del vino de la región de Viseu (Portugal) con la temperatura y precipitación. Lorenzo et al. (2013) analizaron la producción del vino de la región de Rías Baixas (España) con variables climáticas de gran escala y de escala local. Scian (2004) obtuvo las relaciones entre las producciones de trigo en la pampa Argentina con variables meteorológicas como la temperatura y la precipitación y derivadas como el agua disponible en el suelo, la evaporación, índices de sequía de Palmer y con anomalías de humedad; Zubair (2002) analizó la influencia del fenómeno de El NIÑO en la producción de arroz de Sri Lanka. Un trabajo similar fue llevado a cabo por Fraisse et al., en 2008 con la producción de soja en el este de Paraguay. Menzel (2003) estudió las variaciones de la fenología

de diversas plantas en Alemania con la temperatura y con la NAO (Oscilación del Atlántico Norte).

En este trabajo, se analiza la respuesta de la producción de olivo en España a las variaciones climáticas observadas. El estudio empírico/estadístico combina los efectos de la temperatura, precipitación y circulación atmosférica para representar la variabilidad climática, que se relaciona con la productividad del olivo. Este análisis permite caracterizar las condiciones atmosféricas favorables para el desarrollo de la producción de olivo en España. De este modo, se pretende identificar los regímenes de tiempo y patrones de teleconexión que influyen en la productividad del olivo, lo que nos ofrece una aplicación potencial de gran interés (Ogallo et al. 2000), ya que los modelos climáticos predicen con bastante aproximación los modos de variación de la circulación atmosférica. Las relaciones entre el clima y la agricultura son muy complejas. En este trabajo se plantea obtener las relaciones entre las producciones agrícolas del olivo y las variaciones climáticas mediante métodos estadísticos. El procedimiento que se seguirá es el desarrollado en la publicación (Rodríguez-Puebla et al., 2007) aplicado al olivar de mesa y almazara de la península Ibérica. En dicho trabajo se analizan las relaciones observadas entre variables climáticas de gran escala y de escala local con la producción del olivo.

2. Datos utilizados

Las series temporales de datos de producción y rendimiento, tanto de la oliva de mesa como de almazara, fueron proporcionados por el Ministerio de Agricultura Alimentación y Medio Ambiente (<http://www.magrama.gob.es>). El registro abarca el periodo 1935-2010

para la oliva mesa, y 1965-2008 para la almazara. Los datos de producción se expresan en miles de toneladas y el rendimiento en qm/ha. Además también se tomaron los datos provinciales de superficie en producción y productividad del año 2011, del anuario presentados por MAGRAMA en el año 2011. El periodo de estudio en este trabajo se centra en el periodo de 1980-2007, tanto para la oliva de mesa como la oliva de almazara. La elección de este periodo es debida a que los datos de producción tanto de la oliva de mesa como de la de almazara no presentan una cadencia anual hasta 1980 y los datos de la base Spain02 que nos da información diaria y mensual sobre las variables de temperatura y precipitación no completa el año 2008.

La base de datos escogida para la obtener los valores de temperatura y precipitación es Spain02 (Herrera et al., 2012). Esta base de datos comprende registros diarios y mensuales de precipitación acumulada y temperaturas máximas y mínimas de 2.756 estaciones meteorológicas españolas, cubriendo todo el área de la península Ibérica y las islas Baleares para el período que va de 1950 a 2008. La rejilla o malla tiene una resolución de 0.2° que en nuestras latitudes equivale aproximadamente a 20 km (<http://www.meteo.unican.es>).

Los datos de los cuatro patrones de teleconexión considerados (NAO, EA, EA/WR y SCA) se pueden descargar desde <http://www.cpc.ncep.noaa.gov> que es el Centro de Predicción Climática de la NOAA.

Actualmente, para identificar y definir el fenómeno del ENSO se han diseñado numerosos índices basados tanto en anomalías oceánicas como atmosféricas. Las anomalías atmosféricas se miden con el índice de la oscilación del Sur (<http://climexp.knmi.nl/data/isoi.dat>).

La Oscilación del Sur se refiere a una oscilación en la presión atmosférica entre el sudeste y el sudoeste del

Pacífico. Se calcula a partir de la diferencia entre la presión a nivel del mar (SLP) en Tahití y Darwin. Los índices basados en la anomalías oceánicas pueden utilizar para su cálculo las anomalías de temperatura de 4 zonas localizadas en el Pacífico oriental y central a lo largo de la línea ecuatorial, entre la costa oeste de América del Sur y el meridiano de 180° . La localización de las 4 zonas corresponde a las siguientes coordenadas: NIÑO1+2 [0° 10° S] [90° 80° O], NIÑO3 [5° N 5° S] [150° 90° O], NIÑO4 [5° N 5° S] [160° E 150° O], NIÑO3.4 [5° N 5° S] [170° 120° O]. Los datos de TSM y ATSM de dichas zonas se tomaron de la página web del Centro de Predicción Climática (CPC) <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>.

3. Métodos

En un primer análisis se ha filtrado la componente de tendencia de los datos de producción de la oliva de mesa y de la almazara para el periodo 1980-2007. Los datos se estandarizaron restando el valor medio y dividiéndolo por la desviación estándar, para evitar la tendencia creciente de la productividad debida a la mejora de las prácticas agrícolas. Esto se ha realizado con el comando *detrend* de matlab $Y=detrend(X)$, que elimina el valor medio o la tendencia lineal del vector o matriz X. También se ha aplicado este mismo filtrado a las series de los diferentes índices de los modos atmosféricos y oceánicos para extraer la tendencia debida al cambio climático.

Para analizar la evolución de la producción anual de oliva, en el periodo 1980-2007, se ha utilizado el test de Mann-Kendall (Mann 1945; Kendall 1975; Salmi et al. 2002) que es un test no paramétrico muy utilizado en el campo de las ciencias medioambientales.

Una de las ventajas de este test es que los datos no necesitan ajustarse a una distribución en particular.

Para analizar la relación entre las variables meteorológicas de temperatura y precipitación y los diferentes patrones de teleconexión con la producción de oliva, se utilizó el coeficiente de correlación de Pearson y la prueba test de Student para determinar la significación estadística de dichas correlaciones.

Por último, Con el fin de reconocer las características de las condiciones favorables para una mayor productividad del olivo, se han dibujado los mapas promedio de precipitación y temperatura correspondientes a años para los que las anomalías de productividad tienen valores positivos y negativos. La diferencia entre estos mapas conocidos como composites nos permitirá interpretar las relaciones e identificar las propiedades de los flujos atmosféricos que favorecen la productividad.

4. Resultados

4.1. Caracterización de la producción del olivo

España es el primer productor y exportador mundial de aceite de oliva y de aceitunas de mesa, con la mayor superficie de olivar y el mayor número de olivos. El olivar español está presente en 21 provincias para la oliva de mesa y en 42 provincias para la de almazara.

En la Figura 1 se muestra el rendimiento que se obtuvo en el año 2011 para los dos tipos de oliva en las diferentes provincias. La productividad o rendimiento se determina mediante la relación entre cantidades de oliva producida y la superficie cultivada. Como se aprecia en la Figura, la producción de ambos tipos de oliva es mayor en el sur de la Península. El

rendimiento obtenido para la oliva de almazara en las provincias del norte resulta muy alto a pesar de su escasa superficie de cultivo.

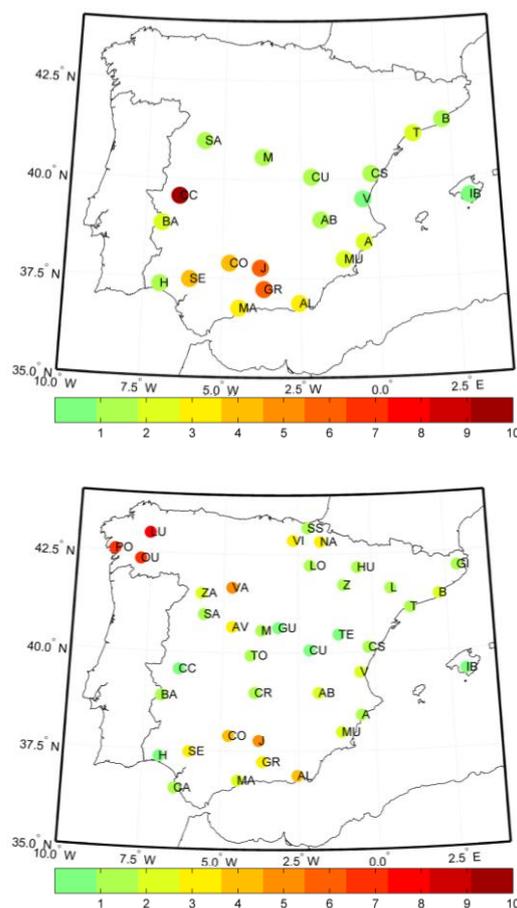


Fig. 1. Distribución espacial de las provincias con productividad (toneladas/hectárea) de olivar de mesa (Figura superior) y almazara (Figura inferior) en la península Ibérica.

La Figura 2 muestra la serie histórica de productividad de la oliva de mesa y almazara para el periodo de estudio que va de 1980 a 2007. Analizando las imágenes se puede ver que la producción de la oliva de mesa es menor que la de almazara. Observamos un aumento de la productividad en los últimos años, que muy probablemente sea debido a la mejora de las prácticas agrícolas. Por este motivo, filtramos la componente de tendencia de la serie original y estandarizamos los datos restando el valor medio y dividiendo por la desviación estándar antes de llevar a cabo los estudios de correlación.

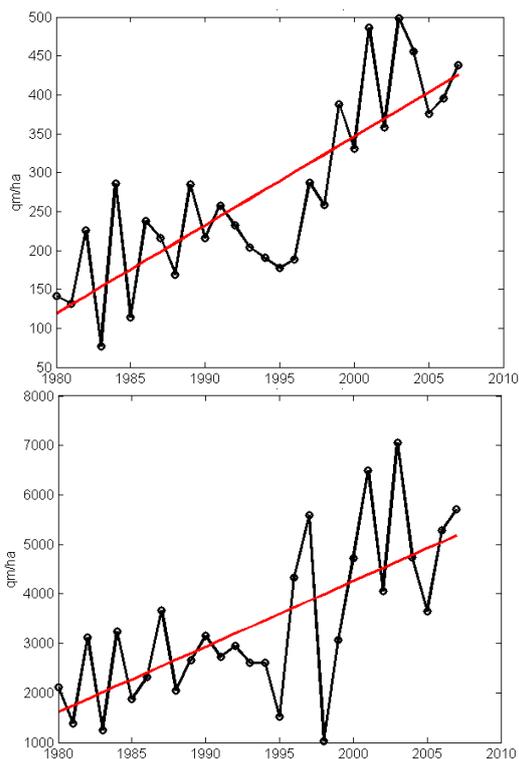


Fig. 2. Serie temporal de la productividad del olivar de mesa (Figura superior) y almazara (Figura inferior) para el periodo 1980-2007.

La tendencia de la producción de ambos tipos de oliva se calculó para el período 1980-2007 con el test no paramétrico de Mann-Kendall. En ambos casos la tendencia es creciente y significativa al 0.001 con un valor del test Z superior a 4 en ambos tipos de oliva.

4.2. Relación entre la producción anual del olivo y la variabilidad climática

Atendiendo a la climatología de la Península se ha analizado la influencia que sobre la producción de ambos tipos de oliva tienen las variables de precipitación y temperatura. De este modo se conocerán las condiciones que propician una mejor producción. Para ello se calcularon las correlaciones de

los datos de precipitación y temperatura media con la producción de la oliva de mesa y almazara.

En la Figura 3 se muestra la distribución espacial de las correlaciones con significatividad superior al 95% entre la producción de la oliva de mesa y la precipitación mensual. Como se aprecia en la Figura los valores más altos de correlación se obtienen para los meses de marzo, mayo, octubre y diciembre. La correlación es positiva en el mes de marzo y octubre. Esto quiere decir, que si hay más precipitación hay una mayor producción y si hay una disminución en esta tendremos una cosecha menor. La correlación es negativa en el mes de diciembre, lo que quiere decir que con menores precipitaciones en este mes tendremos una mayor producción y viceversa. En el mes de mayo se obtiene una correlación positiva en la zona del mediterráneo y negativa en el noreste de España y por toda la frontera con Portugal.

Los mapas compuestos de la Figura 4 se obtuvieron restando a la media de la precipitación de los años con una producción superior al valor medio la precipitación media de los años con una producción inferior al valor medio. Si analizamos dichos mapas se ve que las buenas cosechas de oliva de mesa están relacionadas con años en los que los meses de marzo y octubre resultan lluviosos, mientras que diciembre y mayo se prefiere una pluviosidad menor sobre todo en la mitad oeste de la Península tal y como nos sugería la Figura 3.

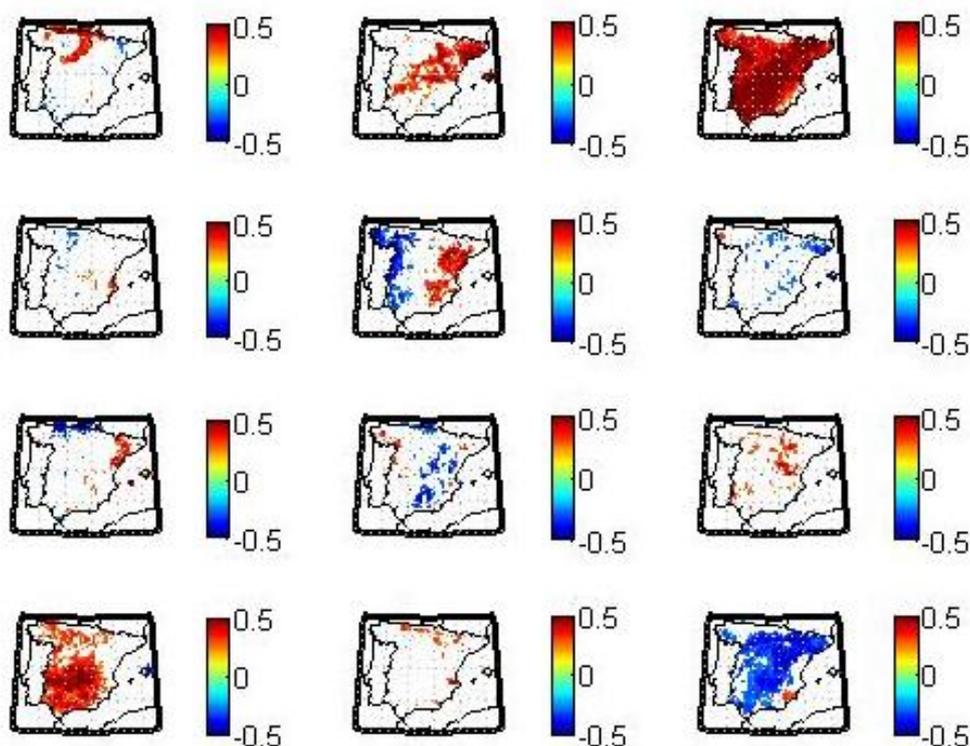


Fig. 3. Mapas de correlación entre la precipitación mensual y la producción de oliva de mesa.

Esto se debe a que en marzo tiene lugar el crecimiento vegetativo primaveral del olivo por lo que la presencia de las precipitaciones favorece su crecimiento y que haya un mayor número de inflorescencias que darán lugar a fruto. En cuanto al mes de octubre tiene lugar el crecimiento del fruto, siendo el agua favorable para su fructificación. La correlación es negativa en el mes de diciembre debido a que el fruto madura y su calidad depende de la cantidad de agua retenida en el fruto, y una excesiva precipitación puede dañar la cosecha. En el mes de mayo se obtiene una correlación positiva en la zona del mediterráneo y negativa en el noreste de España y por toda la frontera con Portugal. Esto puede ser debido a la diferencia climatológica de ambas zonas; en el mediterráneo las precipitaciones son escasas por lo que un pequeño exceso no repercute negativamente en la floración del olivo, si no que un aporte extra de agua propiciará una mejor floración y será aprovechado en el mes de julio; en el noreste de España sin embargo las precipitaciones suelen ser

abundantes, y un exceso podría causar pérdidas de inflorescencias.

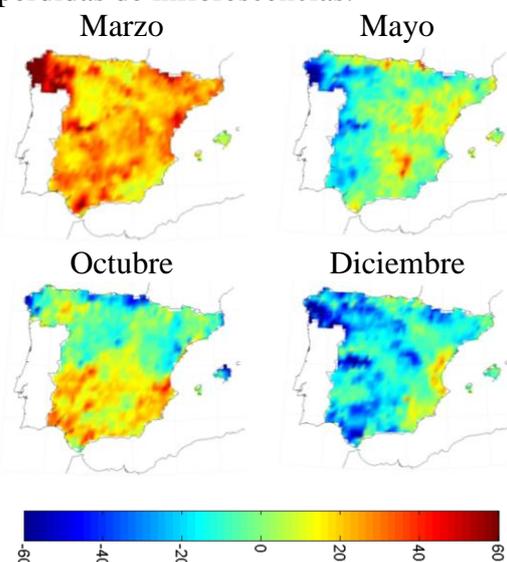


Fig. 4. Mapas compuestos de precipitación para los meses de marzo, mayo, octubre y diciembre.

Para el caso de la oliva de almazara (Figura 5) la distribución espacial de las correlaciones entre la producción de la oliva de almazara y la precipitación mensual muestra que las mayores correlaciones se registran en los meses de enero, marzo, mayo y noviembre. De los meses citados presentan una

correlación positiva que abarca la mayor parte de la Península enero, marzo y noviembre. Mientras que el mes de mayo presenta una correlación negativa en el noroeste de la Península

y una correlación positiva en toda la costa mediterránea similar a la observada en la Figura 3.

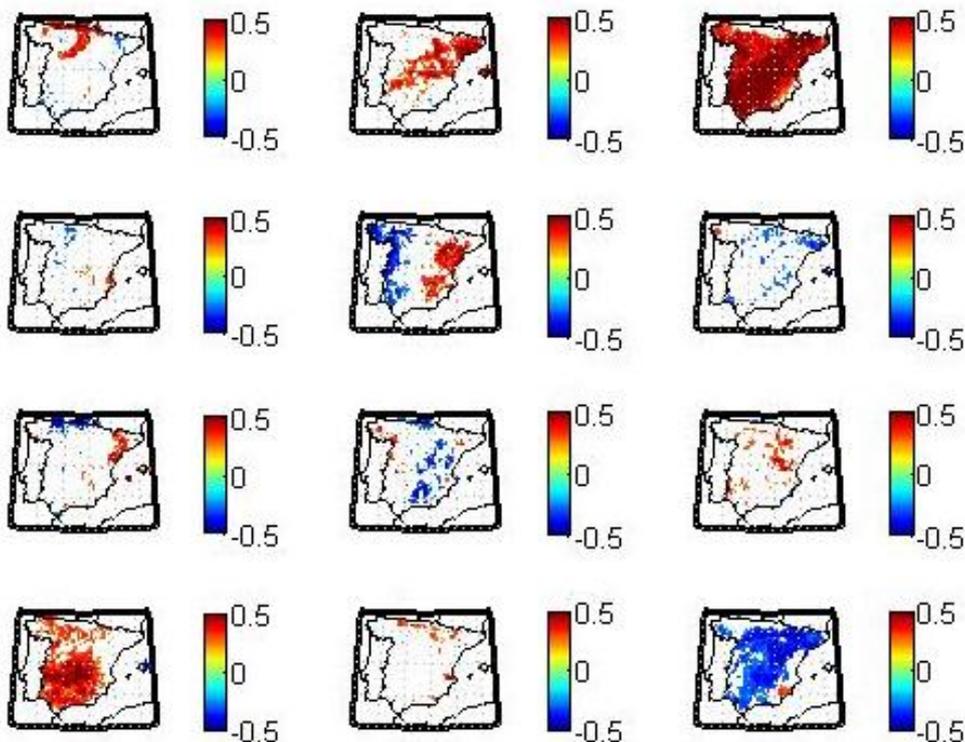


Fig. 5. Mapas de correlación entre la precipitación mensual y la producción de oliva de almazara.

Los mapas compuestos de la Figura 6 se obtuvieron igual que para el caso de la oliva de mesa. Analizándolos se ve que las buenas cosechas de oliva de mesa están relacionadas con años en los que los meses de marzo y octubre resultan lluviosos, mientras que diciembre y mayo presentan una menor pluviosidad sobre todo en la mitad oeste de la Península tal y como nos sugería la Figura 5.

Los meses de marzo y mayo presentan las mismas características que la oliva de mesa, mientras que a diferencia del caso anterior en el mes de enero la presencia de precipitaciones favorece el aumento de la producción. Un comienzo lluvioso proporciona reservas de agua a la planta para el resto del año. Por último, en el mes de noviembre las precipitaciones favorecen una buena producción probablemente porque

ayudan al engorde del fruto en la época final del envero.

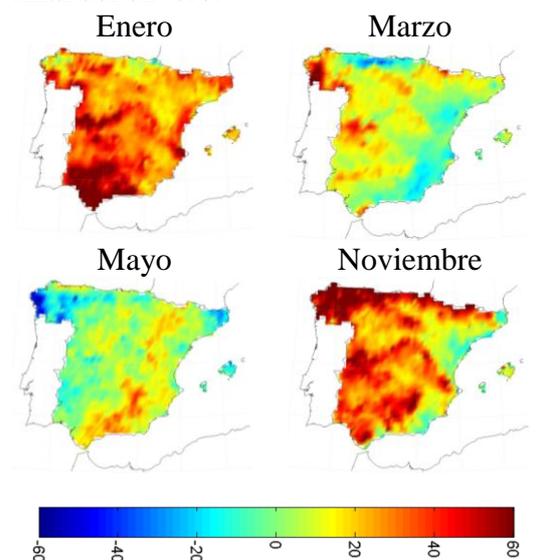


Fig. 6. Mapas compuestos de precipitación para los meses de enero, marzo, mayo y noviembre.

Además de la precipitación también es importante la relación de la producción con la temperatura. Por lo que también se ha analizado la relación entre la producción y la temperatura media peninsular. La Figura 7 muestra la distribución espacial de las correlaciones entre la producción de la oliva de mesa y la temperatura media mensual mostrando sólo aquellas

correlaciones con una significatividad superior al 95%. Como puede observarse los valores más significativos se obtienen para los meses de marzo, junio, septiembre y noviembre. La correlación es positiva en el mes de junio y septiembre, y negativa en el mes de marzo y noviembre.

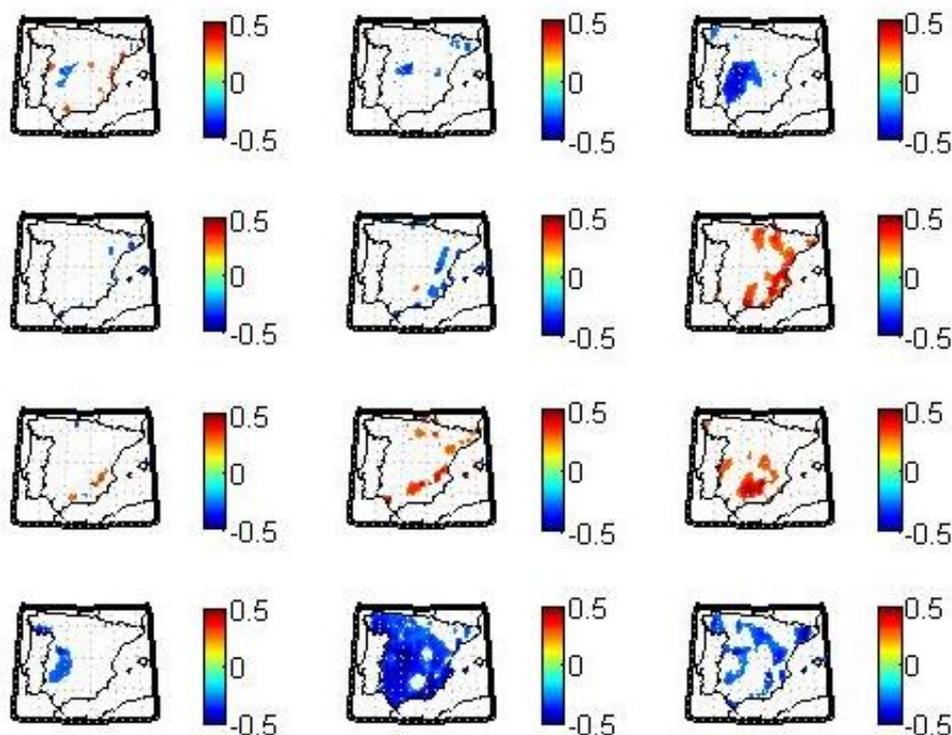


Fig. 7. Mapas de correlación entre la temperatura media mensual y la producción de oliva de mesa.

Los mapas compuestos de la Figura 8 se obtuvieron restando a la temperatura media de los años con una buena producción de oliva de mesa la temperatura media de los años con baja producción de este tipo de oliva, igual que en el caso de la precipitación mensual. Analizándolos se ve que en el mes de marzo las altas temperaturas no favorecen la producción en la zona central y el interior de Galicia, debido a que en este mes tiene lugar el crecimiento de las inflorescencias y las temperaturas altas pueden causar quemaduras en ellas. En junio, son las anomalías positivas de temperatura las que favorecen la productividad en la

zona sur, dado que se produce el crecimiento de la oliva. Para el mes de septiembre se observa que en el sur las anomalías positivas de temperaturas favorecen la producción. Esto puede ser debido a que durante este mes tiene lugar el crecimiento post-estival y en ese caso las temperaturas altas resultan beneficiosas para la maduración y crecimiento del fruto. Por último, en el mes de noviembre son los años con anomalías negativas de temperatura las que favorecen la producción, en dicho mes tiene lugar la maduración y unas temperaturas demasiado altas podrían deteriorar la calidad del fruto.

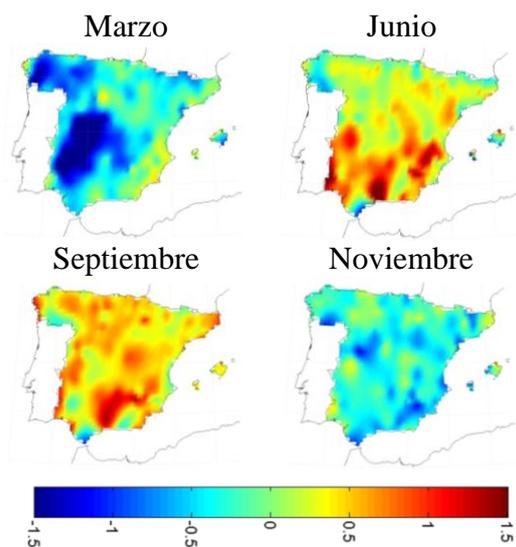


Fig. 8. Mapas compuestos de temperatura media para los meses de marzo, junio, septiembre y noviembre.

En cuanto a la oliva de almazara la Figura 9 muestra la distribución espacial de las correlaciones significativas al 95% entre la producción de la oliva y la temperatura media mensual. Se observa que los valores más significativos se obtienen para los meses de abril, julio, septiembre y noviembre. La correlación es positiva en el mes de abril y septiembre y negativa en los meses de julio y noviembre.

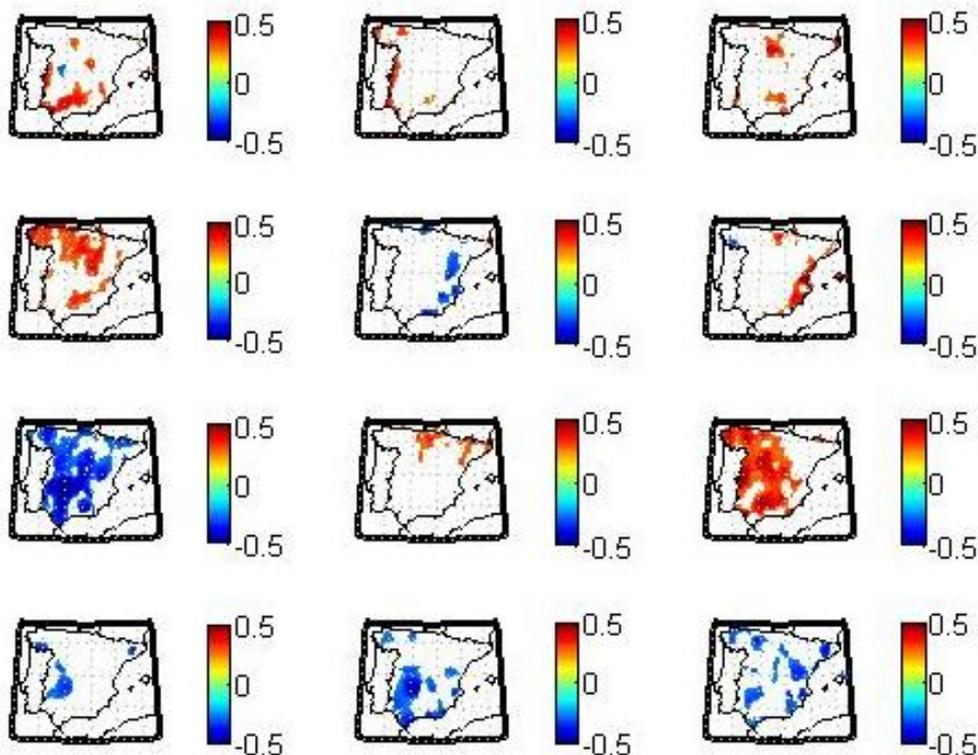


Fig. 9. Mapas de correlación entre la temperatura media mensual y la producción de oliva de almazara.

En los composites de la Figura 10 se observa que para el mes de abril la producción se ve favorecida por las altas temperaturas, dado que tiene lugar el crecimiento de las inflorescencias que en un futuro darán lugar al fruto, las altas temperaturas favorecen su crecimiento. En cuanto al mes de julio se observa que las temperaturas medias

de los años de mayor producción son menores que las de los años de producción menor, esto puede deberse a que en esta época tiene lugar el crecimiento del fruto y las temperaturas demasiado altas pueden provocar daños en él. En cuanto a los meses de septiembre y noviembre presentan las

mismas características que la oliva de mesa.

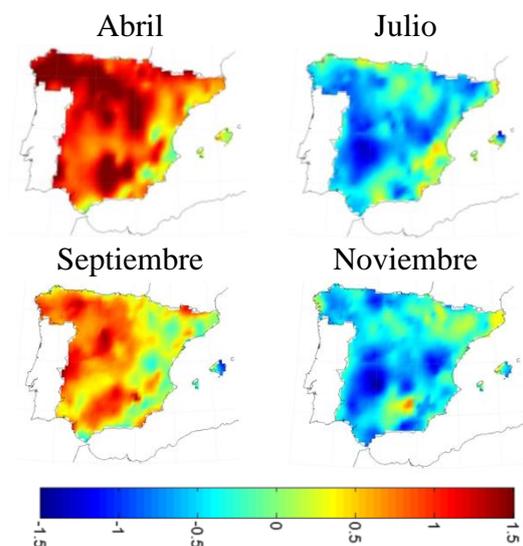


Fig. 10. Mapas compuestos de temperatura media para los meses de abril, julio, septiembre y noviembre.

4.3. Relación entre la producción anual del olivo y los principales modos de teleconexión.

Dada la importancia de la influencia de los principales patrones de variabilidad climática con las condiciones meteorológicas y consecuentemente con la producción agrícola también se ha estudiado la relación entre la producción de la oliva de mesa y de almazara con los principales modos de variabilidad climática de la zona del Atlántico Norte que afectan a la península Ibérica (NAO, EA, EA/WR y SCA) y con los modos SOI y NIÑO del Pacífico ecuatorial.

MESA								
MES	NAO	NAOL1	EA	EAL1	EAWR	EAWRL1	SCA	SCAL1
1	-0.09	0.03	0.16	-0.06	-0.20	0.14	-0.13	-0.12
2	0.09	-0.10	-0.04	-0.01	-0.10	-0.13	0.28*	-0.05
3	-0.12	-0.15	0.18	0.27*	0.23	0.05	0.17	-0.20
4	0.03	-0.15	-0.01	0.33**	0.08	-0.16	0.10	0.14
5	0.37**	0.13	0.06	0.12	0.07	0.04	-0.42**	0.43**
6	-0.16	0.12	0.25	0.33**	0.11	-0.16	-0.10	-0.23
7	0.03	0.08	0.03	0.33**	-0.15	-0.49**	0.07	0.18
8	-0.21	-0.10	-0.03	0.05	-0.12	-0.08	-0.18	-0.08
9	0.39**	-0.32*	-0.03	0.14	-0.33**	0.24	-0.14	0.04
10	-0.01	0.11	0.12	0.21	-0.14	-0.19	0.11	-0.17
11	0.40**	-0.34**	-0.07	0.09	0.00	-0.19	0.09	-0.10
12	0.15	-0.14	-0.22	0.11	0.12	-0.21	0.21	-0.24
Estaciones	NAO	NAOL1	EA	EAL1	EAWR	EAWRL1	SCA	SCAL1
djf	-0.08	-0.08	0.10	-0.09	-0.25	0.0	-0.05	-0.06
mam	0.14	-0.10	0.14	0.42**	0.24	-0.04	-0.08	0.21
jja	-0.20	0.04	0.14	0.38**	-0.08	-0.39**	-0.13	-0.08
son	0.43**	-0.32*	0.02	0.27*	-0.26	-0.07	0.04	-0.13
Anual	0.19	-0.20	0.11	0.50**	-0.10	-0.26	0.02	-0.12

TABLA 1. Correlaciones ente los cuatro modos principales de Atlántico Norte (NAO, EA, EA/WR y SCA) y la producción del olivar de mesa sin desfase y con desfase de un año. (* Correlaciones significativas al 90%. ** Correlaciones significativas al 95%).

El estudio se llevó a cabo tanto mensual como estacionalmente, además las correlaciones se han llevado a cabo correlativamente e incluyendo un desfase de un año entre las condiciones climáticas y la producción del cultivo ya que en muchas ocasiones la influencia de los patrones atmosféricos de gran escala tienen lugar con cierto desfase temporal, especialmente si

dichos patrones se encuentran en zonas alejadas.

En la Tabla 1 y 2 se muestran los resultados de las correlaciones entre los principales modos atmosféricos del Atlántico Norte y la producción del olivar de mesa y almazara, respectivamente.

ALMAZARA								
MES	NAO	NAOL1	EA	EAL1	EAWR	EAWRL1	SCA	SCAL1
1	-0.43**	0.13	0.17	-0.20	0.05	0.08	0.15	0.0
2	0.06	0.08	0.19	-0.14	0.12	-0.51**	0.26	-0.31*
3	-0.06	-0.10	0.23	-0.19	-0.09	0.18	0.02	-0.04
4	0.07	-0.28*	-0.17	-0.05	0.31*	-0.23	-0.04	0.07
5	0.12	0.11	0.07	0.25	0.12	0.05	-0.14	0.31*
6	-0.38**	0.34**	0.35**	0.09	0.24	-0.07	-0.12	0.10
7	0.15	0.0	-0.02	0.06	-0.19	-0.33**	0.18	0.08
8	-0.17	0.08	0.14	-0.36**	-0.15	0.09	-0.07	0.42**
9	0.11	-0.10	-0.09	-0.09	0.00	0.28*	-0.15	0.11
10	-0.10	0.17	0.06	0.35**	-0.07	-0.04	0.01	-0.10
11	0.14	-0.37**	0.33**	0.20	-0.01	-0.40**	0.19	0.17
12	-0.04	-0.55**	-0.13	0.22	0.04	-0.15	0.12	-0.02
Estaciones	NAO	NAOL1	EA	EAL1	EAWR	EAWRL1	SCA	SCAL1
djf	-0.49**	0.10	0.26	-0.27*	0.02	-0.23	0.23	-0.19
mam	0.07	-0.15	0.07	0	0.20	0	-0.09	0.19
jja	-0.23	0.23	0.27*	-0.11	-0.05	-0.17	-0.01	0.36**
son	0.08	-0.17	0.17	0.27*	-0.04	-0.08	0.04	0.10
Anual	-0.14	-0.11	0.29*	0.04	0.09	-0.24	0.13	0.25

TABLA 2. Correlaciones ente los cuatro modos principales de Atlántico Norte (NAO, EA, EA/WR y SCA) y la producción del olivar de almazara sin desfase y con desfase de un año. (* Correlaciones significativas al 90%. ** Correlaciones significativas al 95%).

En un primer análisis se puede ver que destaca la influencia positiva del patrón EA considerando un desfase de un año entre el índice EA y la producción del olivar de mesa. En cuanto al olivar de almazara la relación con EA disminuye aunque se mantiene una correlación significativa al 90% entre el índice EA de otoño y la producción del año siguiente. También el índice NAO presenta periodos de correlación

significativa al 95% tanto considerado un desfase anual como en el caso sin desfase. En este caso los resultados cambian según se trate del olivar de mesa o del de almazara. Esto puede ser debido a que la influencia de NAO varía a lo largo de la geografía peninsular dada la posición de los centros de acción de dicho dipolo. Los otros índices también muestran algunas correlaciones significativas al 95%

aunque más esporádicas y desiguales según se trate de olivar de mesa o de almazara. Así por ejemplo el índice SCA de verano correlaciona positivamente con una significancia del 95% con la producción del año siguiente del olivar de almazara pero no con el de mesa. Lo mismo le ocurre al

índice EA/WR de verano que correlaciona negativamente con una significancia del 95% con la producción del año siguiente del olivar de mesa pero no muestra correlación con el de almazara.

MESA						
MES	NIÑO4	NIÑO4L1	NIÑO3.4	NIÑO3.4L1	SOI	SOIL1
1	-0.35**	-0.08	-0.27*	-0.01	0.36**	-0.12
2	-0.30*	-0.11	-0.25	-0.07	0.31*	-0.14
3	-0.30*	-0.20	-0.27*	-0.09	0.21	-0.09
4	-0.27*	-0.30*	-0.35**	-0.23	0.26	0.34**
5	-0.20	-0.34**	-0.29*	-0.29*	0.01	0.34**
6	-0.05	-0.35**	-0.11	-0.32*	-0.15	0.34**
7	0	-0.37**	0.09	-0.38**	-0.04	0.34**
8	0.03	-0.37**	0.17	-0.35**	-0.17	0.47**
9	0.17	-0.40**	0.21	-0.33**	-0.19	0.52**
10	0.21	-0.36**	0.21	-0.33**	-0.03	0.49**
11	0.13	-0.31*	0.13	-0.30*	-0.16	0.44**
12	0.11	-0.32*	0.14	-0.28*	-0.19	0.43**
Estaciones	NIÑO4	NIÑO4L1	NIÑO3.4	NIÑO3.4L1	SOI	SOIL1
djf	-0.32*	-0.10	-0.27*	-0.02	0.42**	-0.13
mam	-0.27*	-0.29*	-0.32*	-0.20	0.22	0.26
jja	-0.01	-0.37**	0.06	-0.36**	-0.14	0.42**
son	0.17	-0.35**	0.18	-0.32*	-0.14	0.54**
Anual	-0.08	-0.34**	-0.04	-0.32*	0.06	0.42**

TABLA 3. Correlaciones ente los dos índices que caracterizan el fenómeno ENSO (SOI y NIÑO) y la producción del olivar de mesa sin desfase y con desfase de un año. (* Correlaciones significativas al 90%. ** Correlaciones significativas al 95%).

En la Tabla 3 y 4 se presentan las correlaciones encontradas entre los dos índices que caracterizan el fenómeno ENSO (SOI y NIÑO) y la producción de los dos tipos de olivar. Al igual que se hizo con los modos del Atlántico Norte se consideraron tanto las correlaciones teniendo en cuenta un desfase de un año entre los índices analizados y la producción del olivar como sin considerar desfase alguno. De los 4 zonas del Pacífico ecuatorial que se consideran para calcular el índice NIÑO nosotros hemos considerado las

zona NIÑO3.4 y NIÑO4 por ser las que presentaron mayores valores de correlación. Las correlaciones encontradas con el NIÑO difieren según el tipo de olivar analizado. El olivar de mesa presenta correlaciones negativas tanto con el NIÑO4 como con el NIÑO 3.4 aunque un poco más altas con el NIÑO4. En ambos casos las correlaciones se dan entre los índices de invierno y primavera con la producción del mismo año y entre los índices de verano, otoño y anual con la producción del año siguiente. En el caso del olivar

de almazara las correlaciones presentan valores más altos con la zona del NIÑO3.4 y cambian de signo según se considere o no un desfase entre el índice y la producción. Sin desfase las correlaciones son positivas y significativas al 90% con el índice de otoño NIÑO4 y el índice de verano NIÑO3.4 y positivas y significativas al 95% con el índice de otoño NIÑO3.4. Al considerar un desfase de un año las correlaciones son negativas y significativas al 90% entre los índices de invierno y primavera del NIÑO4 y la

producción del año siguiente y negativas y significativas al 95% entre los índices de invierno y primavera del NIÑO3.4 y la producción del año siguiente.

La influencia del índice SOI, la parte atmosférica del fenómeno ENSO, tiene una influencia similar con los dos tipos del olivar, mostrando correlaciones positivas y significativas al 95% al considerar un desfase anual entre el índice y la producción de oliva.

ALMAZARA						
MES	NIÑO4	NIÑO4L1	NIÑO3.4	NIÑO3.4L1	SOI	SOIL1
1	-0.18	-0.26	-0.12	-0.33*	0.17	0.28*
2	-0.15	-0.28*	-0.10	-0.38**	0.28*	0.06
3	-0.10	-0.30*	-0.10	-0.34**	0.02	0.27*
4	-0.06	-0.30*	-0.14	-0.35**	0.08	0.53**
5	-0.04	-0.26	-0.04	-0.30*	-0.19	0.11
6	0.12	-0.21	0.12	-0.17	-0.30*	0.43**
7	0.21	-0.28*	0.31*	-0.20	-0.19	0.28*
8	0.20	-0.27*	0.40**	-0.20	-0.20	0.26
9	0.27*	-0.24	0.40**	-0.16	-0.23	0.36**
10	0.30*	-0.18	0.39**	-0.14	-0.22	0.35**
11	0.25	-0.16	0.34**	-0.15	-0.16	0.22
12	0.22	-0.18	0.30*	-0.14	-0.08	0.19
Estaciones	NIÑO4	NIÑO4	NIÑO3.4	NIÑO3.4	SOI	SOIL1
djf	-0.17	-0.27*	-0.12	-0.34**	0.24	0.10
mam	-0.08	-0.30*	-0.10	-0.35**	-0.02	0.40**
jja	0.18	-0.26	0.29*	-0.20	-0.27*	0.37**
son	0.27*	-0.18	0.38**	-0.15	-0.23	0.34**
Anual	0.10	-0.29*	0.21	-0.31*	-0.12	0.46**

TABLA 4. Correlaciones ente los dos índices que caracterizan el fenómeno ENSO (SOI y NIÑO) y la producción del olivar de almazara sin desfase y con desfase de un año. (* Correlaciones significativas al 90%. ** Correlaciones significativas al 95%).

5. Conclusiones

La influencia de la precipitación y la temperatura media sobre la producción de la oliva de mesa y de almazara ha

sido analizada para el período comprendido entre 1980-2007, con la finalidad de obtener cuales son las condiciones climáticas ideales para obtener la máxima producción. También se estudió la influencia de los patrones del Atlántico Norte y del Pacífico

ecuatorial sobre la producción del olivar en la península Ibérica. La influencia de dichas variables y patrones se estudió a través del cálculo de las correlaciones de Pearson, entre los patrones y variables con la producción de cada tipo de oliva y el análisis de los mapas compuestos. El análisis fue llevado a cabo mensualmente para la influencia de la precipitación y temperatura, y para los diferentes patrones de teleconexión fue llevado de forma anual, estacional y mensual.

En cuanto a la influencia de la temperatura media y la precipitación los resultados obtenidos para la oliva de mesa son que las temperaturas medias altas favorecen la producción en los meses de abril y septiembre y las bajas lo hacen en los meses de julio y

noviembre. En cuanto a las precipitaciones estas presentan correlación positiva con la producción en los meses de marzo, mayo y octubre, y negativa en diciembre. Para el caso de la oliva de almazara los meses en los que la precipitación favorece la producción son enero, marzo, mayo y noviembre. Las temperaturas medias altas favorecen la producción en los meses de abril y septiembre y las bajas son propicias en julio y noviembre. En la Tabla 5 se resumen las relaciones encontradas entre los dos tipos de olivar y las variables de precipitación y temperatura media. Ambos tipos de olivar presentan relaciones similares como cabía esperar en un principio.

		Rep. invernal		Crec. vegetativo primaveral				Par. estival		Crec. post-estival		Rep. invernal	
		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Almazara	PP	Red		Red		Red						Red	
	TM				Red			Blue		Red		Blue	
		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Mesa	PP			Red		Red					Red		Blue
	TM			Blue			Red			Red		Blue	

TABLA 5. Condiciones de correlación positiva (rojo) o negativa (azul) significativa entre precipitación y temperatura media con la producción de la oliva de mesa y almazara.

En cuanto al estudio tanto mensual como estacional de los patrones de teleconexión del Atlántico Norte y del Pacífico ecuatorial con la producción del olivo. Se analizaron estos patrones correlativamente e incluyendo un desfase de un año entre las condiciones climáticas y la producción del cultivo ya que en muchas ocasiones la influencia de los patrones atmosféricos de gran escala tienen lugar con cierto desfase temporal. Para el caso de los patrones del Atlántico Norte los patrones EA, y NAO son los que presentan más valores de correlación significativa. El patrón EA influye sobre todo en la producción del año siguiente de la oliva

de mesa, aunque el índice de otoño también muestra una correlación positiva significativa al 90% con la producción del olivar de almazara del año siguiente. El índice NAO de invierno correlaciona sin embargo negativamente con la producción del propio año del olivar de almazara mientras que el índice NAO de otoño lo hace positivamente con la producción del propio año del olivar de mesa. Estos resultados son interesantes y requieren de un análisis más en profundidad que nos permita entender dichas relaciones. Los resultados de la correlación con los índices del Pacífico muestran una correlación positiva significativa al 95%

de la producción anual de ambos tipos de oliva con el índice SOI del año anterior. En cuanto a la relación con los índices NIÑO. La oliva de mesa presenta correlaciones negativas con los índices de invierno y primavera del mismo año y con los índices de verano y otoño del año anterior siendo más altas dichas correlaciones con el área del NIÑO4. La oliva de almazara por el contrario se ve más influida por el área del NIÑO3.4 y en este caso las correlaciones son positivas con el índice de otoño del propio año y negativas con los índices de invierno y primavera del año anterior. Como se comentó en la sección anterior estos resultados son sumamente interesantes para la elaboración de herramientas predictivas. No obstante, se hace necesario llevar a cabo un análisis más en profundidad que permita comprender las razones de dichas correlaciones.

Referencias

- AMS (2000) American Meteorological Society Glossary, 2nd edition, Allen Press, Lawrence KS (<http://amsglossary.allenpress.com/glossary>)
- Agencia Estatal de Meteorología (2011) Atlas climático ibérico: Temperatura del aire y precipitación (1971-2000). Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.
- Barnston AG and Livezey RE (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115, 1083-1126.
- Barranco D, Fernández-Escobar R, Rallo L (2008). El Cultivo del olivo. Ed. MUNDI-PRENSA LIBROS, S.A. 846 pp. ISBN: 9788484763291
- Changnon SA, Kunkel KE (1999) Rapidly expanding uses of climate data and information in agriculture and water resources: causes and characteristics of new applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 821-830.
- Changnon SA, Winstanley D (2000) Long-term variations in seasonal weather conditions important to corn production in Illinois. *Climate Change*, 47, 353-372.
- Esteves MA, Manso Orgaz MD (2001) The influence of climatic variability on the quality of wine. *Int. J. Biometeor*, 45, 13-21.
- Fraisse CW, Cabrera VE, Breuer NE, Baez J, Quispee J, Matos E (2008) El NIÑO – Southern Oscillation influences on soybean yields in eastern Paraguay. *International Journal of Climatology*, 28, 1399–1407.
- Gilbert RO (1987) Statistical methods for environmental pollution monitoring. Van Nostrand Reinhold Company Inc. Library of Congress Catalog Card Number: 86-26758. ISBN 0-442-23050-8
- Gimeno L, Ribera P, Iglesias R, de la Torre L, García R, Hernández E (2002) Identification of empirical relationships between indices of ENSO and NAO and agricultural yields in Spain. *Climate Research*, 21, 165–172
- Guerena A, Ruiz-Ramos M, Díaz-Ambrona Ch, Conde JR, Mínguez MI (2001) Assessment of climate change and agriculture in Spain using climate models. *Agronomy Journal*, 93, 237-249.
- Hurrell JW (1996) Influence of Variations in Extratropical Wintertime Teleconnections on Northern Hemisphere Temperatures. *Geophysical Research Letters*, 23, (6) 665-668.
- Iglesias I (2010) Interacción océano-atmósfera: Influencia de la SST y de la circulación termohalina. Tesis doctoral. Universidad de Vigo.

- Jones GV, Davis RE (2000). Using a synoptic climatological approach to understand climate-viticulture relationships. *Int. J. Climatol.*, 20, 813-837.
- Quiroga S, Iglesias A (2004). Influencia del clima sobre la productividad agrícola en España. XVIII Reunión de Anales de Economía Aplicada (León)
- Landau S, Mitchell RAC, Barnett V, Colls JJ, Craigon J, Moore KL, Payne RW (1998) Testing winter wheat simulation models' predictions against observed UK grain yields. *Agricultural and Forest Meteorology*, 89, 85-99.
- Lorenzo MN, Taboada JJ, Lorenzo JF, Ramos AM (2013). Influence of climate on grape production and wine quality in the Rías Baixas, north-western Spain. *Regional Environmental Change*, 13, 887-896.
- Marcos D (2012) El ciclo anual del olivo la fenología Viveros Provedo S.A. reportaje N° 21.
- Martín-Vide J, Olcina J (2001). Climas y tiempos de España, Madrid, Alianza Editorial, 258 pp. Geografía física de España. Tomás Franco Aliaga. UNED.
- Menzel A (2003). Plant phenological anomalies in Germany and their relation to air temperature and NAO. *Climate Change*, 57, 243-263.
- Moreno J. M, Aguiló E, Alonso S., Álvarez Cobelas M, Anadón R, Ballester F, Benito G, Catalán J, de Castro M, Cendrero A, Corominas J, Díaz J, Díaz-Fierros F, Duarte C. M, Esteban Talaya A, Estrada Peña A, Estrela T, Fariña AC, Fernández González F, Galante E, Gallart F, García de Jalón LD, Gil L, Gracia C, Iglesias A, Lapieza R, Loidi J, López Palomeque F, López-Vélez R, López Zafra JM, de Luis Calabuig E, Martín-Vide J, Meneu V, Mínguez Tudela MI, Montero G, Moreno J, Moreno Saiz JC, Nájera A, Peñuelas J, Piserra MT, Ramos MA, de la Rosa D, Ruiz Mantecón A, Sánchez-Arcilla A, Sánchez de Tembleque LJ, Valladares F, Vallejo VR, Zazo C. (2005). Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático Proyecto ECCE. Edita: Centro de Publicaciones. Secretaría General Técnica. Ministerio de Medio Ambiente. ISBN: 84-8320-303-0 NIPO: 310-05-024-2 Depósito Legal: M-18.756-2005
- Ogallo, L. A.; M. S. Boulahya & T. Keane (2000). Applications of seasonal to interannual climate prediction in agricultural planning and operations. *Agr. For. Meteorol.*, 103, 159-166.
- Reilly J, Tubiello F, Mccarl B, Abler D, Darwin R, Fuglie K, Hollinger S, Izaurralde C, Jagtap S, Jones J, Mearns L, Ojima D, Paul E, Paustian K, Riha S, Rosenberg N, Rosenzweig C (2003). U.S. Agriculture and climate change: new results. *Climate Change*, 57, 43-69.
- Rodríguez-Puebla, S. M. Ayuso, M.D. Frías, L.A. García-Casado (2007). Effects of climate variation on winter cereal production in Spain. *Climate Research*, 34, 223 -232.
- Salmi T, Määttä A, Anttila P, Ruoho-Airola T, Amnell T (2002). Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the mann-kendall test and sen's slope estimates -the excel template application makesens. Publications on Air Quality No. 31 Report code FMI-AQ-31. 36 pp. ISBN 951-697-563-1 ISSN 1456-789X Edita Finnish Meteorological Institute
- Santos JA, Malheiro AC, Pinto JG, Jones GV (2012). Macroclimate and viticultural zoning in Europe: observed trends and atmospheric forcing. *Clim Res.*, 51, 89-103.
- Sarmiento M. (2006). Influencia de los patrones de teleconexión sobre la

- precipitación y sobre el caudal en la cuenca del Río Miño. Proyecto fin de carrera. Universidad de Vigo.
- Scian BV (2004). Environmental variables for modeling wheat yields in the southwest pampa region of Argentina. *Int. J. Biometeorol.*, 48, 206-212.
- Sepúlveda G, Kliewer WM, Ryugo K (1986). Effect of high temperature on grapevines (*Vitis vinifera* L.). I. Translocation of 14590 C-photosynthates. *Am J Enol Vitic.*, 37, 13-19.
- Zubair L (2002). El NIÑO Southern Oscillation influences on rice production in Sri Lanka. *Int. J. Climatol.*, 22, 249-60.

Variabilidad y tendencia del nivel del mar en el Atlántico Norte

M. DES*, M. DECASTRO

**mdes@alumnos.uvigo.es*

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,
Universidade de Vigo,
Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain*

RESUMEN

Se han caracterizado las tendencias del nivel del mar en la costa Noreste y Este del Atlántico Norte. Para ello se utilizaron los registros de mareógrafo disponibles para quince estaciones de la zona de estudio. Además, para determinar si existe relación entre el comportamiento del nivel del mar en las diferentes estaciones se ha realizado una correlación entre estaciones para un período de tiempo común. Finalmente, se estudió la dependencia de la tendencia obtenida con el período de tiempo utilizado. Así, de las quince estaciones utilizadas en doce se observa una tendencia significativamente positiva de aumento del nivel del mar (SLR) para todo el período de registro. En las otras tres estaciones (Algeciras, Ceuta y St. John de Luz/Socoa) la tendencia no es concluyente. Además, se han determinado dos sub-zonas con comportamientos del nivel del mar similar: una al Sur englobando las estaciones de Ceuta y Cádiz y otra al Norte con las de A Coruña, St. John de Luz, Brest, le Havre, Newlyn y Dublín. Finalmente, se ha observado que la elevación del nivel del mar es mayor durante el último período (1983- 2009) siendo especialmente intenso en la estación de Dublín a partir del año 2000.

Palabras Clave: tendencia, nivel del mar, Atlántico Norte.

1. Introducción

Evidencias geológicas muestran que el nivel del mar fluctúa a lo largo de grandes períodos por lo que el nivel del mar no es estático en el tiempo. Durante el último período interglaciar (hace 125.000 años) se encontraba 2-6 m por encima del actual y durante la última glaciación (hace 20.000 años) unos 120 m por debajo (Gornitz, 1995). Se sabe que los movimientos verticales en la superficie continental, tanto debido a procesos tectónicos naturales como

antropogénicos, pueden producir variaciones en el nivel del mar, pero las principales causas de estos cambios a gran escala son variaciones climáticas y variaciones en el volumen de la masa de agua oceánica.

Según el Cuarto informe del IPCC el nivel del mar está aumentando de forma general, siendo el promedio global para el período 1961-2003 de 1,8 mm/año [variando entre 1,3 y 2,3 mm/año] y para el período 1993-2003 de 3,1 mm/año [variando entre 2,4 y 3,8 mm/año], con un intervalo de confianza del 90%. Actualmente no es posible

determinar si la mayor tendencia para el período 1993-2003 se debe a una variación decadal o constituye un aumento de la tendencia a largo plazo (IPCC, 2007).

Esta tendencia y el aumento de la temperatura superficial, mayor en tierra que en los océanos, están directamente relacionados. La temperatura superficial influye directamente en la dilatación térmica y en la fusión de las masas de hielo y nieve, y estos factores son los principales causantes del aumento del nivel del mar. Por ello, el estudio de las variaciones en el nivel del mar es un importante indicador de las variaciones climáticas y la evolución del Cambio Climático.

A las variaciones en el volumen de masa oceánica se unen otras causas de la variación del nivel del mar: tectónica de placas, variaciones en la presión atmosférica, isostasia post-glaciar, cambios en la gravedad, extracción de aguas subterráneas y de reservas creadas por el hombre, mareas de origen astronómico y atmosférico, cambios en la erosión y sedimentación costera (Tel, 2007).

El aumento del nivel del mar tendría un fuerte impacto, tanto medioambiental como económico. Este aumento implicaría que las aguas anegasen zonas anteriormente secas produciéndose pérdidas y cambios en los humedales (hábitat de numerosas especies), cambios morfológicos en la costa debidos a la erosión, aumento del nivel base del alcance de las mareas en los ríos e intrusión de agua salada en acuíferos (reducción de la calidad y disponibilidad de agua potable). El aumento del nivel del mar además de afectar a las mareas y al oleaje propicia que las tempestades costeras sean más intensas. Cuando un sistema de bajas presiones toca tierra se produce una marea de tempestad, que es una elevación del nivel del mar por encima de lo esperado debido a las variaciones

en el oleaje y que tienen lugar de forma puntual y local. Todo ello conllevaría efectos económicos y sociales en los asentamientos costeros que sufrirían inundaciones, pérdida de tierras e incluso pudiendo tener que abandonar estos asentamientos. Las islas de poca altitud podrían llegar a quedar completamente anegadas y el aumento en la intensidad de las tormentas provocaría daños en infraestructuras, paralización de la actividad pesquera, etc...

Existe una gran cantidad de estudios encaminados a la evaluación de los posibles efectos económicos que implicarían la subida del nivel del mar, como por ejemplo el llevado a cabo por los investigadores Richard S. J. Tol y titulado "*The double trade-off between adaptation and mitigation for sea level rise: an application of FUND*", en el cual se utilizan cuatro escenarios diferentes parametrizados en función de diferentes crecimientos poblacionales, cambios climáticos en el nivel del mar y medidas adoptadas de mitigación y adaptación para estimar los posibles efectos del nivel del mar. En 2100, para el escenario de crecimiento poblacional más probable la subida del nivel del mar podría anegar países enteros, pudiendo reducirse este impacto con medidas mitigantes como la estabilización de la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera a 500ppm, que conllevaría un 10% menos de impacto, siendo el impacto menor cuanto mayor sea la reducción y cuantas más medidas adaptativas se tomen (Tol, 2007).

Este estudio se centra en la costa Noreste y Este del Atlántico Norte. La costa Este del Atlántico Norte posee una densidad de población mucho mayor en las zonas costeras que en el interior, destacando las costas ibéricas y del Mar del Norte con más de 500 habitantes por km². La economía de estas zonas costeras se basa en la industria, el turismo y la agricultura

intensiva. La economía de Islandia, Noruega, las islas Feroe y Groenlandia se basa en la industria pesquera; la producción de petróleo y gas en el Mar del Norte es de gran importancia para la economía de Dinamarca, el Reino Unido y los Países Bajos. En estos últimos además, las industrias relacionadas con la ingeniería costera se encuentran en auge, sobre todo las relacionadas con las energías renovables marinas. La economía irlandesa se basa en el transporte y la industria marisquera, mientras que para Francia, España y Portugal prima el turismo costero (OSPAR Commission, 2010). Esta intensa relación entre el medio

marino y la economía hace imprescindible el conocimiento del impacto de las actividades humanas sobre el sistema físico y biológico marino así como las respuestas de éstos a los cambios debidos tanto a procesos naturales como antropogénicos. El presente estudio se centra en el aumento del nivel del mar en la costa Noreste y Este del Atlántico Norte, excluyendo el mar del Norte.

Según la Organización Hidrográfica Internacional, el límite Norte y Este del Atlántico Norte viene determinado por la línea roja que se muestra en la Figura 1.

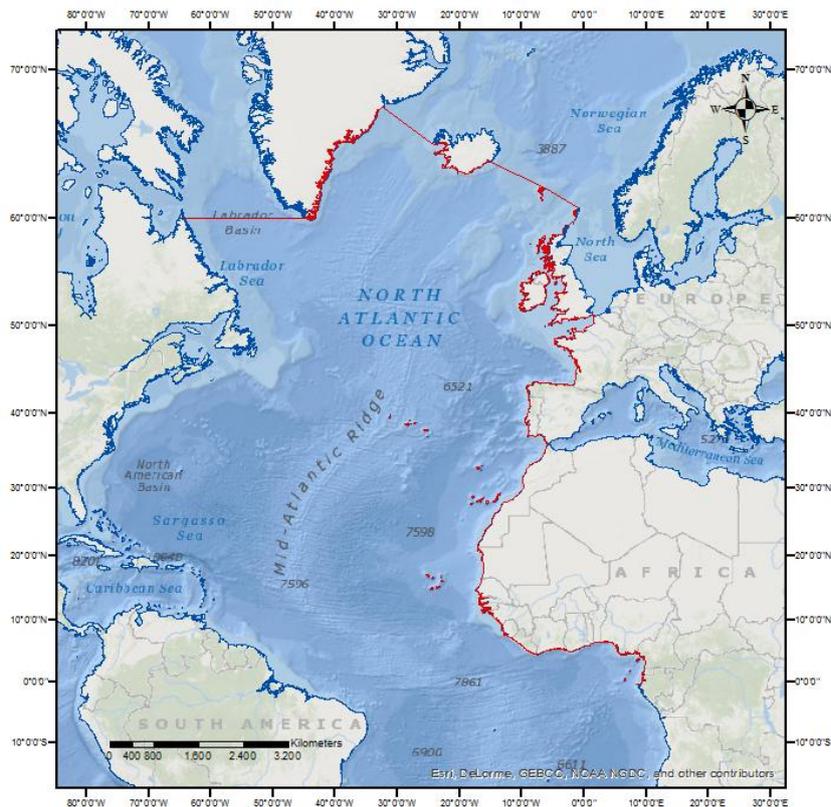


Fig. 1. Límite Norte y Este del Atlántico Norte

En la zona se han realizado estudios previos cuyos resultados se muestran en la tabla 1 donde las tendencias obtenidas para cada estación con su

correspondiente error y el período para el que fueron calculadas se agrupan en función de la fuente.

FUENTE	ESTACIÓN	PERÍODO	TENDENCIA (cm dec ⁻¹)
<i>National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)</i>	Santa Cruz de Tenerife	1927-2009	1,62±0,31
	Ceuta	1944-2009	0,52±0,29
	Algeciras	1943-2002	0,43±0,30
	Cádiz	1961-2001	4,02±0,74
	Lagos	1908-1999	1,50±0,24
	Cascais	1982-1993	1,27±0,15
	Ponta Delgada	1975-2007	2,58±1,10
	A Coruña	1943-2012	1,53±0,43
	St. John de Luz	1942-2011	1,40±0,58
	Brest	1908-1999	1,05±0,08
	Le Havre	1941-2011	2,15±0,52
	Newlyn	1915-2011	1,76±0,17
	Dublín	1938-2001	0,07±0,40
	Stornoway	1977-2011	1,92±0,94
	Reykjavik	1953-2011	2,33±0,50
Marcos et al., 2013	Santa Cruz de Tenerife	1927-2010	2,09±0,04
	Ceuta	1944-2002	0,5±0,1
	Cádiz	1961-2001	4,0±0,3
	Lagos	1908-1999	1,5±0,1
	Cascais	1882-2005	1,3±0,1
	A Coruña	1943-2001	1,4±0,2
	St. John de Luz	1942-1996	2,1±0,3
Wöppelman et al., 2007	Lagos	61 años	1,35±0,18
	Cascais	97 años	1,22±0,10
	Brest	87 años	1,40±0,05
	Newlyn	87 años	1,69±0,11
Gómez Gesteira et al., 2011	A Coruña	1943-2004	1,67
Chust et al., 2009	St. John de Luz	1942-2006	2,09±0,42
Haigh et al., 2009	Brest	1900-2006	1,41±0,11
	Le Havre	1959-2006	2,53±0,39
	Newlyn	1916-2006	1,74±0,10
	Dublín	1938-2001	0,20±0,27
	Stornoway	1977-2006	1,83±0,69

TABLA 1. Estudios previos en la zona: Autor, estación, período y tendencia calculada.

2. Datos y procedimiento

2.1. Datos

Los datos mensuales de nivel del mar utilizados en este estudio se obtuvieron de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar (PSML)

(<http://www.psmsl.org/data/obtaining/>).

El Servicio Permanente para el Nivel del Mar se encarga de recopilar, publicar, analizar e interpretar los datos de nivel del mar a partir de los datos aportados por las autoridades responsables de la red de mareógrafos

de cada país, creando así una red mundial de mareógrafos.

Para este estudio se utilizaron los datos de registro de mareógrafo de quince estaciones distribuidas a lo largo de la costa Noreste y Este del Atlántico Norte: Santa Cruz de Tenerife (I), Ceuta, Algeciras, Cádiz (III), Lagos, Cascais, Ponta Delgada, A Coruña (I), St. John de Luz/Socoa, Brest, Le Havre, Newlyn, Dublín, Stornoway, Reykjavik, cuyas coordenadas se muestra en la Tabla 2.

Como inicio del período de estudio se tomó el primer año en el que la estación estuvo en funcionamiento desde el mes

de enero y como fin el último con registros durante todo el año. En alguna de las estaciones este período se limita en función de la densidad de datos (Tabla 1).

Para corregir el Ajuste Isostático Glacial se ha utilizado la tabla de valores del modelo geodinámico ICE

4G (VM2) propuesto por Peltier (Peltier, 2001) (Tabla 1). Los valores positivos de corrección isostática indican que la estación se encuentra dentro de la región cubierta de hielo durante la última glaciación, mientras que los valores negativos sitúan la estación en la región periférica.

ESTACIÓN	CÓDIGO PSMSL	SITUACIÓN		PERÍODO DE ESTUDIO	ICE 4G (VM2) (mm/año)
		LATITUD (°)	LONGITUD (°)		
1.Santa Cruz de Tenerife I (España)	370-032	28,483333	-16,23333	1993-2011	-0,22
2.Ceuta (España)	340-001	35,900000	-5,316670	1945-2012	-0,43
3.Algeciras (España)	220-011	36,116667	-5,433333	1944-2001	-0,43
4.Cádiz III (España)	220-003	36,533333	-6,283333	1961-2012	-0,41
5.Lagos (Portugal)	210-031	37,100000	-8,666667	1909-1987	-0,30
6.Cascais (Portugal)	210-021	38,683333	-9,416667	1882-1993	-0,29
7.Ponta Delgada (Portugal)	360-001	37,736000	-25,67116	1979-2006	
8.A Coruña I (España)	200-030	43,366667	-8,400000	1944-2012	-0,13
9.St. John de Luz/Socoa (Francia)	190-141	43,395239	-1,681623	1964-2011	-0,32
10.Brest (Francia)	190-091	48,382900	-4,495040	1807-2011	0,26
11.Le Havre (Francia)	190-051	49,482015	0,106066	1959-2011	0,02
12.Newlyn (Reino Unido)	170-161	50,103000	-5,542833	1916-2012	0,25
13.Dublín (Irlanda)	175-071	53,350000	-6,216667	1938-2009	-0,40
14.Stornoway (Reino Unido)	170-251	58,207806	-6,388972	1977-2012	-0,34
15.Reykjavik (Islandia)	010-001	64,150583	-21,939880	1957-2012	0,09

TABLA 2. Posición de las estaciones utilizadas, período de estudio y valores de corrección del AIG según el método ICE 4G (VM2).

2.2. Procedimiento

Para caracterizar la evolución interanual de la elevación del nivel del mar, se representaron los valores mensuales descargados y se calculó la tendencia lineal mediante el método de “mínimos cuadrados” con su correspondiente coeficiente de determinación.

A continuación también se caracterizó la climatología para cada estación, para lo que se promediaron todos y cada uno de los meses del año para todo el período de estudio.

Posteriormente se calcularon las medias anuales siguiendo dos procedimientos diferentes. En el primer método (método 1) se promediaron los valores mensuales siempre y cuando hubiese datos para más de la mitad del año. Cuando a pesar de cumplirse la

condición anterior faltaba algún dato, se valoró que los datos disponibles no sesgasen el resultado, para lo que se utilizó la información obtenida en la climatología anual. En el segundo método (método 2) se realizó el promedio anual sustituyendo los meses que faltaban por el valor de ese mes en la climatología.

En el cálculo de la climatología y de los valores anuales de la elevación del mar se ha considerado la desviación estándar para la estimación del error.

A la tendencia final se le aplicó el factor de corrección del Ajuste Isostático Glacial según el método ICE 4G (VM2) utilizando la ecuación 1.a

$$y_{corr}(t) = y_{orig}(t) + \theta \cdot t \quad (1.a)$$

Las tablas de corrección no aportan un valor para la estación de Ponta Delgada (Portugal) por lo que se tomó el valor de la estación de Lagos (Portugal) ya que se encuentran a la misma latitud y éste es el parámetro más importante para la determinación de este coeficiente.

Para la comparación entre series de datos de elevación del nivel del mar entre diferentes estaciones de medición se seleccionó un período de tiempo común que cumpliera una serie de requisitos. Primero que fuese el más largo posible para realizar un estudio riguroso y segundo que el número de estaciones con ese período de registro fuese representativo de la zona de estudio (costa este del Atlántico Norte). El período de tiempo que cumplía ambos requisitos fue 1964-2009 que corresponde a un período de 46 años común para más de la mitad de las estaciones de estudio (9 de 15). Se utilizó el método de correlación de Spearman utilizando y sin utilizar la función “*Detrend*”, la cual elimina la tendencia lineal de la serie de datos. También se calculó la fiabilidad para determinar el grado de precisión con que el test estadístico escogido, en este caso Spearman, es capaz de medir la correlación.

Para analizar la influencia de la longitud de la serie de datos se determinaron las tendencias del nivel del mar para dos períodos de tiempo. El primero de 46 años (1964-2009) es el período más largo común para más de la mitad de las estaciones, y el segundo de 27 años (1983-2009), es lo suficientemente largo para aportar información climatológica. Además, el segundo período permite analizar la influencia del último período de calentamiento, iniciado en torno a 1977, en las tendencias del nivel del mar. Las tendencias se calcularon a partir de los

datos mensuales el método 2, para ocho de las quince estaciones.

Por último y a partir de los datos anteriores se analizó la influencia que tiene el período de tiempo en la tendencia del nivel del mar, para lo que se calculó la tendencia de dos períodos contiguos y de igual longitud (23 años) uno de 1964 a 1986 y otro de 1987 a 2009.

3. Resultados y Discusión

3.1. Comparación entre métodos

En la Tabla 2 se muestran los valores de la tendencia con su correspondiente error y el coeficiente de determinación (R^2) obtenidos para cada estación con ambos métodos, tanto para los datos mensuales como los anuales.

El coeficiente de determinación nos indica la relación entre el valor de la línea de tendencia y el valor de la serie de datos. Así, se observa que en las series de datos anuales la línea de tendencia tiene un mejor ajuste que en la serie mensual, y la discrepancia entre los valores del coeficiente de determinación entre los dos métodos no es significativa.

Al comparar las tendencias obtenidas a partir de datos mensuales y anuales se aprecia que, de forma general, difieren menos entre ellas en el método 2 que en el método 1 y el error en las tendencias es menor para el método 2 que para el 1. Comparando las tendencias obtenidas en los dos métodos se observa que en doce de las quince estaciones la diferencia no es significativa, por lo que en este caso el uso de la climatología no sesga los datos. En las estaciones de Ponta Delgada (2,85 cm dec⁻¹ frente a 2,33 cm dec⁻¹ y 2,94 cm dec⁻¹ frente a 2,39 cm dec⁻¹), Le Havre (2,44 cm dec⁻¹/1,99 cm dec⁻¹ y 2,37 cm dec⁻¹/1,95 cm dec⁻¹) y Stornoway (2,16 cm dec⁻¹/1,62 cm dec⁻¹ y 2,00 cm dec⁻¹/1,53 cm dec⁻¹) la variación entre las tendencias es

significativa y esto se debe a la escasez de datos.

ESTACIÓN	PERÍODO DE ESTUDIO	Método 1				Método 2			
		Datos mensuales		Datos anuales		Datos mensuales		Datos anuales	
		Tendencia (cm dec ⁻¹)	R ²	Tendencia (cm dec ⁻¹)	R ²	Tendencia (cm dec ⁻¹)	R ²	Tendencia (cm dec ⁻¹)	R ²
1.Santa Cruz de Tenerife	1993-2011	6,62±0,75	0,265	5,59±0,75	0,778	5,63±0,75	0,201	5,30±0,68	0,780
2.Ceuta	1945-2012	0,61±0,10	0,043	0,58±0,17	0,150	0,59±0,10	0,040	0,58±0,17	0,146
3.Algeciras	1944-2001	0,36±0,14	0,012	0,37±0,19	0,077	0,34±0,12	0,011	0,41±0,18	0,087
4.Cádiz III	1961-2012	3,89±0,21	0,372	3,94±0,41	0,655	3,77±0,20	0,357	3,75±0,40	0,638
5.Lagos	1909-1987	1,51±0,10	0,220	1,51±0,16	0,575	1,45±0,09	0,207	1,44±0,14	0,563
6.Cascais	1882-1993	1,28±0,05	0,329	1,26±0,09	0,652	1,22±0,05	0,310	1,25±0,09	0,647
7.Ponta Delgada	1979-2006	2,85±0,43	0,157	2,94±0,61	0,589	2,33±0,35	0,119	2,39±0,63	0,354
8.A Coruña I	1944-2012	2,28±0,15	0,232	2,37±0,24	0,603	2,24±0,14	0,228	2,22±0,24	0,567
9.St. John de Luz	1964-2011	1,27±0,24	0,057	1,17±0,39	0,200	0,96±0,19	0,041	0,91±0,29	0,175
10.Brest	1807-2011	1,06±0,03	0,345	1,06±0,05	0,749	0,95±0,03	0,304	0,95±0,05	0,674
11.Le Havre	1959-2011	2,44±0,24	0,180	2,37±0,33	0,566	1,99±0,20	0,137	1,95±0,27	0,506
12.Newlyn	1916-2012	1,79±0,09	0,278	1,76±0,10	0,769	1,70±0,09	0,255	1,69±0,10	0,761
13.Dublín	1938-2009	1,46±0,17	0,082	1,39±0,33	0,203	1,44±0,17	0,080	1,40±0,32	0,215
14.Stornoway	1977-2012	2,16±0,55	0,040	2,00±0,59	0,278	1,62±0,48	0,026	1,53±0,49	0,222
15.Reykjavik	1957-2012	2,20±0,23	0,125	2,18±0,34	0,441	2,21±0,23	0,125	2,17±0,33	0,445

TABLA 3. Análisis estadístico comparativo de los dos métodos.

3.2. Tendencias del nivel del mar eustático

Al tener en cuenta las variaciones litosféricas se calcula la tendencia del nivel del mar eustático es decir, la tasa de variación del volumen de la masa de agua oceánica. Para tener en cuenta estas variaciones litosféricas se aplicó el factor de corrección propuesto por el modelo ICE 4G a las tendencias anuales relativas obtenidas en el apartado anterior.

Para las estaciones de Ponta Delgada, Le Havre y Stornoway se tomaron las

tendencias anuales relativas calculadas mediante el método 1 debido a que, como se ha comentado con anterioridad, en estas tres estaciones los períodos de discontinuidad son muy grandes y el uso de la climatología sesga los datos. En el resto de las estaciones se tomaron las calculadas mediante el método 2.

Así, en la Tabla 4 se muestran las tendencias anuales relativas, el factor de corrección y la tendencia corregidas con el modelo ICE 4G, obteniendo las tendencias del nivel del mar eustático.

ESTACIÓN	SLT (cm dec ⁻¹)	ICE 4G (VM2) (cm dec ⁻¹)	SLT corregida (cm dec ⁻¹)
1.Santa Cruz de Tenerife I (España)	5,30±0,68	-0,22	5,08±0,68
2.Ceuta (España)	0,58±0,17	-0,43	0,15±0,17
3.Algeciras (España)	0,41±0,18	-0,43	-0,02±0,18
4.Cádiz III (España)	3,75±0,40	-0,41	3,34±0,40
5.Lagos (Portugal)	1,44±0,14	-0,30	1,14±0,14
6.Cascais (Portugal)	1,25±0,09	-0,29	0,96±0,09
7.Ponta Delgada (Portugal)*	2,94±0,61	-0,30*	2,64±0,61
8.A Coruña I (España)	2,22±0,24	-0,13	2,09±0,24
9.St. John de Luz/Socoa (Francia)	0,91±0,29	-0,32	0,59±0,29
10.Brest (Francia)	0,95±0,05	0,26	1,21±0,05
11.Le Havre (Francia)	2,37±0,33	0,02	2,39±0,33
12.Newlyn (Reino Unido)	1,69±0,10	0,25	1,94±0,10
13.Dublín (Irlanda)	1,40±0,32	-0,40	1,00±0,32
14.Stornoway (Reino Unido)	2,00±0,59	-0,34	1,66±0,59
15.Reykjavik (Islandia)	2,17±0,33	0,09	2,26±0,33

TABLA 4. Tendencia del nivel del mar eustático a partir tendencias anuales corrigiendo el Ajuste Isostático Glacial.

En la Figura 2 se representan las tendencias del nivel del mar eustático. Debido a la cercanía geográfica entre las estaciones de Cádiz y de Algeciras la representación de la tendencia en

Algeciras solapa la representación de la tendencia de Cádiz, por lo que se ha realizado un zoom la zona (Figura 3).

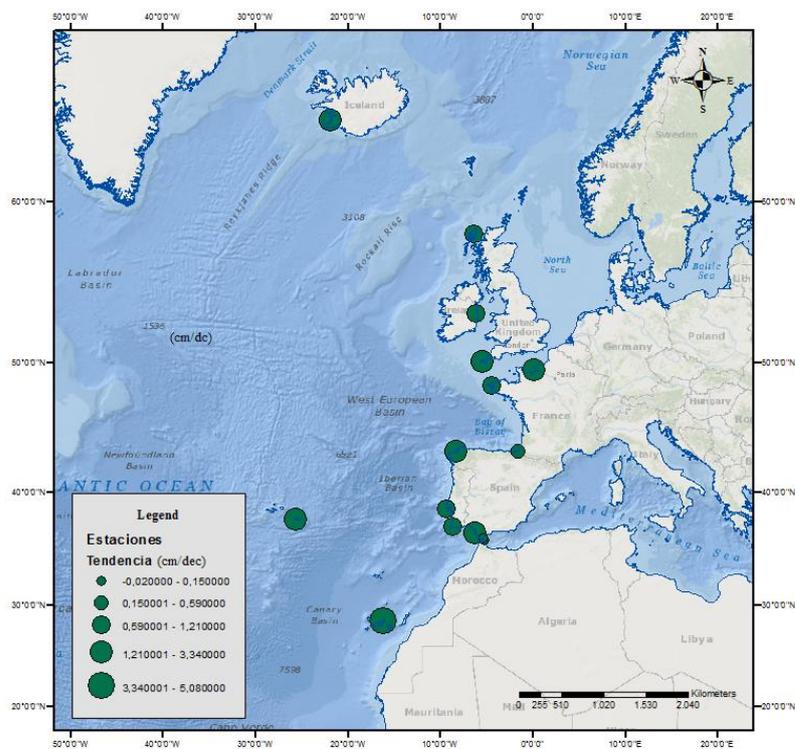


Fig. 2. Tendencias del nivel del mar eustático para la zona de estudio.

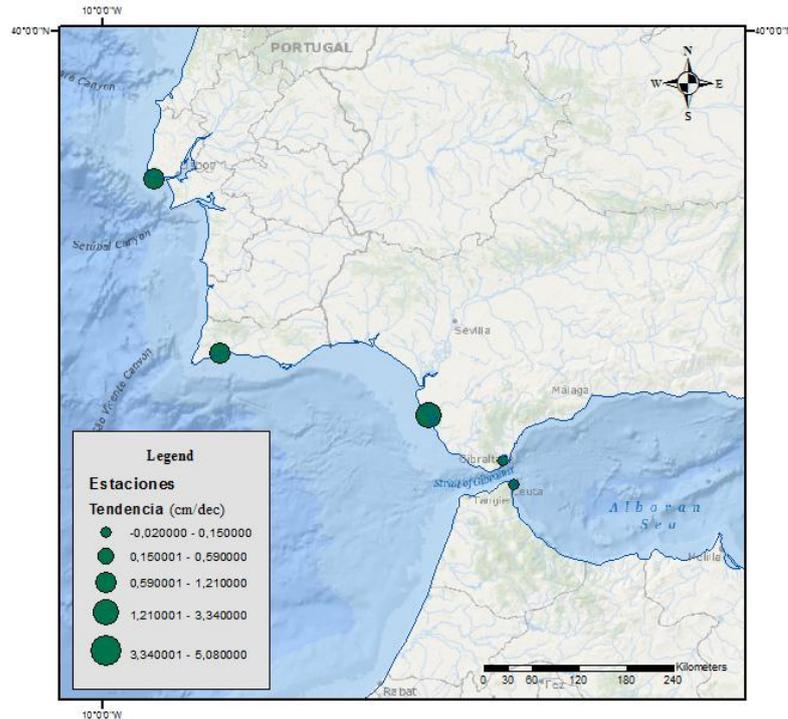


Fig. 3. Tendencias del nivel del mar eustático en la zona del Estrecho de Gibraltar.

En general se puede observar un aumento en el nivel del mar para prácticamente todas las estaciones analizadas. Al Sur de la zona de estudio se encuentra la estación de Santa Cruz de Tenerife para la que, se obtiene el valor de tendencia isostática más elevado [$5,08 \pm 0,68 \text{ cm dec}^{-1}$]. Este máximo difiere considerablemente de las otras tendencias pero puede deberse a que es el período más corto y reciente y refleje la variabilidad climática actual, influenciada por una alta tasa de aumento de la temperatura superficial oceánica. En la región del Estrecho de Gibraltar se sitúan las estaciones de Ceuta y Algeciras, las cuales distan entre si alrededor de 30 km, por lo que son las estaciones más cercanas utilizadas en este estudio. Para estas estaciones se obtienen las tendencias eustáticas más bajas [$0,15 \pm 0,17$ y $-0,02 \pm 0,18 \text{ cm dec}^{-1}$], valores que se solapan al tener en cuenta el error y se puede concluir que en esta zona el nivel del mar se mantiene estable. Siguiendo la costa española hacia el Oeste y cerca

de estas dos estaciones se encuentra la estación de Cádiz, para la que se obtiene la segunda tendencia más elevada [$3,34 \pm 0,40 \text{ cm dec}^{-1}$]. En el Golfo de Vizcaya en la estación de St. John de Luz también se observa una tendencia baja de SLR [$0,59 \pm 0,29 \text{ cm dec}^{-1}$]. Para las otras estaciones de estudio la tendencia varía entorno a una media de $1,59 \text{ cm dec}^{-1}$ (de $0,96$ a $2,26 \text{ cm dec}^{-1}$).

3.3. Comparación y correlación entre estaciones

Al analizar las correlaciones se observa que los valores de correlación obtenidos cuando no se elimina la tendencia lineal de cada serie son ligeramente mayores, esto se debe a que la tendencia positiva, más o menos elevada, del nivel del mar en todas las estaciones sesga los valores.

Los resultados de las Tablas 4 y 5 muestran correlaciones significativas (con fiabilidades superiores al 95%) indicando que cuando se produce un aumento (disminución) del SLR en una estación también aumenta (disminuye)

en la otra. Las únicas anticorrelaciones, o correlaciones negativas, obtenidas son entre las estaciones de Reykjavik y Ceuta y entre Reykjavik y St. John de Luz. En este caso cuando aumenta (disminuye) el nivel del mar en una estación disminuye (aumenta) en la otra. La estación de Reykjavik sólo muestra una correlación significativa con la de Dublín ($r= 0,38$ con una fiabilidad $> 95\%$).

La mayor correlación entre estaciones se observa entre las estaciones de Brest y Newlyn, debido a su proximidad geográfica ($r= 0,88$ con una fiabilidad $> 99\%$). También se observan altas correlaciones significativas (con un r superior a $0,50$) entre las estaciones de Brest- A Coruña, Brest- Dublín, Brest- St. John de Luz, Brest- Le Havre, Newlyn- A Coruña, Newlyn- Dublin y Le Havre- Newlyn.

Las estaciones españolas (Ceuta, Cádiz y A Coruña) se correlacionan entre sí aunque la correlación es mayor entre

Ceuta y Cádiz por su proximidad geográfica. Los resultados de estas correlaciones permiten dividir la costa Noreste y Este del Atlántico Norte en dos subzonas con comportamientos del nivel del mar similares. Así, una primera subzona englobaría las estaciones de Ceuta y Cádiz, situadas al Sur de la zona de estudio y una segunda las estaciones de A Coruña, St. John de Luz, Brest, le Havre, Newlyn y Dublín, situadas al Norte.

Puesto que no se disponen de datos para ninguna de las estaciones portuguesas durante el período de estudio no se ha podido evaluar la similitud o discrepancia del comportamiento del nivel del mar en esta zona.

3.4. Influencia de la longitud del período

En la Figura 4 se muestran las tendencias obtenidas para los períodos 1964-2009 (46 años) y 1983-2009 (27 años) con una fiabilidad $> 95\%$.

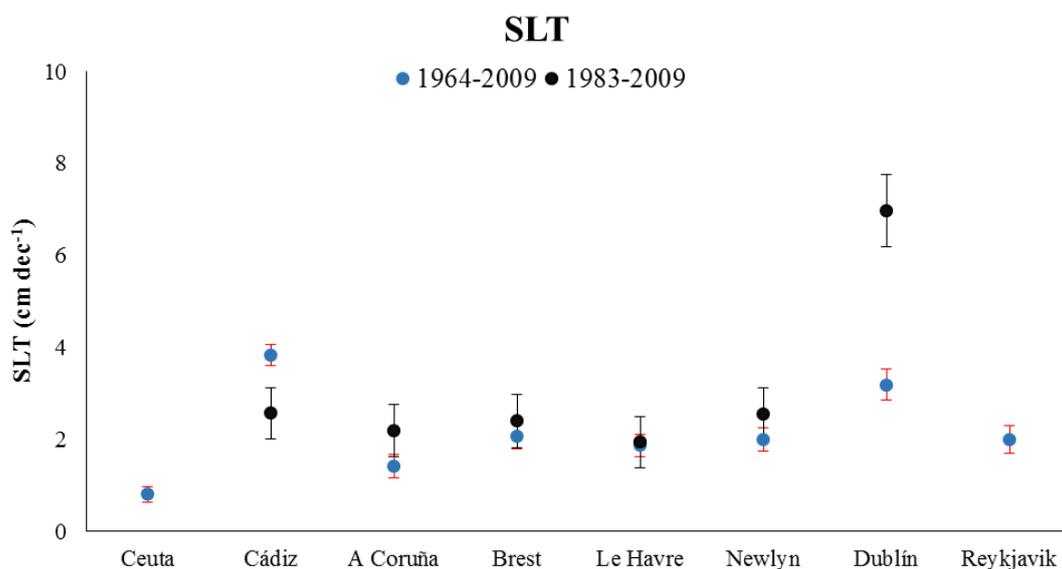


Fig. 4. Tendencia del nivel del mar y error con una fiabilidad $>95\%$

Comparando estas tendencias se observa que se mantiene una tendencia al aumento en el nivel del mar aunque

las tendencias netas para los dos períodos son diferentes en todas las estaciones. Si se tiene en cuenta el error, los valores se solapan en cuatro de las

ocho estaciones: A Coruña, Brest, le Havre y Newlyn (hay que tener en cuenta que las tendencias obtenidas para la estación de le Havre pueden estar condicionados por la climatología), lo que indica que la tendencia es básicamente la misma para los dos períodos de tiempo considerados. Sin embargo, la tendencia del nivel del mar es mayor en la estación de Dublín y menor en las estaciones de Ceuta, Cádiz y Reykjavik durante el período de tiempo de 27 años que en el de 46 años. Por otro lado, se observa que el error en las tendencias es menor cuando el período de estudio es largo (1964-2009) que cuando es corto (1983-2009), de media la tendencia se reduce en $0,31\text{cm dec}^{-1}$.

Los valores de tendencia son significativos (significancia $>95\%$) en

todas las estaciones para el período 1964-2009. Durante el período 1983-2009, únicamente se obtienen tendencias significativas en las estaciones de Cádiz, A Coruña, Brest, Le Havre, Newlyn y Dublín. Las tendencias para las estaciones de Ceuta y Reykjavik no son significativas para el período de 27 años, confirmándose la necesidad de series largas para la realización de una buena climatología.

3.5. Influencia del período

Para analizar la influencia que tiene el período de tiempo en la tendencia del nivel del mar se tomaron dos períodos contiguos y de igual longitud (23 años) uno de 1964 a 1986 y otro de 1987 a 2009. En la Figura 5 se muestran las tendencias obtenidas con una fiabilidad $> 95\%$.

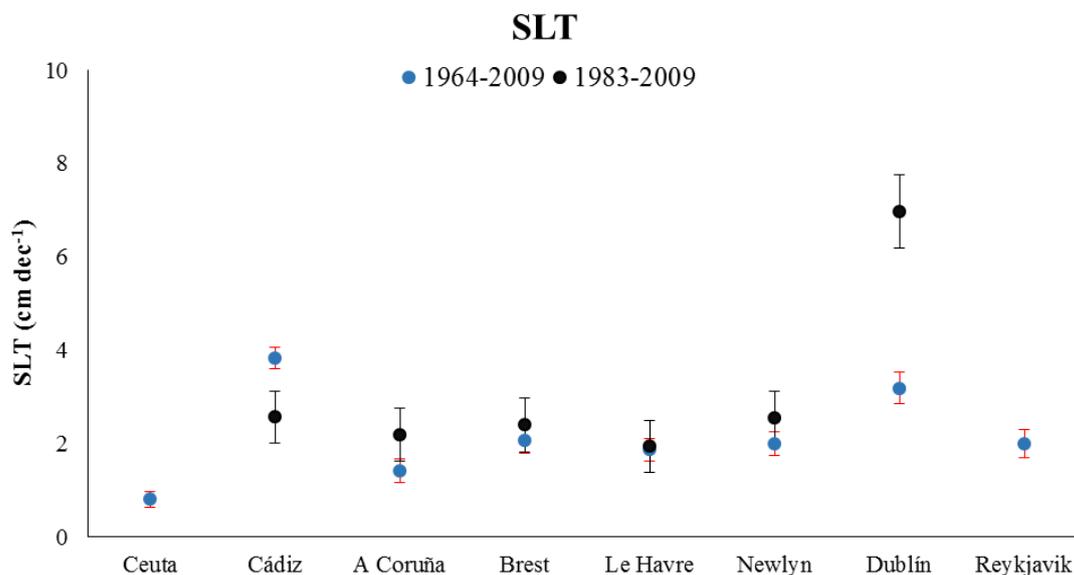


Fig. 5. Tendencia del nivel del mar y error con una fiabilidad $>95\%$.

Comparando las tendencias para ambos períodos se observa que se mantiene una tendencia al aumento del nivel del mar para los dos períodos de tiempo para todas las estaciones excepto para la de Dublín. Esta estación durante el período 1964-1986 muestra una tendencia a la disminución del nivel del

mar de $-1,69 \pm 0,78\text{ cm dec}^{-1}$ y durante el período 1987- 2009 muestra un fuerte incremento en el nivel del mar de $8,05 \pm 1,02\text{ cm dec}^{-1}$, ambos significativos. Este cambio de tendencia pone de manifiesto la importancia del período de análisis.

Para el período 1964-1986 la tendencia es significativa en las estaciones de Ceuta, Cádiz, Le Havre, Newlyn, Dublín y Reykjavik. Para el período 1987-2009 la tendencia es significativa en las estaciones de A Coruña, Brest, Le Havre, Newlyn y Dublín. Esto implica que sólo tres estaciones, Le Havre, Newlyn y Dublín, muestran significancia en sus tendencias en ambos períodos aunque hay que tener en cuenta que las tendencias calculadas para la estación de Le Havre pueden estar condicionadas por la climatología. Comparando los dos períodos para las estaciones con significancia estadística se aprecia un aumento de la tendencia de SLR. En la estación de Le Havre se obtiene el menor porcentaje de

variación, un incremento del 9,05%, mientras que el mayor porcentaje de cambio corresponde a la estación de Dublín es del 576,33%.

4. Conclusiones

De las quince estaciones estudiadas se observa una tendencia positiva del aumento del nivel del mar en doce, en las otras tres estaciones (Algeciras, Ceuta y St. John de Luz/Socoa) la tendencia no es concluyente.

En la tabla 5 se muestran los resultados bibliográficos y los obtenidos en este estudio para su comparación.

ESTACIÓN	FUENTE	PERÍODO	TENDENCIA (cm dec ⁻¹)
Santa Cruz de Tenerife	NOAA	1927-2009	1,62±0,31
	Marcos et al., 2013	1927-2010	2,09±0,04
	Presente estudio	1993-2011	5,08±0,68
Ceuta	NOAA	1944-2009	0,52±0,29
	Marcos et al., 2013	1944-2002	0,5±0,1
	Presente estudio	1945-2012	0,15±0,17
Algeciras	NOAA	1943-2002	0,43±0,30
	Presente estudio	1944-2001	-0,02±0,18
Cádiz	NOAA	1961-2001	4,02±0,74
	Marcos et al., 2013	1961-2001	4,0±0,3
	Presente estudio	1961-2012	3,34±0,40
Lagos	NOAA	1908-1999	1,50±0,24
	Marcos et al., 2013	1908-1999	1,5±0,1
	Wöppelman et al., 2007	61 años	1,35±0,18
	Presente estudio	1909-1987	1,14±0,14
Cascais	NOAA	1982-1993	1,27±0,15
	Marcos et al., 2013	1882-2005	1,3±0,1
	Wöppelman et al., 2007	97 años	1,22±0,10
	Presente estudio	1882-1993	0,96±0,09
Ponta Delgada	NOAA	1975-2007	2,58±1,10
	Presente estudio	1979-2006	2,64±0,61
A Coruña	NOAA	1943-2012	1,53±0,43
	Marcos et al., 2013	1943-2001	1,4±0,2
	Gómez Gesteira et al., 2011	1943-2004	1,67
	Presente estudio	1944-2012	2,09±0,24
St. John de Luz	NOAA	1942-2011	1,40±0,58
	Marcos et al., 2013	1942-1996	2,1±0,3
	Chust et al., 2009	1942-2006	2,09±0,42
	Presente estudio	1964-2011	0,59±0,29
Brest	NOAA	1908-1999	1,05±0,08
	Wöppelman et al., 2007	87 años	1,40±0,05
	Haigh et al., 2009	1900-2006	1,41±0,11
	Presente estudio	1807-2011	1,21±0,05
Le Havre	NOAA	1941-2011	2,15±0,52

	Haigh et al., 2009	1959-2006	2,53±0,39
	Presente estudio	1959-2011	2,39±0,33
Newlyn	NOAA	1915-2011	1,76±0,17
	Wöppelman et al., 2007	87 años	1,69±0,11
	Haigh et al., 2009	1916-2006	1,74±0,10
	Presente estudio	1916-2012	1,94±0,10
Dublín	NOAA	1938-2001	0,07±0,40
	Haigh et al., 2009	1938-2001	0,20±0,27
	Presente estudio	1938-2009	1,00±0,32
Stornoway	NOAA	1977-2011	1,92±0,94
	Haigh et al., 2009	1977-2006	1,83±0,69
	Presente estudio	1977-2012	1,66±0,59
Reykjavik	NOAA	1953-2011	2,33±0,50
	Presente estudio	1957-2012	2,26±0,33

TABLA 5. Comparación entre el valor de tendencia del nivel del mar calculado en el presente estudio y los valores bibliográficos.

En las estaciones de Santa Cruz de Tenerife y Dublín la tendencia obtenida es superior a los valores bibliográficos y esta discrepancia puede deberse a la diferencia entre los períodos de estudio. Las tendencias obtenidas en las estaciones de Ceuta, Algeciras, Cádiz, Lagos, Cascais, Ponta Delgada, Le Havre, Newlyn, Stornoway y Reykjavik son estadísticamente equiparables a los valores bibliográficos. En la estación de A Coruña la tendencia obtenida es superior a la obtenida por Gómez Gesteira et al., (2011) y Marcos et al., (2013) y superior pero estadísticamente equiparable a la obtenida por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA). En la estación de St John de Luz el valor es inferior al obtenido por Marcos et al. (2013) y al obtenido por Chust et al. (2009). Además, es ligeramente inferior pero equiparable al obtenido por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA). Lo mismo sucede en la estación de Brest, el valor es inferior al obtenido por Wöppelman et al., (2007) y al obtenido por Haigh et al. (2009) y estadísticamente equiparable al obtenido por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA).

De la correlación entre estaciones para el período 1964- 2009 se obtienen dos sub-zonas de comportamiento del nivel del mar similar. Una al Sur englobando las estaciones de Ceuta y Cádiz y otra al Norte con las de A Coruña, St. John de Luz, Brest, le Havre, Newlyn y Dublín. Las únicas estaciones con correlación negativa (es decir con comportamientos de tendencia del nivel del mar opuestos) son Reykjavik y Ceuta y Reykjavik y St. John de Luz.

Del estudio de la tendencia en períodos de diferente longitud se puede concluir que las tendencias son más significativas cuanto mayor es el período considerado.

El estudio de tendencias en diferentes períodos de igual longitud indica un aumento de la tendencia en el período más reciente (1983- 2009). Este aumento ha sido especialmente intenso en la estación de Dublín.

Referencias

Chust G. et all. (2009). Human impacts overwhelm the effects of sea-level rise on Basque coastal habitats (N Spain) between 1954 and 2004. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* No 84 (2009) page 453–462.

- Gómez- Gesteira, M, Gimeno, L, Decastro, M, Lorenzo, MN, Alvarez, I, Nieto, R, Taboada, JJ, Crespo AJC, Ramos, AM, Iglesias, I, Gómez-Gesteira, JL, Santos, FE, Barriopedro, D, Trigo, IF (2011). The state of Climate in NW Iberia. *Climate Research* 48 (2, 3), 109-144. Doi: 10.3354/cr01017.
- Gornitz, V (1995). A comparison of differences between recent and late Holocene sea level trends from Eastern North America and other selected regions. *Journal of Coastal Research Special Issue No. 17: Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*, pp. 287-297.
- Haigh, I, Nicholls, R, Wells, N (2009). "Mean sea level trends around the English Channel over 20th century and their wider context". *Continental Shelf Research Volume 29, Issue 17, 30 September 2009, Pages 2083–2098*.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007). "Fourth Assessment Report: Climate Change".
- International Hydrographic Organization (1953). "North Atlantic Ocean and its Sub-divisions".
- Marcos, M, Puyol, B, Calataf, FM, Woppelman, G (2013). Sea level changes at Tenerife Island (NE Tropical Atlantic) since 1927. *Journal of Geophysical research* 118 Issue 10. Doi: 10.1002/JGRC.20377.
- National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA, <http://www.noaa.gov>
- OSPAR Commission (2010). Quality status report 2010, chapter 2 The North-East Atlantic.
- Peltier, W. R (2001). Global Glacial Isostatic Adjustment and Modern Instrumental Records of Relative Sea level History. Douglas et al (eds) *Sea Level Rise: History and Consequences*. International Geoph. Series. No 75. Academic Press.
- Tel Pérez, E (2007). Variabilidad y tendencias del nivel del mar en las costas de la península Ibérica y zonas limítrofes: su relación con los parámetros meteorológicos. Tesis Doctorales del Instituto Español de Oceanografía. Issue 26, 2007, Pages 10-349.
- Tol R. S. J. (2007). The double trade-off between adaptation and mitigation for sea level rise: an application of FUND. *Mitig Adapt Strat Glob Change 2007 Volume 12 pages 741-753*. DOI: 10.107/S11027-007-9097-2.
- Wöpelmann, G, Martin Miguez, B, Bouin, N, Altamimi, Z (2007). Geocentric sea-level trend estimates from GPS analyses at relevant tide gauges world-wide. *Global and Planetary Change Volume 57, Issues 3–4, June 2007, Pages 396–406*. DOI: 10.1016/J.GLOPLACHA.2007.02.002.

Variabilidad de la clorofila *a* en las aguas costeras de la Península Ibérica entre 1998 y 2007 usando datos de SeaWiFS

L. SALGADO*, M. N. LORENZO

*lorenasalgadocosta@gmail.com

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultad de Ciencias,
Universidad de Vigo,
Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain*

RESUMEN

La clorofila *a* es un indicador de producción primaria, y por lo tanto también lo es de la actividad biológica. Su concentración depende fundamentalmente de la disponibilidad de luz y nutrientes. En el presente trabajo se pretende estudiar la concentración de clorofila *a* a lo largo de toda la costa de la Península Ibérica a partir de datos satelitales comprendidos entre los años 1998 y 2007. Para un mejor estudio del área se ha dividido el territorio peninsular en cuatro zonas diferenciadas, puesto que poseen características muy distintas. Estas zonas se corresponden con el mar Cantábrico, el océano Atlántico, el Estrecho de Gibraltar y el mar Mediterráneo. Las concentraciones de Chl *a* más altas se dan en la zona atlántica, en el periodo estival, debido al fenómeno de afloramiento, ya que éste trae a la superficie aguas frías y ricas en nutrientes y esto favorece el crecimiento del fitoplancton y por lo tanto una mayor concentración de clorofila. Puesto que la concentración de clorofila depende en ciertas zonas de la descarga de los ríos debido al aporte de nutrientes que éstos hacen, también se ha analizado la concentración de clorofila en desembocadura de algunos de los principales ríos de la Península Ibérica. Además se estudia la variabilidad anual de la SST y el transporte de Ekman para una mejor comprensión de los resultados obtenidos sobre la concentración de clorofila.

Palabras Clave: Clorofila, afloramiento, fitoplancton.

1. Introducción

La clorofila *a* es un pigmento fotosintético presente en el fitoplancton que le da un color verdoso a éste. La concentración de clorofila *a* oceánica permite una estimación de la concentración de fitoplancton y por lo tanto, de la actividad biológica. Es un indicador básico de producción primaria.

En ambientes marinos la producción primaria es el resultado del movimiento de las masas de agua y de las

condiciones de luz y nutrientes (Picado et al., 2013). De estas condiciones dependerá la concentración de clorofila. La luz del sol más fuerte en primavera, así como los aportes de sedimentos ricos en nutrientes del agua dulce que descargan los ríos, hacen que tengan lugar concentraciones de fitoplancton de gran intensidad durante esta época del año. Además durante el verano debido a las condiciones atmosféricas tiene lugar el fenómeno de afloramiento o upwelling producido por el viento en la costa oeste peninsular, lo que permite el ascenso de aguas frías y ricas en

nutrientes, las cuales favorecen el crecimiento de fitoplancton.

Los pigmentos de la clorofila tienen una firma espectral específica y distintiva, pues absorben en las longitudes de onda correspondientes a los colores azul (455-492nm) y rojo (622-700nm) del espectro, así como una reflectancia fuerte en el verde (492-577nm), afectando por lo tanto al color del océano. Las observaciones multiespectrales del océano con sensores espaciales, permiten la observación de estos cambios de color localizando las áreas de concentración de fitoplancton (Somoza et al., 2007).

Observando los datos satelitales y conociendo las áreas con mayor concentración de fitoplancton, se pueden localizar las mejores zonas pesqueras, puesto que las áreas ricas en fitoplancton son las más activas biológicamente y las más favorables para la pesca.

El fitoplancton está siempre presente en el agua, pero la luz del sol más fuerte en primavera, así como los aportes de sedimentos ricos en nutrientes del agua dulce que descargan los ríos, hacen que tengan lugar concentraciones de fitoplancton de gran intensidad durante

esta época del año. Además de los espectaculares *blooms* primaverales también ocurren eventos similares durante el verano cuando, debido a las condiciones atmosféricas, tiene lugar el fenómeno de afloramiento o upwelling producido por el viento. Durante el otoño y el invierno, las variaciones de Chl *a* dependen de factores como el aporte de nutrientes transportados por los ríos o la ocurrencias de temporales en el océano que mezclen las aguas superficiales con las aguas profundas. (Álvarez et al., 2012).

El análisis de la concentración de clorofila llevado a cabo en el presente trabajo abarca toda la costa de la Península Ibérica, por lo que tenemos en cuenta el área comprendida entre las coordenadas 35°N y 45°N, y entre 11°W y 5°E. Para un mejor análisis de la costa, se ha dividido el territorio en 4 zonas: la zona correspondiente al Mar Cantábrico, la zona del Océano Atlántico, la del Estrecho de Gibraltar y por último la zona correspondiente al Mar Mediterráneo, ya que estas zonas tienen características muy distintas (Figura 1).

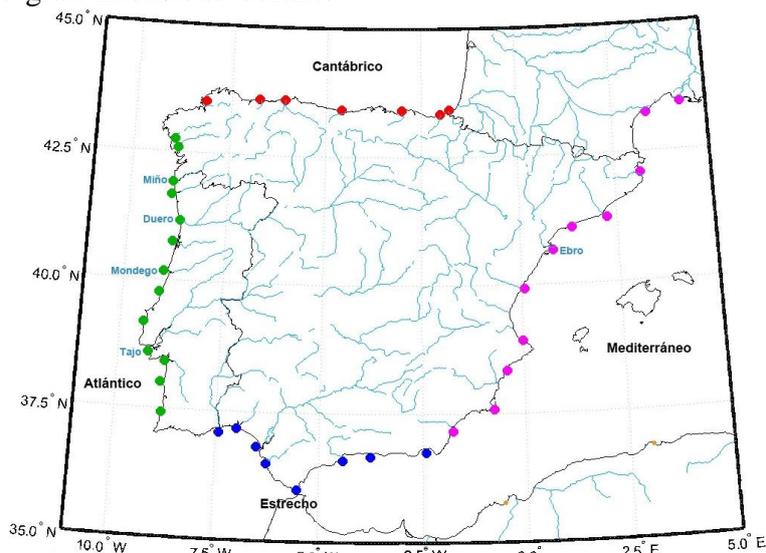


Fig. 1. Mapa del área de Estudio. Se muestran las cuatro zonas costeras consideradas: Cantábrico, Atlántico, Estrecho de Gibraltar y Mediterráneo. Los puntos en los que se mide la concentración de clorofila y las desembocaduras de los ríos analizados: Miño, Duero, Mondego, Tajo y Ebro..

La zona del Atlántico tiene como peculiaridad que es el límite superior del sistema de afloramiento del este del Atlántico Norte (*Eastern North Atlantic Upwelling System*), de manera que en la época estival, las aguas profundas más frías y ricas en nutrientes ascienden y dan lugar a *blooms* de fitoplancton.

Otro importante aporte de nutrientes es el debido a la descarga de los ríos por lo que para considerar el efecto que la descarga fluvial tiene sobre las zonas costeras se han considerado 5 de los principales ríos de la Península Ibérica: Miño, Duero, Mondego, Tajo y Ebro.

El objetivo de este trabajo, es por tanto, el análisis en la costa peninsular de la clorofila *a* y su variabilidad debida a factores como el afloramiento y la descarga fluvial.

2. Datos y procedimiento

2.1. Datos

Para el análisis de la concentración de clorofila *a* se utilizaron los datos del satélite OrbView-2 proporcionados por el sensor SeaWiFS. En este caso se han considerado los datos proporcionados por la NASA's Goddard Space Flight Center (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>), los cuales han sido "agrupados" espacialmente en celdas de 9 km de resolución que abarcan todo el mundo y temporalmente en periodos de 8 días entre 1998 y 2007.

Los datos de temperatura superficial del mar han sido obtenidos del radiómetro AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), con una resolución espacial de 4 km y temporal de 8 días para el periodo 1998-2007.

La base de datos escogida para obtener el viento a 10 m de altura es el Reanálisis NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) para el periodo 1998-2007 contando con una resolución espacial de 0.5°. (<https://climatedataguide.ucar.edu/clima>

[te-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr/](http://climate-forecast-system-reanalysis-cfsr/)),

También se han utilizado datos del caudal de los principales ríos que desembocan en la Península Ibérica. (Miño, Duero, Mondego, Tajo y Ebro). Éstos han sido obtenidos a partir de diferentes bases de datos. Los correspondientes al río Miño han sido proporcionados por la Confederación Hidrográfica Miño-Sil (<http://www.chminosil.es>). Los datos del Duero, Mondego y Tajo fueron extraídos del Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (<http://www.snirh.pt/>). Y por último, los pertenecientes al río Ebro se obtuvieron de la Red Nacional de Estaciones de Aforo

(<http://hercules.cedex.es/anuarioaforos/default.asp>).

2.2. Procedimiento

Para considerar la distribución mensual de la concentración de clorofila *a*, calculamos la media mensual para el periodo 1998-2007 a partir de los datos obtenidos de SeaWiFS. A partir de las medias mensuales, se calcularon las medias anuales para el periodo en las cuatro áreas en las que se dividió la Península Ibérica.

Las series fueron suavizadas llevando a cabo una media móvil a 5 vecinos. También se calcularon las anomalías mensuales de concentración de clorofila para cada una de las zonas. La anomalía mensual resulta de restarle a la concentración media de clorofila del mes objeto de cálculo la concentración media de dicho mes para el periodo 1998-2007 (1). Valores positivos del indicador indican concentraciones superiores a las normales en ese mes mientras que valores negativos denotan concentraciones inferiores a las normales.

$$A[Chl_a]_{mes} = [Chl_a]_{mes} - \overline{[Chl_a]_{mes}} \quad (1)$$

donde $A[Chl_a]_{mes}$ es la anomalía de la concentración de clorofila del mes, $[Chl_a]_{mes}$ la concentración media mensual de clorofila del mes y $\overline{[Chl_a]_{mes}}$ la concentración media de clorofila del mes en el periodo 1998-2007.

Con las series de anomalías obtenidas se ha calculado la tendencia de concentración de clorofila en el periodo 1998-2007 para las 4 regiones de estudio. De entre los múltiples métodos que permiten determinar la tendencia se ha elegido el de mínimos cuadrados. En este método una vez representada la serie, se ajustará por mínimos cuadrados a la línea más conveniente, hallándose también la medida de la

bondad o representatividad del ajuste correspondiente.

Con los datos de descarga de los principales ríos de cada una de las áreas de estudio se calculó el régimen fluvial de los mismos. Estos datos se compararon con la concentración de clorofila en la desembocadura de dichos ríos a lo largo del año.

3. Resultados

El promedio mensual de la concentración de clorofila a a lo largo del litoral peninsular para el periodo 1998-2007 muestra una pronunciada variabilidad estacional (Figura 2).

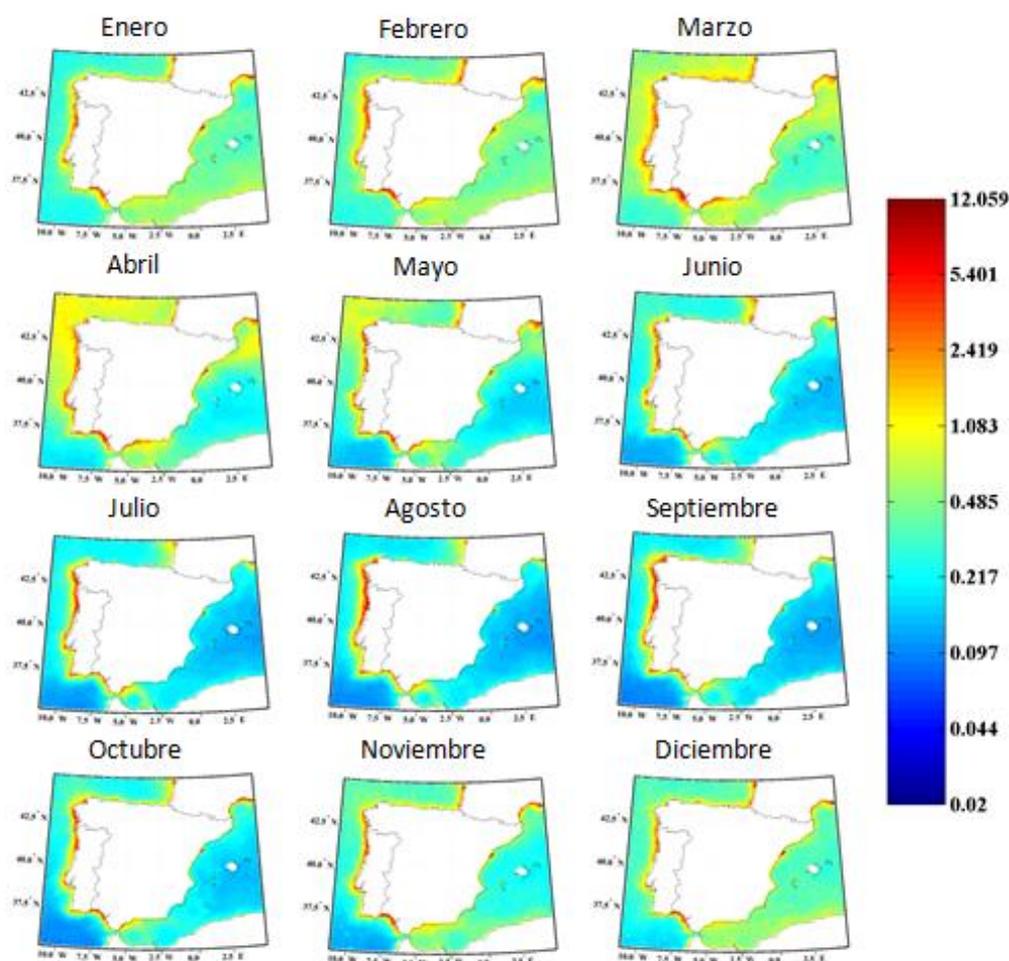


Fig. 2. Distribución mensual de la concentración de clorofila Chl a (mg m^{-3}) para el periodo 1998 a 2007 a lo largo de la Costa de la Península Ibérica. Los colores corresponden a la concentración de Chl a en escala logarítmica.

En las cuatro áreas de estudio, se observa un máximo de concentración, más o menos intenso, en los meses de primavera que coincide con el *bloom* de fitoplancton característico de esta época del año. Sin embargo, dependiendo del área observada podemos encontrar otros máximos secundarios relacionados con los fenómenos de afloramiento producidos por las condiciones atmosféricas o por periodos de intensa descarga fluvial. Los máximos debidos a condiciones de afloramiento por efecto de los vientos propiciados por las

condiciones atmosféricas, por regla general ocurren durante los meses de verano, y tienen lugar principalmente en el litoral Atlántico, que forma parte del sistema de afloramiento que se extiende a lo largo de la costa este del Atlántico Norte desde aproximadamente 7.5°N hasta 44°N. (Wooster et al., 1976). Este comportamiento se observa más claramente al representar el ciclo anual de concentración de clorofila a lo largo de cada una de las zonas costeras analizadas (Figura 3).

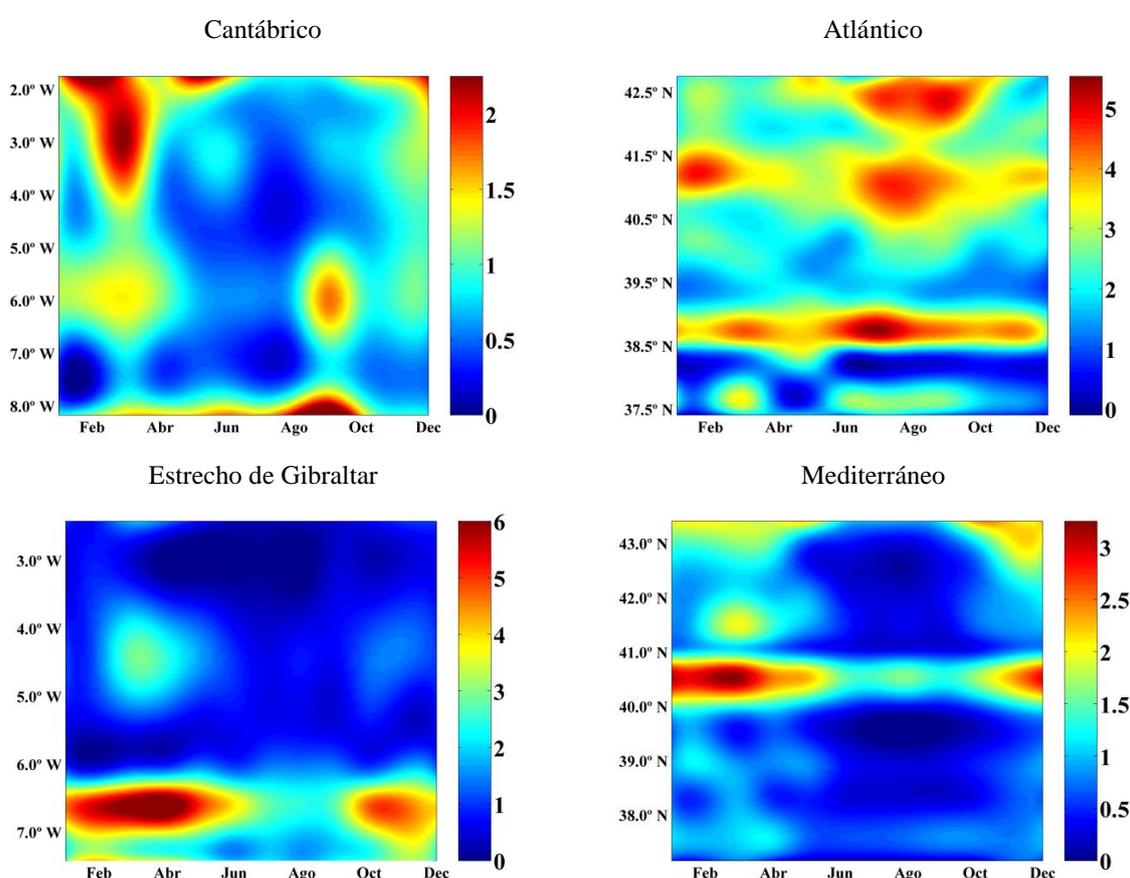


Fig. 3. Ciclo anual de la concentración de clorofila Chl a (mg m⁻³) desde 1998 a 2007 en las cuatro regiones de estudio.

En la zona cantábrica destacan dos máximos, el primero en el Golfo de Vizcaya cercano a la costa de la Bretaña francesa durante el periodo de primavera como consecuencia del bloom de fitoplancton primaveral y el segundo en el litoral cantábrico gallego durante los meses de finales de verano

principios de otoño como consecuencia del afloramiento.

El litoral atlántico es el que mayores niveles de concentración presenta, con un máximo de afloramiento durante los meses de verano más intenso y amplio. El máximo característico del bloom de primavera también muestra valores

mayores que los observados en el resto de las zonas analizadas.

En el litoral sur de la Península se observa que los máximos de concentración tienen lugar principalmente en los meses de primavera, coincidiendo con el *bloom* primaveral, y en los de invierno debido al mayor caudal de los ríos. En cuanto a los primeros cabe destacar un máximo muy intenso de concentración de clorofila localizado en la región occidental del litoral en el golfo de Cádiz y otro de menor amplitud pero de valores significativamente mayores que los de su alrededor en el mar de Alborán. Los máximos de invierno se encuentran fundamentalmente localizados en las zonas de descarga de ríos como el Guadiana y el Guadalquivir.

En la zona del Mediterráneo, el máximo principal se localiza a la altura del río Ebro, esto explica que su intensidad sea

mayor durante los meses de mayor descarga fluvial. En el resto de la costa mediterránea peninsular apenas se observan variaciones importantes en la concentración de clorofila.

La representación de las series temporales de clorofila para todo el periodo de estudio, (Figura 4) muestra que no se observan tendencias uniformes en la concentración de clorofila. En esta figura también se observa que la costa oeste es la que presenta valores de mayor intensidad sobre todo debidos a la contribución de los episodios de afloramiento de verano. Las regiones del Estrecho y del Mediterráneo muestran una pronunciada periodicidad debida a los afloramientos de primavera, mientras que en el Cantábrico y en el Atlántico esa periodicidad es más irregular como consecuencia de los periodos de afloramientos de verano y otoño.

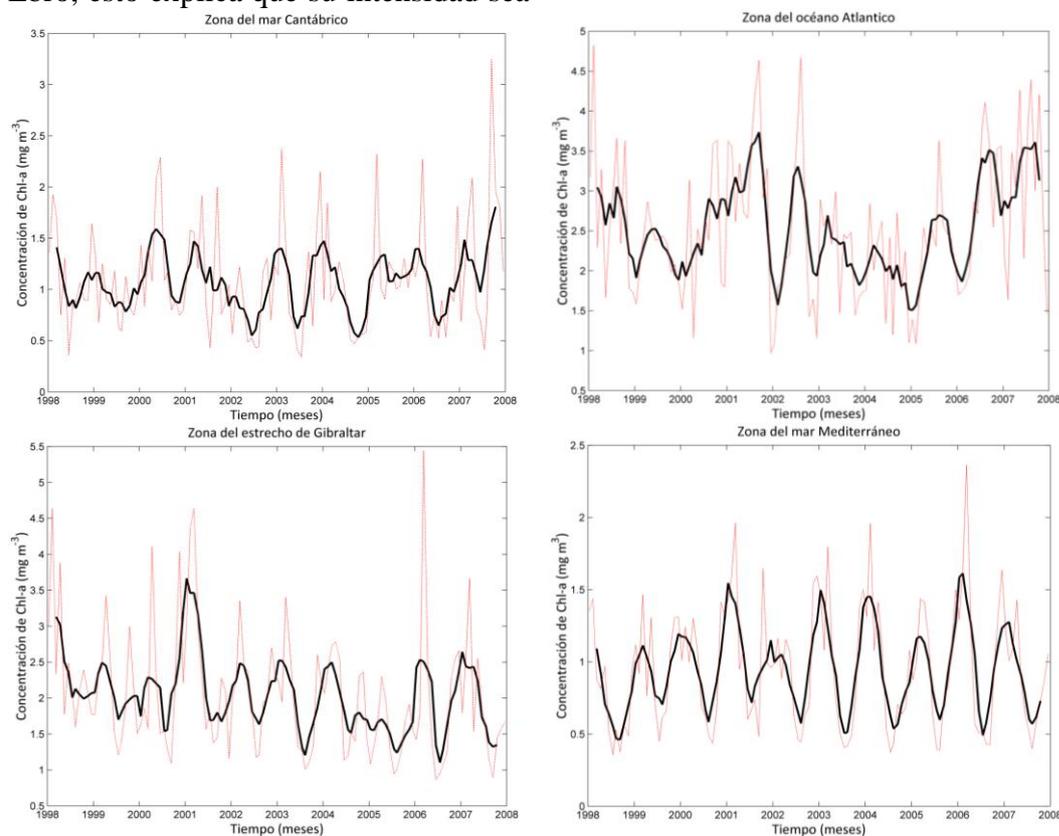


Fig. 4. Series temporales y media móvil a 5 vecinos de la concentración de clorofila-a desde 1998 a 2007 en las cuatro regiones de estudio. (Media móvil en negro y serie mensual en rojo).

Dado que el comportamiento de la concentración de clorofila difiere según la estación del año, se ha dividido el periodo anual en dos estaciones, una propia de fenómenos de afloramiento, que engloba la primavera y el verano y otra caracterizada por la no presencia de dichos eventos, otoño-invierno (Tabla 1). El análisis de la tendencia de concentración de clorofila en estos dos periodos para las cuatro áreas estudiadas, confirman la aleatoriedad de las tendencias para el periodo estudiado. Únicamente en el área del Estrecho de Gibraltar parece que se observa una disminución significativa de la concentración de clorofila durante los meses de primavera-verano. En el resto de zonas o bien no hay una tendencia significativa o se da un aumento en la concentración de clorofila durante los meses de otoño-invierno lo que podría asociarse a una mayor descarga fluvial por parte de los ríos. Necesitaríamos series más largas de datos para evidenciar la existencia o no de tendencias significativas.

	Chl <i>a</i> (mg m ⁻³ decada ⁻¹)		
	Otoño- Invierno	Primavera- Verano	Año Completo
Cantábrico	0.29***	-0.19	0.12
Atlántico	-0.06	0.41	0.21
Estrecho de Gibraltar	-0.26	-0.88***	-0.58***
Mediterráneo	0.21**	-0.01	0.10**

TABLA 1. Tendencias de Chl *a* calculadas usando los valores de las anomalías mensuales para el periodo 1998-2007 en las cuatro regiones de estudio. (**p<0.05. ***p<0.01.)

Para ver qué papel juegan los principales ríos de la península en la

concentración de Chl *a* observada en las zonas costeras de la península se han escogido 5 ríos, 4 en la zona atlántica y uno en el litoral mediterráneo y comparamos su régimen fluvial con la concentración anual de Chl *a* que se observa cerca de su desembocadura (Figura 5).

Se ve que en la región mediterránea la concentración de clorofila está fuertemente condicionada por el régimen fluvial, con valores mínimos en la época de estiaje y máximos en el otoño y el periodo primaveral del deshielo. En la zona atlántica, sin embargo, los mayores valores de concentración de clorofila no ocurren en la época de mayor caudal de los ríos sino que tienen lugar en las épocas de estiaje, lo que confirma que dichos máximos de concentración de clorofila son consecuencia de los fenómenos de afloramiento provocados por los vientos dados en las condiciones atmosféricas propias del verano en dicha región. En la región del Estrecho de Gibraltar el comportamiento es muy similar al observado en el costa mediterránea, pues no se observa el máximo de afloramiento de verano y solo se detectan los picos del *bloom* de primavera, que coinciden también con el periodo de mayor caudal de los ríos del sur peninsular. Un comportamiento similar es observado en la zona Cantábrica donde la descarga de los ríos también afecta a la concentración de Chl *a* en las zonas costeras de la desembocadura (Novoa et al., 2012).

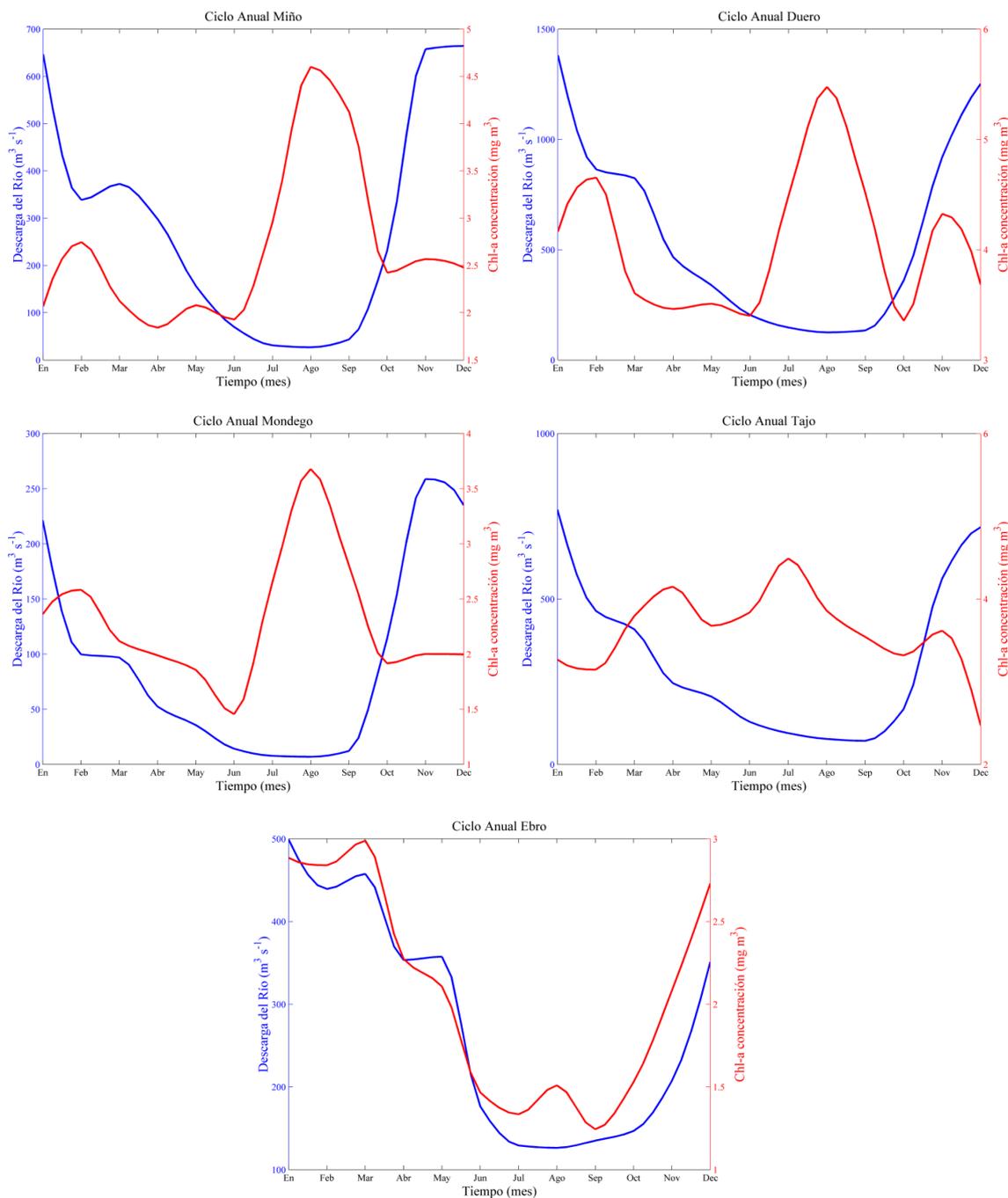


Fig. 5. Concentración de clorofila Chl a (mg m^{-3}) desde 1998 a 2007 en la desembocadura de los ríos y descarga del respectivo río ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$).

También se estudió la existencia de tendencias en la concentración de Chl a observada en las desembocaduras de los ríos considerados en este estudio. En la Tabla 2 se muestran los valores tanto anuales como para los subperiodos considerados de otoño-invierno, primavera-verano. Tampoco aquí parece observarse un acuerdo en las tendencias de clorofila.

Ríos	Chl a ($\text{mg m}^{-3} \text{decada}^{-1}$)		
	Otoño-Invierno	Primavera-Verano	Año Completo
Miño	-0.40	-0.52	-0.44
Duero	0.82	1.08**	0.97***
Mondego	0.53	-1.09**	-0.21
Tajo	-0.22	0.73**	0.19
Ebro	0.04	-0.41**	-0.22

TABLA 2. Tendencias de Chl a calculadas usando los valores de las anomalías mensuales en la desembocadura de los cinco ríos considerados.

Mientras en la desembocadura del Duero se observa un aumento de Chl *a* que también parece darse en la desembocadura del Tago durante el periodo de primavera-verano. En el río Mondego y en el Ebro la tendencia parece ser la contraria, es decir la concentración de clorofila tiende a disminuir. Dichas tendencias podrían estar relacionadas con los programas establecidos de control de la contaminación en los ríos y que han mejorado notablemente la calidad del agua de los estuarios durante los últimos años. Otra razón para la disminución de Chl *a*, podría ser el aumento de materia en suspensión relacionada con el aumento de caudal de los ríos, lo que podría haber causado una disminución de la claridad del agua y, por tanto, afectado el crecimiento del fitoplancton (Iriarte y Purdie 2004; Butrón et al. 2009). Lo que se necesita para analizar mejor este comportamiento variable son series más largas de puntos y contrastar los resultados con medidas in situ de clorofila.

Para analizar mejor las condiciones oceánicas se han analizado los promedios mensuales de la temperatura de la superficie del mar (SST). Podemos ver dichos promedios en la Figura 6 La SST presenta una alta variabilidad anual. En invierno (diciembre-marzo) las temperaturas más frías se encuentran en la mitad norte Peninsular. En enero se observa un filamento de agua más cálida que las aguas costeras y que las aguas oceánicas girando hacia el este en el Cabo de Finisterre. Esta agua corresponde a la Iberian Poleward Current (IPC) que llega al Cantábrico cada invierno. Estas aguas de origen subtropical se caracterizan por ser más cálidas y salinas que las aguas de la zona Cantábrica que son de origen

subpolar (García-Soto et al., 2002; deCastro et al., 2011).

En febrero se observa cerca de la costa oeste una lengua de aguas más frías. Puede ser debida a algún evento de afloramiento o también por las aguas más frías provenientes de las plumas de los ríos más activos en esta época del año. Lo que explicaría la concentración de Clorofila observada en febrero (Figuras 2 y 3).

Marzo se caracteriza por la llegada de aguas más cálidas provenientes de latitudes más bajas. Esto se mantiene en abril y mayo. Durante este periodo es cuando se observa el *bloom* primaveral que afecta a toda la costa peninsular. (Figuras 2 y 3)

De junio a septiembre las temperaturas más elevadas se observan en la costa mediterránea seguidas del litoral sur y la zona más oriental del Golfo de Vizcaya, localizado en la costa Cantábrica (Gomez-Gesteira et al., 2008). En la costa atlántica se observa un gradiente longitudinal de temperatura con aguas costeras más frías que las oceánicas. Esto es debido a los intensos vientos de componente norte que afectan esta costa durante el verano y que producen condiciones favorables de afloramiento debido al viento (Figura 7), esto explica las concentraciones altas de clorofila observadas en este periodo.

Octubre marca la transición al otoño, con un fuerte enfriamiento en todo el litoral. En noviembre y diciembre se observa una banda de aguas más frías próxima a la costa Atlántica, esto puede ser atribuido a la presencia de algún evento de afloramiento invernal o de nuevo a las plumas de los ríos que presenta una mayor descarga durante estos meses.

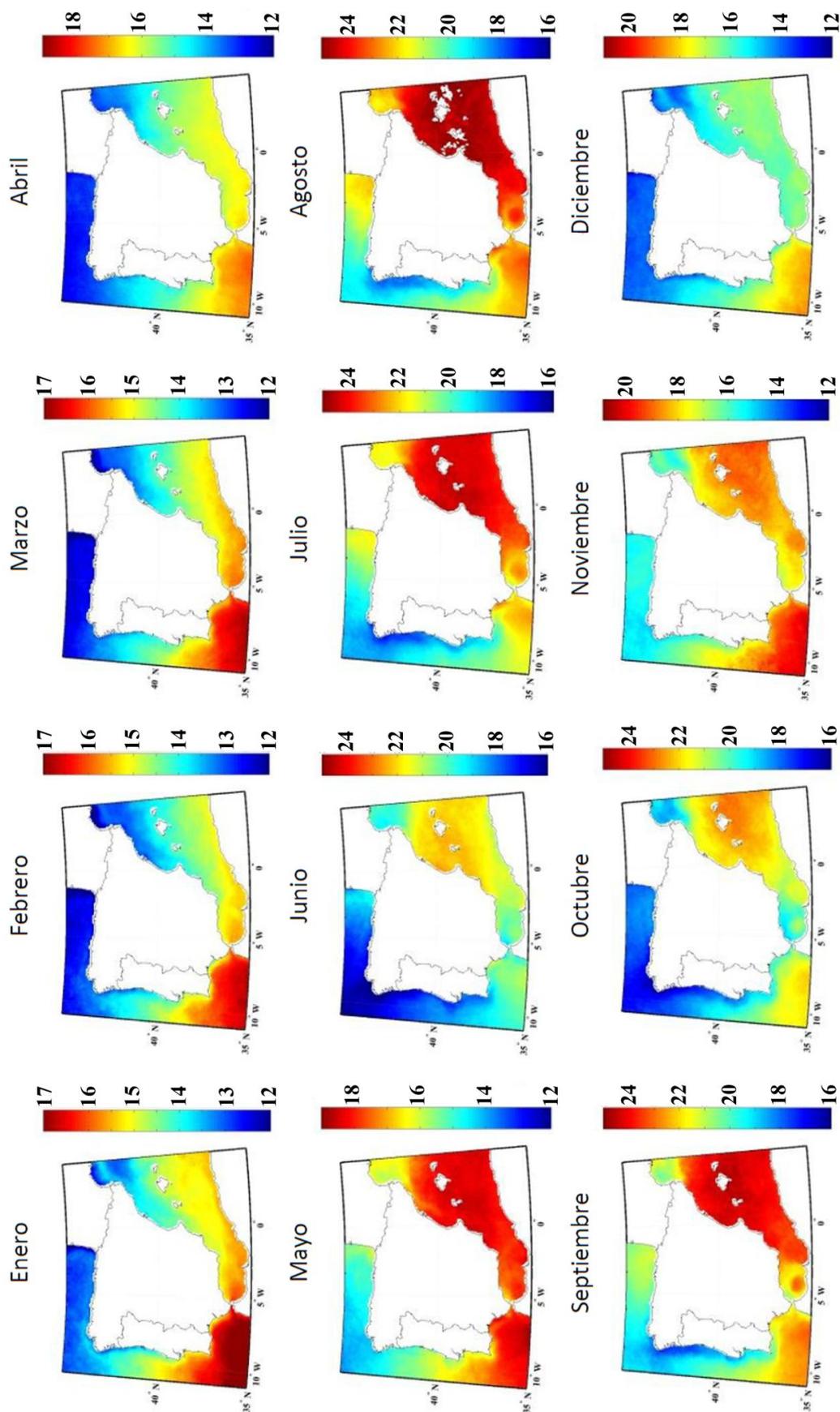


Fig. 6. Distribución mensual de la temperatura superficial del mar (SST) en °C para el periodo 1998 a 2007 a lo largo de la Costa de la Península Ibérica.

Para comprender la aparición y variabilidad de la concentración de Clorofila a lo largo de la costa también se han analizado las condiciones atmosféricas con la ayuda del transporte de Ekman (Figura 7).

Durante los meses de primavera-verano en la costa atlántica, se presentan unas condiciones más favorables a la ocurrencia de fenómenos de afloramiento debidos al viento por ser los meses de mayor intensidad en dicha zona y además viento norte, lo que da lugar un transporte de Ekman favorable al afloramiento. En los meses de invierno, los vientos de componente norte son menos intensos y aparecen vientos de componente oeste y sur que dificultan la aparición de un transporte de Ekman favorable para la ocurrencia de fenómenos de afloramiento.

El litoral cantábrico también presenta una componente norte acusada en verano que hace que en la zona oeste del litoral se produzcan eventos de afloramiento debidos al viento aunque no tan intensos ni persistentes como los que ocurren en el litoral atlántico. El resto del año los vientos varían manteniendo una componente oeste.

La zona del estrecho de Gibraltar es un área compleja debido a que se encuentra influenciada por el océano Atlántico y el mar Mediterráneo. Los vientos que dominan en el Estrecho son de levante y de poniente. El viento de levante sopla con gran frecuencia en el mar de Alborán hacia el estrecho de Gibraltar y suele darse entre los meses de abril a octubre. El viento de poniente afecta sobre todo al golfo de Cádiz y se da entre noviembre y marzo. No se observa afloramiento en los meses de verano, curiosamente al contrario de lo que ocurre en la costa oeste. Las menores concentraciones de clorofila se dan en esta época para esta región.

Por último en la costa mediterránea podemos considerar dos regímenes de viento distintos, uno se corresponde con el periodo comprendido entre noviembre y marzo, en el que nos encontramos vientos del noroeste en todo el litoral, los cuales son mucho más intensos en el norte, junto a la costa francesa. El otro se corresponde con los meses de abril a octubre, en los que nos encontramos vientos del noreste en el sur, pero se mantiene la dirección anterior en el norte, aunque con menor intensidad. En ninguno de los casos se observa un transporte de Ekman favorable a la ocurrencia de eventos de afloramiento debidos al viento. Esto explica la inactividad con respecto a la concentración de clorofila de esta costa en relación a las demás. Tan sólo destacan los picos debidos a las plumas de los ríos en sus periodos de máxima descarga.

4. Conclusiones

Se puede concluir que la mayor concentración de Chl *a* se encuentra en la costa atlántica en verano debido al afloramiento. En la costa cantábrica nos encontramos con dos máximos, el primaveral situado en el Golfo de Vizcaya y el estival causado por el afloramiento en la parte occidental. En el Estrecho de Gibraltar destaca el bloom primaveral y está influenciado por la descarga de los ríos. El máximo de concentración en el Mediterráneo se encuentra en la desembocadura del Ebro.

Las tendencias no son significativas salvo las negativas en el Estrecho y desembocadura del Mondego y del Ebro. Y las positivas en las zonas de descarga del Duero y del Tajo.

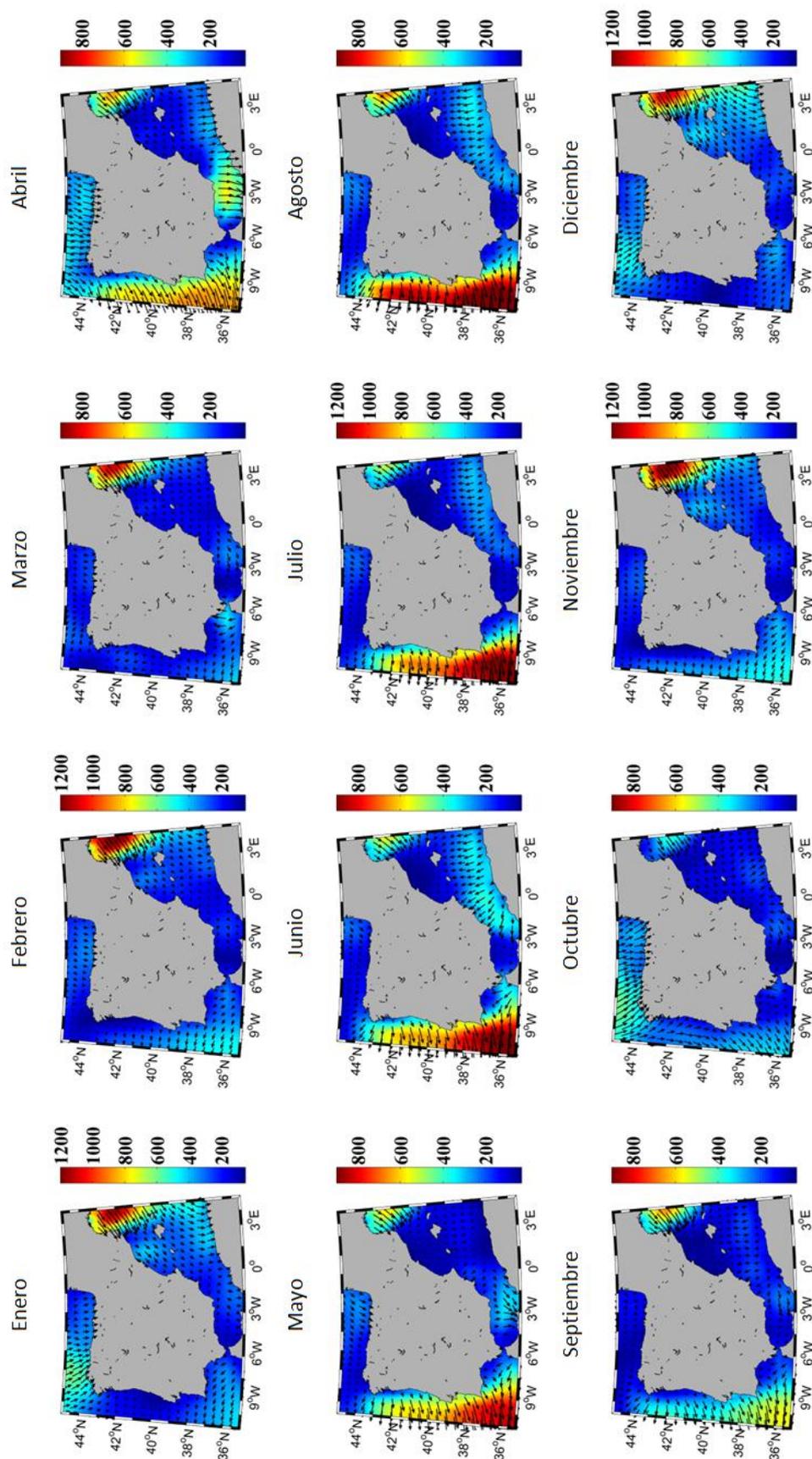


Fig. 7. Distribución mensual del transporte de Ekman ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$) para el periodo 1998 a 2007 a lo largo de la Costa de la Península Ibérica.

El afloramiento de la costa atlántica y cantábrica permite el desarrollo de especies muy apreciadas en pesca, mientras que el resto del litoral peninsular tiene unas características particulares en las que se desarrollan ecosistemas de gran importancia biológica.

Referencias

- Álvarez Fernández, M. I. (2005). Hidrografía e hidrodinámica de los estuarios gallegos bajo la influencia de forzamientos externos. Tesis doctoral. Universidade de Vigo.
- Álvarez, I., Lorenzo, M.N., deCastro, M. (2012). Analysis of chlorophyll a concentration along the Galician coast: seasonal variability and trends. *ICES Journal of Marine Science*, 69 (5), 728-738.
- Anadón, R., Duarte, C.M., Fariña, A. C. (2005). Impactos sobre los ecosistemas marinos y el sector pesquero.
- Bode, A., M.T. Álvarez-Ossorio, N. González, J. Lorenzo, C. Rodríguez, M. Varela, and M.M. Varela. (2005). Seasonal variability of plankton blooms in the Ria de Ferrol (NW Spain): II. Plankton abundance, composition and biomass. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 63: 285-300.
- Butrón A., A. Iriarte, and J. Madariaga. (2009). Size-fractionated phytoplankton biomass, primary production and respiration in the Nervión-Ibaizabal estuary: A comparison with other nearshore and estuarine ecosystems from the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* 29, 1088-1102.
- Cebrián, J. and I. Valiela. (1999). Seasonal patterns in phytoplankton biomass in coastal ecosystems. *Journal of Plankton Research* 21, 429-444.
- Cifuentes L. J. L, Torres-García P. y Frías M. (1997). La ciencia para todos ISBN 968-16-5247-9
- Cloern, J. E. (1996). Phytoplankton bloom in coastal ecosystems: A review with some general lessons from sustained investigation of San Francisco Bay, California. *Reviews of Geophysics* 34, 127-168.
- Cloern, J.E. (2001). Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem. *Marine Ecology Progress Series* 210, 223-253
- deCastro, M., Gomez-Gesteira, M., Alvarez, I., and Crespo, A. J. C. (2011). Atmospheric modes influence on Iberian Poleward Current variability. *Continental Shelf Research*, 31, 425-432.
- Gameiro, C., and V. Brotas. (2010). Patterns of Phytoplankton Variability in the Tagus Estuary (Portugal). *Estuaries and Coasts* 33, 311-323.
- García-Soto, C., Pingree, R. D., and Valdes, L. (2002). Navidad development in the southern Bay of Biscay: climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, 107, 3118.
- Gomez-Gesteira, M., deCastro, M., Alvarez, I., and Gomez-Gesteira, J. L. (2008). Coastal sea surface temperature warming trend along the continental part of the Atlantic Arc (1985-2005). *Journal of Geophysical Research*, 113, C04010.
- Iriarte A. and D.A. Purdie. (2004). Factors controlling the timing of major spring bloom events in a UK south coast estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 61, 679-690.
- MAGRAMA (2009). Informe de España sobre la aplicación de la gestión integrada de las zonas costeras en España.
- Muylaert, K., R. Gonzales, M. Franck, M. Lionard, C. Van der Zee, A.

- Cattrijsse, K. Sabbe, L. Chou, and W. Vyverman. (2006). Spatial variation in phytoplankton dynamics in the Belgian coastal zone of the North Sea studied by microscopy, HPLC-CHEMTAX and underway fluorescence recordings. *Journal of Sea Research* 55, 253-265.
- Novoa, S., Chust, G., Sagarmínaga, Y., Revilla, M., Franco, J., Valencia, V., Borja, Á., (2012). Chlorophyll-a variability within Basque coastal waters and the Bay of Biscay, between 2005 and 2010, using MODIS imagery. *Revista de Investigación Marina, AZTI-Tecnalia*, 19(5), 92-107
- Picado, A., Alvarez, I., Vaz, N., and Dias, J.M. (2013). Chlorophyll concentration along the northwestern coast of the Iberian Peninsula vs. atmosphere-ocean-land conditions. In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), *Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England)*, *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, pp. 2047-2052, ISSN 0749-0208.
- Platt T, Hoepffner N, Stuart V, Brown C (eds.) (2008). *Why Ocean Colour? The Societal Benefits of Ocean-Colour Technology*. IOCCG. Reports of the International Ocean- Colour Coordinating Group. No. 7, IOCCG. Darmouth, Canada. 141 pp.
- Rojas Acuña, J., Paredes Peñafiel, R. I., Quezada García, M. G., Carrillo Gomero, F. (2011). Variabilidad Espacial y Temporal de la Concentración de Clorofila-a en el mar peruano usando imágenes MODIS – AQUA. Universidad Nacional Mayor de San Marcos. *Revista de Investigación de Física* 14, 111402404.
- Romacho Romero, M.J., Capel Molina, J.J. (2001). La dinámica atmosférica en el flanco suroccidental de Europa. *Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje*, ISSN 1139-7136, N° 7-8, 5-20.
- Saha, Suranjana, and Coauthors, (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1015–1057. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>
- Somoza, R.D., Kampel, M., Buss Souza, R. (2007). Variabilidad de la concentración de clorofila a en las aguas adyacentes a la plataforma cubana y su relación con las pesquerías de langosta (*Panulirus argus*). *Anais XIII Simposio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. INPE p. 4699-4706.
- Taboada, I. (2007). Estudio del transporte de Ekman a lo largo de la costa gallega a partir de datos de viento obtenidos con el modelo MM5. Universidad de Vigo.
- Wooster, W. S., Bakun, A. and McClain, D.R. (1976). The seasonal upwelling cycle along the Eastern boundary of the north Atlantic, *Journal of Marine Research* 34, 131-141.

Procedencia de la humedad para los testigos de hielo identificada a partir de una aproximación Lagrangiana

E. TABOADA, R. NIETO*, A. DRUMOND

**rnieto@uvigo.es*

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,
Universidade de Vigo,
Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain*

RESUMEN

En este trabajo se han analizado las principales fuentes de humedad en catorce testigos de hielo situados en diferentes puntos del planeta a escala anual y para la estación cálida y fría para el periodo de Enero 1980 a Diciembre 2012. Para el cálculo se ha utilizado el modelo lagrangiano FLEXPART desarrollado por Stohl y James (2004) con datos de reanálisis del ECMWF ERA-Interim cada seis horas. Los resultados sugieren que las principales fuentes de humedad coinciden con las regiones de las altas presiones subtropicales. Cuando se observa el comportamiento estacional se nota que las altas subtropicales se intensifican o se debilitan según la estación del año en que se encuentren y por lo tanto, las fuentes de humedad son más o menos intensas, respectivamente.

Palabras Clave: Testigos de hielo, fuentes de humedad, FLEXPART, aproximación Lagrangiana.

1. Introducción

De toda el agua que existe en la Tierra, los océanos y los mares contienen aproximadamente el 97% de la misma sobre la hidrosfera, por lo que la mayor parte del agua evaporada procede de la superficie oceánica. El vapor de agua se caracteriza por ser un gas capaz de sufrir cambios de estado en la atmósfera y por tener una alta capacidad calorífica lo que le convierte en un gran reservorio de calor y conductor de la circulación atmosférica (Gettelman *et al.*, 2000). El transporte de humedad influye en gran medida en el balance de calor de la superficie así como en las precipitaciones que se producen en una determinada región. El transporte de humedad es un elemento clave en el

sistema climático por lo que su estudio es vital para poder determinar el origen y destino de las masas de aire húmedo y de esta forma caracterizar las fuentes y sumideros de humedad. Para poder cuantificar el transporte del agua atmosférico primero hay que conocer dónde se evapora, pero prácticamente no existen medidas directas, por lo que se deben recudir a medidas indirectas. Entre ellas se ha venido usando la medida euleriana del flujo de humedad integrado en la vertical, que se define como:

$$\frac{1}{g} \int_0^{P_s} q \vec{v} dp \quad (1)$$

donde g es la aceleración debido a la gravedad, P_s es la presión en la

superficie, q es la humedad específica y \vec{v} es el viento. La Figura 1 muestra el

flujo de humedad integrado en la vertical y su divergencia en base anual y

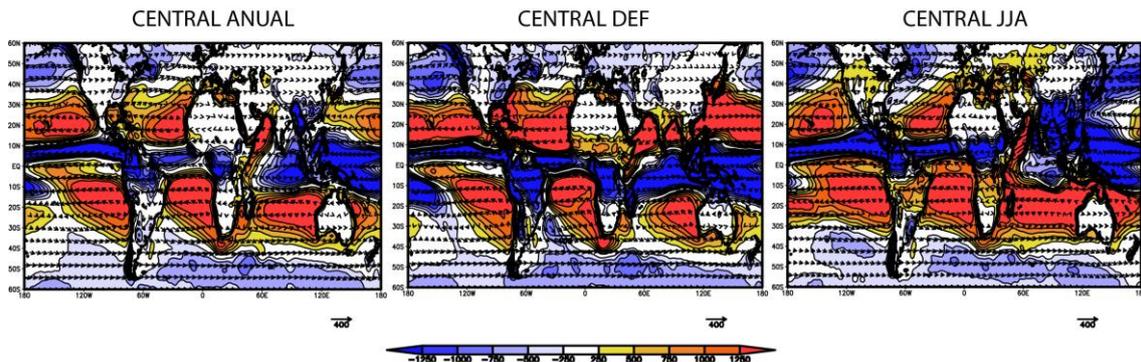


Fig.1. Flujo de humedad integrado en la vertical (vector; kg/m/s) y su divergencia (colores; mm/año). (Datos de Era-Interim)

para los meses de diciembre a febrero (DEF) y de julio a agosto (JJA) para la zona que llamaremos Central en este estudio limitada entre 60°N y 60°S. Los colores cálidos son máximos de divergencia del flujo de humedad, es decir, son regiones evaporativas, mientras que los colores fríos corresponden a máximos de convergencia, representando regiones precipitantes. Las principales fuentes de humedad coinciden con el cinturón de las altas subtropicales y en las regiones con un patrón monzónico se observan variaciones estacionales bien marcadas, pasando de una región evaporativa en invierno a una región precipitante en verano.

Los testigos de hielo (o *ice-cores*, en inglés), cilindros de hielo que se extraen por perforación de capas profundas de hielo, permiten hacer reconstrucciones climáticas de, entre otras variables, la temperatura, precipitación, erupciones volcánicas..., a partir de las burbujas de aire que están contenidas en ellos (Bradley, 2014). Los testigos de hielo permiten estudiar el clima de la región de donde se han extraído en escalas de tiempo que pueden ir de décadas a cientos de miles de años (Brook, 2006). El objetivo principal de este estudio es aplicar una metodología lagrangiana de retro trayectorias de masas de aire para

identificar las principales fuentes de humedad en el periodo 1980-2012 para catorce de las principales zonas de extracción de testigos de hielo en el planeta. Se analizarán los resultados tanto en base anual como estacional y se compararán con la información que nos brindan los valores del transporte de humedad integrado en la vertical (enfoque euleriano).

Las catorce zonas de extracción de testigos de hielo se han dividido en tres dominios regionales: zona Ártica entre 90°N y 60°N, Central entre 60°N y 60°S, y Antártica de 60°S a 90°S. En la Tabla 1 se muestran para cada testigo de hielo analizado su localización (longitud, latitud y altitud), la profundidad máxima a la que se llegó en la medida, el periodo climático que se puede estudiar, y la duración de los proyectos científicos realizados en cada zona. En la Figura 2 se indican en un mapa la posición geográfica de cada uno de estos.

Existen trabajos previos que utilizaron testigos de hielo para identificar las fuentes de humedad que llega a esas zonas como es el trabajo de Sodemann *et al.* (2008) en el que analizaron las fuentes de humedad para Groenlandia, o Sodemann y Zubler (2009) para los Alpes.

Dominio	Nº	Nombre	Lat.	Long.	Altitud (m)	Prof. Máx. (m)	Período de tiempo (años)	Duración de los proyectos
Ártico (90°N–60°N)	1	GISP2	72,60°N	38,50°W	3200	~2790	~110000	1988-1993
	2	NEEM	77,45°N	51,07°W	2479	~2540	~108000	2007-2010
	3	NGRIP	75,10°N	42,30°W	2917	~3084	~123000	1999-2003
	4	Logan	60,58°N	140,58°W	5340	~186	~8000	1980-2000
	5	Bona-Churchill	61,40°N	141,70°W	4420	~460	~2500	2002-
	6	Windy Dome	80,78°N	63,53°E	580	~315	~10000	1997-
Central (60°N–60°S)	7	Huascarán	9,18°S	78,02°W	6048	~166	~20000	1983-
	8	Sajama	18,10°S	68,97°W	6542	~133	~20000	1983-
	9	Grenzgletscher	45,92°N	7,87°E	4200	~125	~77-20	
	10	Everest	28,02°N	86,97°E	6518	~117	~4000	2002-
	11	Kilimanjaro	3,13°S	37,58°E	5893	~51*	~11700	2002
Antártico (60°S–90°S)	12	Byrd	80°S	119°W	1530	~2164	~100000	1957-
	13	EPICA DML	75°S	0°E	2892	~2774	~150000	1996-2006
	14	Vostok	78°S	106°E	3488	~3623	~440000	1998-

TABLA 1. Información de las zonas de estudio divididas en los dominios.

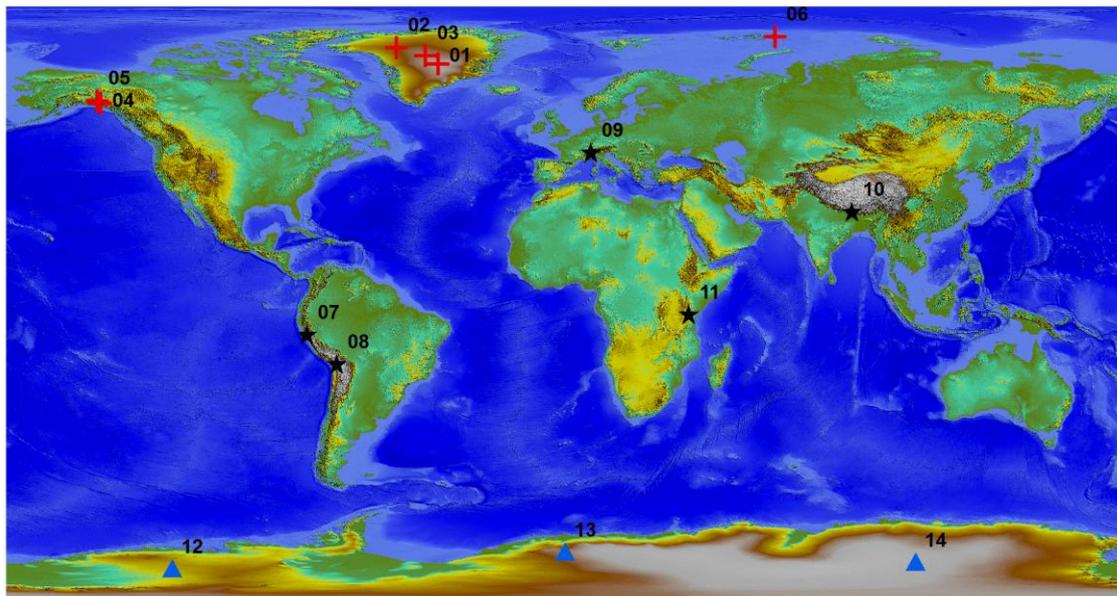


Fig. 2. Localización de los testigos de hielo usados en este estudio. Las cruces rojas pertenecen al dominio Ártico, los asteriscos negros pertenecen al dominio Central y por último las estrellas azules pertenecen al dominio Antártico. Los números corresponden con los indicados en la Tabla 1.

2. Datos y procedimiento

El modelo FLEXPART (Stohl et al., 2004; 2005) es un modelo de dispersión lagrangiano que en un principio se utilizó para simular la dispersión de sustancias peligrosas desde diferentes fuentes puntuales. En los últimos años se ha venido utilizando para analizar la rama atmosférica del ciclo global del

agua a través del transporte de humedad.

El modelo FLEXPART da como salida las trayectorias de un número a elegir de partículas de aire, por lo que en esencia nos describe el movimiento de cada partícula desde su inicio hasta el final de su trayectoria, pudiendo seguir estas trayectorias hacia adelante en el tiempo para investigar la dispersión de los trazadores desde sus fuentes o hacia atrás para determinar las contribuciones

de fuentes potenciales para los receptores indicados.

Las variables más importantes para el cálculo de las fuentes de humedad son la humedad específica y la localización exacta de las partículas (latitud, longitud y altitud).

En este trabajo se ha utilizado la versión FLEXPART 9.0 que permite hacer el seguimiento de hasta dos millones de partículas en la atmósfera. Aunque son dos millones de partículas las distribuidas por el globo, una vez que se selecciona el área de estudio sobre cada testigo de hielo el número de las mismas varía., ya que su distribución no es homogénea espacialmente debido al transporte por el viento. El área entorno a cada testigo de hielo para el que se analizan las fuentes de humedad es de un círculo de 100km de radio. En la Tabla 2 se muestra el número medio de partículas identificadas sobre las zonas de estudio para cada día y cada testigo de hielo.

Se han utilizado en este trabajo las salidas de una simulación global de FLEXPART realizada por el grupo de investigación EphysLab de la Uvigo para el período de 1980-2012 usando datos del reanálisis ERA-Interim del ECWMF (Dee et al., 2011). La resolución de los datos de entrada son de 1° en la horizontal y 60 niveles en la

Dom	Nombre	Núm. partículas por día
Ártico	GISP2	219
	NEEM	185
	NGRIP	184
	Logan	230
	Bona-Churchill	217
	Windy Dome	789
Central	Huascarán	73
	Sajama	66
	Grenzgletscher	148
	Everest	72
	Kilimanjaro	78
Antártico	Byrd	449
	EPICA DML	1214
	Vostok	790

TABLA 2. Número de partículas por día en cada zona de estudio.

vertical cada 6h (00, 06, 12, 18 UTC).

Las salidas del modelo FLEXPART guardan para cada partícula las variables de longitud, latitud, altura, altura topográfica, vorticidad potencial, humedad específica, densidad del aire, altura de la capa límite y temperatura, entre otras.

Para la determinación de las fuentes de humedad se computa el incremento (e) y el decrecimiento (p) en la humedad analizando los cambios en la humedad específica (q) a lo largo de la trayectoria durante 10 días, tiempo medio de residencia del vapor de agua en la atmósfera (Numaguti, 1999), según:

$$e - p = m \frac{dq}{dt} \quad (2)$$

donde m es la masa de cada partícula. Estos cambios se realizan en todas las partículas seleccionadas previamente y los resultados obtenidos se integran en la columna atmosférica sobre un área dada (A):

$$E - P \approx \frac{\sum_{k=1}^K (e - p)}{A} \quad (3)$$

donde K es el número de partículas que se encuentran sobre A, en este caso 1°x1°. Por lo tanto, una región es considerada fuente de humedad cuando el balance hidrológico atmosférico es favorable a la evaporación de la superficie y sumidero cuando el balance favorece a la precipitación.

Existen trabajos previos que utilizan este método y que corroboran la validez del mismo, como los de Gimeno et al. (2010, 2013) en los que se evaluaron a nivel global la contribución de las principales fuentes oceánicas de humedad a la precipitación continental, o análisis más regionales para la identificación de las fuentes de humedad en la Antártida (Nieto et al.,

2010) o en la cuenca amazónica (Drumond *et al.*, 2014), entre otros.

3. Resultados

En este estudio se analizan las fuentes de humedad para catorce testigos de hielo, agrupados en tres regiones o dominios geográficos, que cubren la mayor parte del planeta y que son representativos de los proyectos científicos más importantes. El estudio se realiza en base anual y estacional.

En las figuras que se muestran a continuación para cada uno de los testigo de hielo se representa solamente aquellas zonas consideradas como fuentes de humedad, es decir, sólo los valores positivos del campo de $(E-P)$ integrados a lo largo de los 10 días de las retrotrayectorias: $(E-P)_{1-10} > 0$.

3.1. Dominio Ártico ($90^{\circ}N-60^{\circ}N$)

Para los testigos de hielo localizados en el dominio Ártico (Figura 3) las fuentes de humedad se encuentran en torno a los $30^{\circ}-50^{\circ}N$. Para los testigos de hielo (TH, a partir de ahora) sobre Groenlandia (TH1, TH2 y TH3 en la Figura 2) la principal fuente de humedad proviene del Atlántico, asociada probablemente con las altas presiones sobre las Azores; para Windy Dome (TH6) proviene del Atlántico, Pacífico y mares Mediterráneo, Caspio y Negro, asociada con el cinturón de las altas subtropicales; y para las estaciones situadas en Alaska y Canadá (TH4 y TH5), las principales fuentes se localizan en el Pacífico norte subtropical, asociadas probablemente con la alta subtropical del Pacífico norte.

Si se compara por estaciones se observa que en los meses DEF para las zonas de extracción situadas en Groenlandia, las fuentes de humedad proceden del Atlántico y Golfo de México debido a la intensificación del alta de las Azores, en

cambio, en los meses de JJA, este sistema se debilita y la fuente de humedad procede de la zona continental de América del norte y en menor medida del Atlántico. Para Windy Dome, en los meses de DEF, las fuentes de humedad proceden del Atlántico y Pacífico norte subtropical y de los mares Mediterráneo, Caspio, Negro, Norte y de Noruega, efecto asociado de nuevo con la intensificación del alta de las Azores, en cambio, en los meses JJA, las fuentes de humedad provienen del norte de Eurasia y Canadá debido a su debilitamiento. Por último, para los TH sobre Alaska y oeste de Canadá, en los meses DEF las fuentes de humedad proceden del Pacífico coincidiendo con la intensificación del alta del Pacífico, en cambio para JJA la contribución del Pacífico se debilita y se desplaza hacia el norte debido probablemente a que el alta del Pacífico se sitúa en latitudes superiores.

3.3. Dominio Central ($60^{\circ}N-60^{\circ}S$)

En la Figura 4 se puede observar de donde procede la humedad para las zonas de los testigos de hielo situadas en este dominio.

Para las zonas de extracción situadas en los Andes (TH7 y TH8) las fuentes de humedad proceden de la costa Pacífica sudamericana y del Atlántico en menor medida. La fuente de humedad junto a la costa es debida probablemente al giro del alta del Pacífico subtropical y la proximidad de la cuenca amazónica, que tiene al Atlántico tropical como principal fuente remota de humedad a través de los Alisios (Drumond *et al.*, 2014), explicando la importancia del Atlántico en esta zona. Para la zona de los Alpes (TH9) la fuente de humedad se sitúa en el Mediterráneo y Atlántico norte subtropical y Golfo de México. Para el Kilimanjaro (TH11) la humedad proviene del Índico sur subtropical y del mar de Arabia, asociada a la evaporación y transporte desde la región

sobre la que se sitúa el alta subtropical del Índico sur y a la circulación asociada al sistema del monzón asiático. Por último, para el Everest (TH10), las mayores contribuciones de humedad provienen del mar de Arabia, del Índico y del sur de Asia coincidiendo con la región del Monzón Asiático.

Al comparar por estaciones se puede observar como para los Andes en los meses DEF, las fuentes de humedad se expanden por toda la costa pacífica sudamericana, mientras que en JJA se debilitan y se desplazan hacia el norte. Tales cambios se pueden explicar a través de la migración estacional del alta del Pacífico y del Atlántico sur subtropical. En el caso de los Alpes, en los meses DEF la humedad proviene del Atlántico norte subtropical y del Mediterráneo, mientras que en JJA procede de Europa continental, ligado a procesos de evaporación local. En el Kilimanjaro, las fuentes de humedad se

localizan durante los meses DEF sobre el mar de Arabia debido al alta asiática. En cambio en los meses JJA, fase activa del monzón y momento en el cual se intensifica el alta del Índico sur, se favorece el transporte de humedad desde el hemisferio sur. Por último, para el Everest en los meses DEF, fase inactiva del monzón, las fuentes de humedad son débiles y locales, en cambio en los meses JJA que coincide con la fase activa del monzón de nuevo, las contribuciones de humedad proceden del Índico, mar de Arabia y zonas continentales del sur de la India.

3.3. Dominio Antártico (60°S-90°S)

Como se puede observar en la Figura 5, las fuentes de humedad para las tres zonas de extracción de testigos de hielo en este dominio se encuentran entre los 30°-50°S coincidiendo con el cinturón de las altas subtropicales.

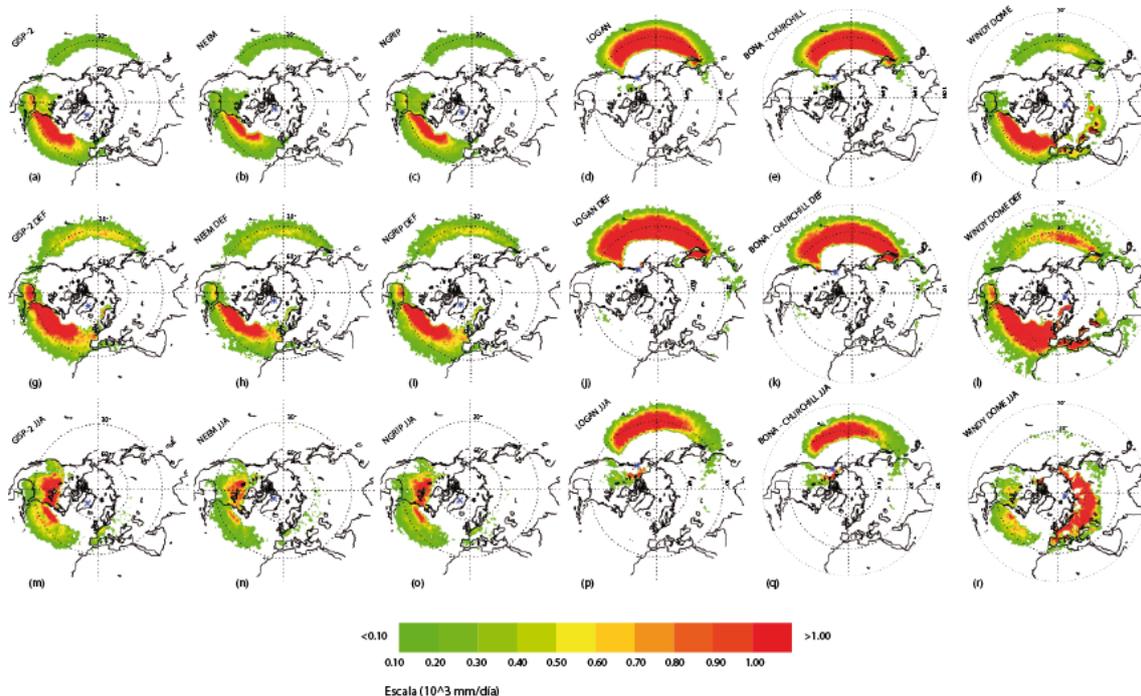


Fig. 3. Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E-P)_{1-10} > 0$) para el dominio Ártico. Las figuras de la primera fila corresponden a las fuentes de humedad anual para las zonas GISP-2, NEEM, NGRIP, Logan, Bona-Churchill y Windy Dome respectivamente; las figuras de la segunda fila corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses DEF y las figuras de la tercera fila a los meses de JJA.

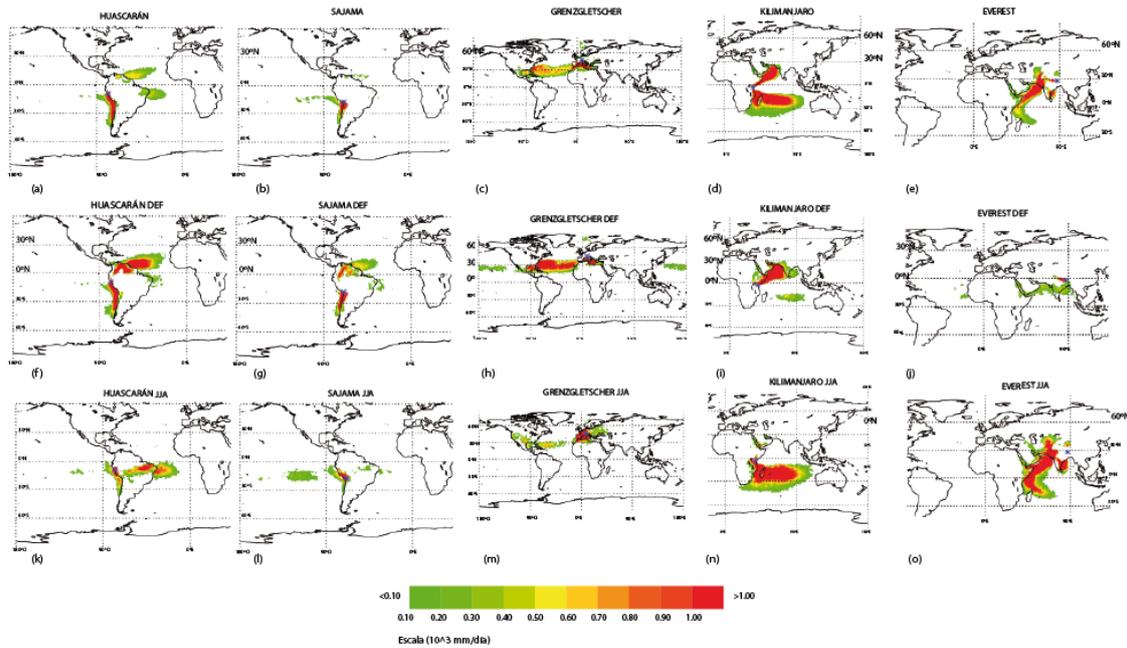


Fig 4. Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E-P)_{1-10} > 0$) para el dominio Central. Las figuras de la primera fila corresponden a las fuentes de humedad anual para las zonas Huascarán, Sajama, Grenzgletscher, Kilimanjaro y Everest respectivamente; las figuras de la segunda fila corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses DEF y las figuras de la tercera fila a los meses de JJA.

Para el caso del punto de extracción Byrd (TH12), las fuentes de humedad se sitúan sobre el sur de Oceanía y Pacífico sur subtropical, ya que corresponden con regiones evaporativas asociadas al dominio del alta subtropical del Pacífico sur. Para el punto de extracción EPICA DML (TH13), la humedad procede del Atlántico y Pacífico sur. Por último, para el punto de extracción Vostok (TH14), la humedad procede del Índico sur subtropical y sur de África y Australia. El transporte hacia esas zonas se realizaría por medio de los vientos del oeste de las trayectorias de las tormentas.

Cuando se compara por estaciones, se pueden observar grandes diferencias que corresponden con la circulación general atmosférica. Las fuentes de humedad para Byrd en los meses DEF

se localizan sobre el Pacífico sur subtropical y sur de Oceanía, mientras que para los meses JJA, además de las anteriores, también se observa como fuente el océano Atlántico sur. Para EPICA DML, las fuentes de humedad para DEF se encuentran principalmente sobre el Atlántico sur subtropical y en menor medida sobre el Pacífico e Índico sur subtropical, mientras que para JJA se localizan en el Atlántico, Pacífico e Índico sur subtropical y sur de Oceanía. Por último para el testigo de hielo Vostok la humedad proviene del Índico sur subtropical en DEF, mientras que para JJA su fuente se extiende por el Atlántico e Índico sur subtropical. Las diferencias entre el verano e invierno austral podrían explicarse a través de la variabilidad estacional de la circulación atmosférica.

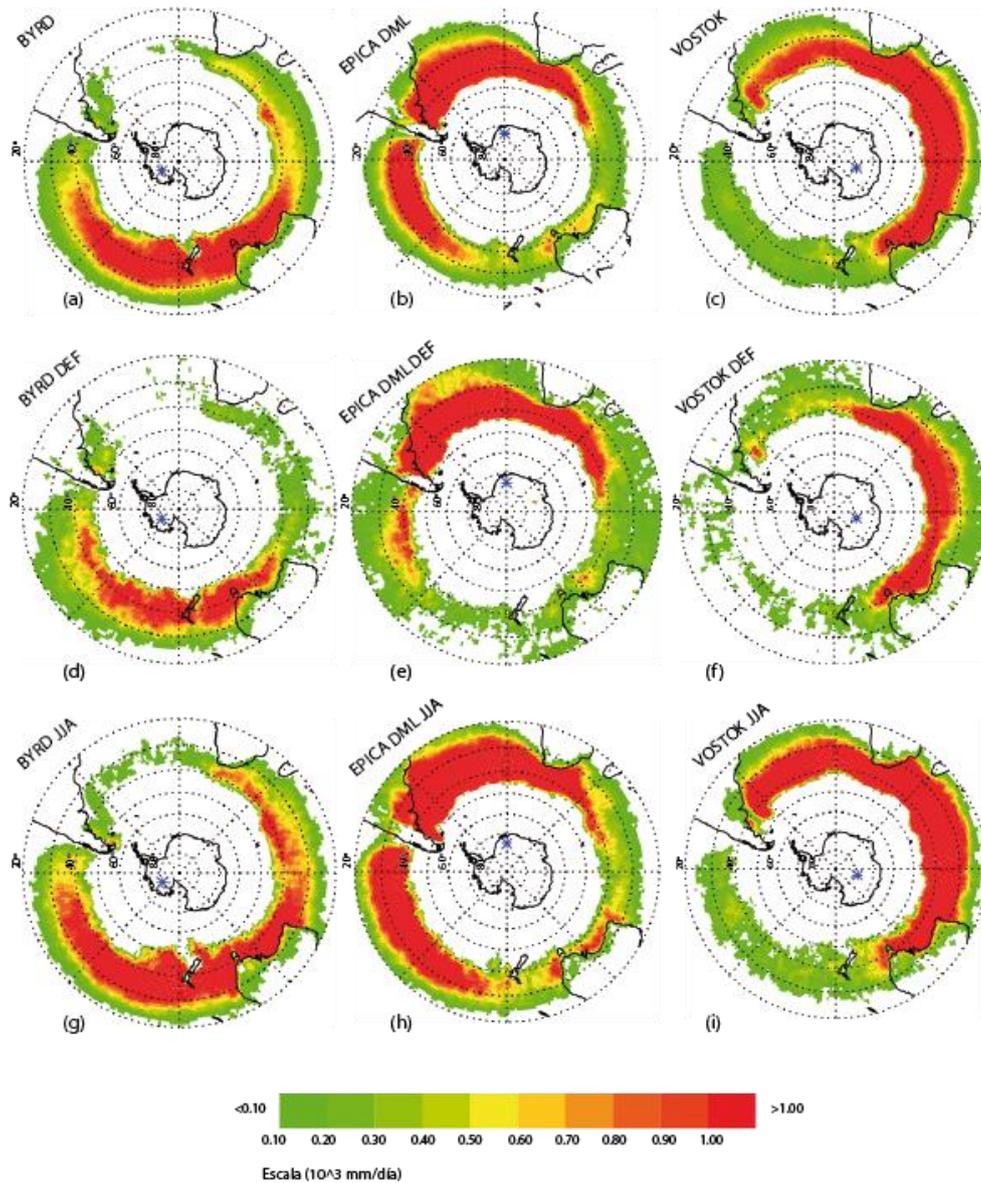


Fig. 5. Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E-P)_{1-10} > 0$) para el dominio Antártico. Las figuras (a), (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad anual para las zonas Byrd, EPICA DML y Vostok; las figuras (d), (e) y (f) corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses DEF y las figuras (g), (h) e (i) corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses de JJA.

4. Conclusiones

En este estudio se ha utilizado el método desarrollado por Stohl y James (2004) y los datos de ERA-Interim para detectar las principales fuentes de humedad en el clima presente (1980-2012) para catorce de las zonas de extracción de testigos de hielo más investigadas en paleoclimatología. Las zonas se han agrupado en tres dominios

geográficos (Ártico, Central y Antártico) para una mejor interpretación de los resultados. En la Figura 6 se muestra en resumen el campo de $E-P_{1-10} > 0$ para los catorce testigos de hielo representado por la línea de contorno que engloba el valor del percentil 95% para cada una de las áreas analizadas. Los resultados muestran que las principales fuentes de humedad provienen de las zonas de altas presiones situadas en torno a los 30° , tanto en el hemisferio norte como en el

hemisferio sur, y de las regiones afectadas por regímenes monzónicos

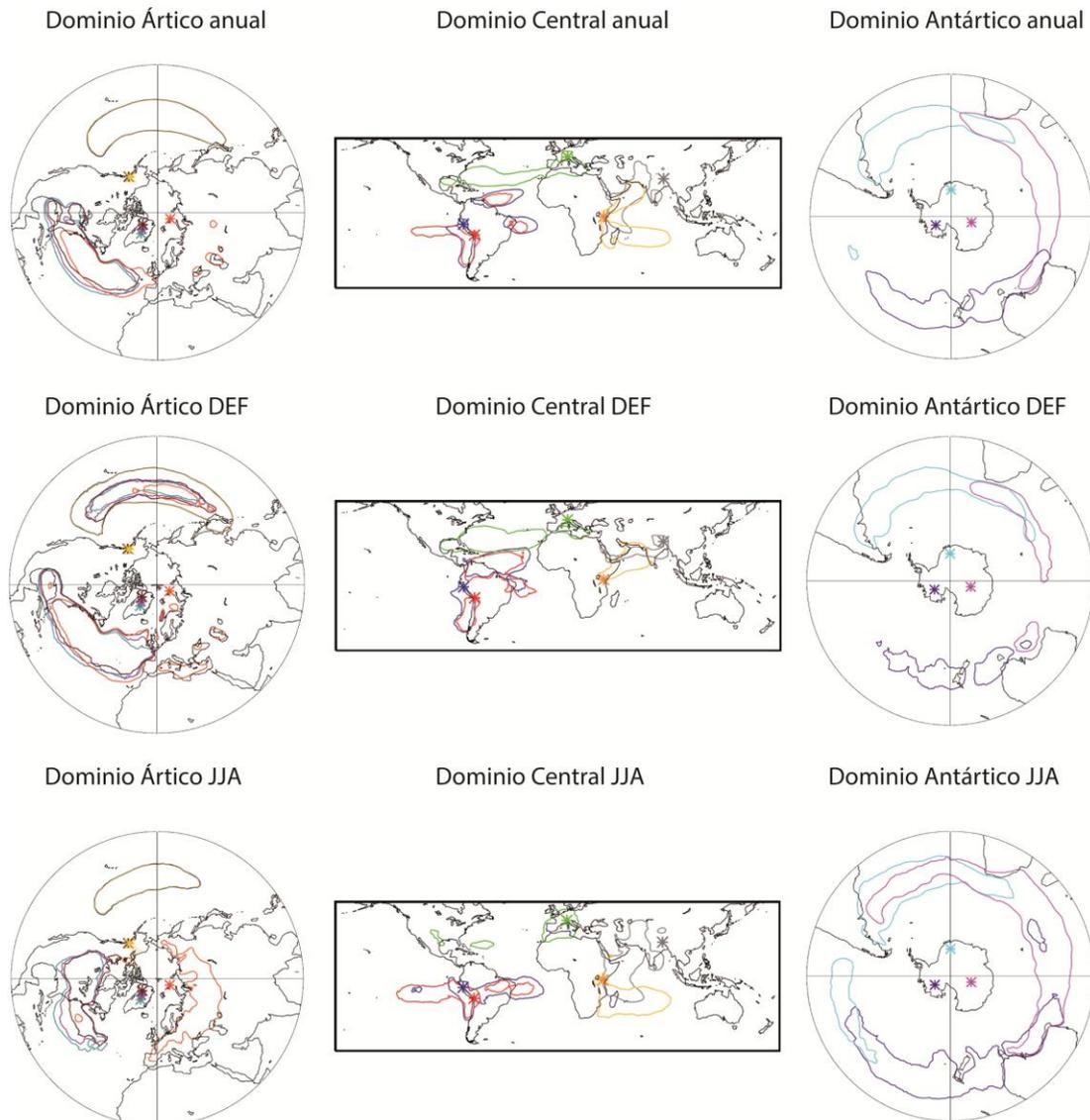


Fig. 6. Fuentes de humedad ($E-P_{1-10} > 0$) para los catorce testigos de hielo analizados agrupados en tres dominios geográficos: Ártico, Central y Antártico. Arriba: resultados anuales, Centro: para DEF. Abajo: para JJA. Las líneas de contorno en colores representan el valor de percentil del 95% del campo para cada testigo de hielo (marcados con un asterisco del mismo color) calculado en base anual.

durante su fase activa, coincidiendo con las regiones evaporativas del flujo de humedad integrado en la vertical. Más en concreto para el dominio Ártico las fuentes provienen entre los 30° - 40° N de los océanos Atlántico y Pacífico, coincidiendo con el cinturón de las altas subtropicales. Para el dominio Central: la humedad que llega a América proviene del Atlántico y Pacífico (de ambos hemisferios) debido al cinturón de las altas. Para Europa, proviene del Mediterráneo y del Atlántico. Para

Kilimanjaro y el Everest, las fuentes de humedad provienen del mar de Arabia. Finalmente para el dominio Antártico: las principales fuentes de humedad se sitúan en torno a los 30° - 40° S debido al cinturón de las altas subtropicales. Para Byrd la humedad proviene del Atlántico sur subtropical y sur de África, para EPICA DML del Índico, del sur de África y Oceanía y para Vostok proviene del Pacífico sur subtropical y sur de Oceanía.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el MINECO a través de proyecto TRAMO (“TRANsport of MOisture”), y cofinanciado por FEDER.

Referencias

- Bradley, R. S. (2014). *Paleoclimatology: Reconstruction Climate of the Quaternary*. Tercera Edición. Ed. Elsevier, ISBN: 978-0-12-386913-5, China.
- Brook, E.J., Wollf, E., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Steig, E.J., on behalf of the IPICS steering committee (2006). The future if ice coring: International partnerships in ice core sciences (IPICS). *Pages News* 14 (1), 6-10, ISSN 1563-0803.
- Dee, D., et al. (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.
- Drumond, A., Marengo, J., Ambrizzi, T., Nieto, R., Moreira, L. and Gimeno, L. (2014). The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis, *Hydrology and Earth System Sciences*, 18,2577-2598.
- Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R.M. and Stohl, A. (2010). On the origin of continental precipitation. *Geophys. Res. Lett*, 37, 1-7, 2010a.
- Gimeno, L., Nieto, R., Drumond, A., Castillo, R. and Trigo, R.M. (2013). Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation. *Geophys. Res. Lett*, doi: 10.1002/grl.50338, 2013.
- Gettelman, A., A. R. Douglas, and J. R. Holton, (2000). Simulations of water vapour in the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 105, 9003 - 9023.
- Nieto, R., Durán-Quesada, A.M., and Gimeno, L. (2010). Major sources of moisture for Antarctic ice-core sites identified through a Lagrangian approach. *Clim. Res.* VOL. 40: 45-49, 2010, doi: 10.3354/cr00842.
- Numaguti, A. (1999). Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res: Atmospheres* (1984{2012), 104, 1957-1972.
- Sodemann, H., Schwierz, C. and Wernli, H. (2008). Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *J. Geophysical Res: Atmospheres* (1984-2012). VOL 113, issue D12, 27, doi: 10.1029/2007JD009416.
- Sodemann, H. and Zubler, E., (2009). Seasonal and inter-annual variability of moisture sources for Alpine precipitation during 1995-2002. *Int. J. Climatol.* 30, 947-961, doi: 10.1002/joc.1932.
- Stohl, Andreas (2004). A Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part I: Method Description, Validation and Demonstration for the August 2002 Flooding in Central Europe. *J. Hydrometeorol* 5:656-678.
- Stohl A and James P (2005) A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. II. Moisture transports between Earth’s ocean basins and river catchments. *J Hydrometeorol* 6:961–984.

Validación del modelo SPH para problemas de ingeniería

S. FERREIRO CARBALLAL*, A.J.C. CRESPO, J.M. DOMÍNGUEZ, A. BARREIRO,
M. GÓMEZ-GESTEIRA

* *sferreirocarbballal@gmail.com*

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,
Universidade de Vigo,
Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain*

RESUMEN

SPH (*Smoothed Particle Hydrodynamics*) es un método numérico lagrangiano para la resolución de problemas de dinámica computacional de fluidos. DualSPHysics es un código SPH que permite el estudio de problemas reales de ingeniería. En este trabajo se valida este software con dos casos de estudio, comparando los datos numéricos con datos experimentales. El primer caso de validación tiene como objetivo demostrar la capacidad del modelo para propagar olas. El segundo caso de validación consiste en la rotura de una presa en donde se estudia la interacción entre el fluido y la estructura en el que está inicialmente encerrado.

Palabras Clave: SPH, Computación Dinámica de Fluidos, DualSPHysics.

1. Introducción

El modelado numérico se usa como una herramienta muy útil en el campo de la ingeniería y de la ciencia para resolver problemas complejos. La principal ventaja de usar estos métodos es la capacidad de simular cualquier escenario por muy complejo que éste sea sin la necesidad de construir costosos modelos físicos a escala. Además, la simulación numérica puede proporcionar datos físicos que pueden ser difícilmente, o incluso imposibles de medir en un modelo real. Es decir, el desarrollo y uso de este tipo de herramientas numéricas permite avanzar en diferentes campos de investigación más deprisa y a menores costes.

Existen dos aproximaciones para describir las ecuaciones físicas que

gobiernan estos métodos; la Euleriana y la Lagrangiana. Los métodos basados en una malla (elementos finitos, diferencias finitas y volúmenes finitos) son actualmente muy robustos, están bien desarrollados y han sido aplicados a un amplio abanico de aplicaciones en las que proporcionan resultados muy precisos. Estos métodos de malla son ideales para sistemas con dominios perfectamente delimitados y para simulaciones donde los contornos permanecen fijos. Sin embargo la creación de la malla puede resultar muy ineficiente si el sistema es complejo. En este trabajo nos centraremos en métodos sin malla, los cuales se usan tanto en mecánica de sólidos como en dinámica de fluidos. Históricamente, la dinámica de fluidos computacional se ha centrado en métodos que se basan en una malla. El uso de métodos lagrangianos ha

experimentado un gran crecimiento en la última década. En este trabajo se usan métodos sin malla en los que se sustituye la misma por un conjunto de nodos distribuidos de manera arbitraria. Se espera así que el modelo sea más flexible y versátil que los convencionales métodos basados de malla, especialmente para aplicaciones en las que se estudien geometrías muy complejas, grandes deformaciones, discontinuidades en el flujo del fluido y singularidades del material.

Una de las líneas de investigación del grupo EPhysLab de la Universidad de Vigo es la dinámica computacional de fluidos dentro de la cual se ha desarrollado el código SPH llamado SPPhysics (Gómez-Gesteira *et al.*, 2012a; Gómez-Gesteira *et al.*, 2012b) centrando su aplicación en la propagación de las olas y en su interacción con estructuras costeras. DualSPPhysics (www.dual.sphysics.org) es un código SPH basado en la formulación implementada en SPPhysics, el cual permite simular millones de partículas en un tiempo razonable, lo que hace posible el estudio de problemas reales de ingeniería. DualSPPhysics ha sido validado con datos experimentales mostrando fiabilidad, precisión y eficiencia (Crespo *et al.*, 2011) y se ha aplicado en problemas de ingeniería (Barreiro *et al.*, 2013 y Altomare *et al.*, 2014).

El objetivo principal de este trabajo es demostrar la fiabilidad del modelado numérico con DualSPPhysics cuando se estudia la propagación de olas y su interacción con estructuras.

2. Método SPH

SPH (Smoothed Particle Hydrodynamics) es un método numérico para la resolución de problemas de dinámica computacional. Se trata de un método Lagrangiano, es

decir la malla se sustituye por un conjunto de nodos distribuidos de manera arbitraria esperándose así que el modelo sea más flexible y versátil que los convencionales métodos basados de malla. En los últimos años se ha aplicado en numerosos campos de la dinámica de fluidos. En particular, reproduce fácilmente fenómenos de superficie libre en los que se estudien la rotura de olas, interacciones fluido-estructura y comportamientos no lineales de fluidos.

El método SPH se basa en la teoría de los interpolados integrales. El principio fundamental es aproximar cualquier función $A(\mathbf{r})$ por:

$$A(\mathbf{r}) = \int_{\Omega} A(\mathbf{r}')W(\mathbf{r} - \mathbf{r}', h) d\mathbf{r}' \quad (1.1)$$

donde \mathbf{r} es el vector de posición; W es la función de peso o kernel; h es la distancia de interacción llamada distancia de suavizado que controla el dominio de Ω (Figura 1).

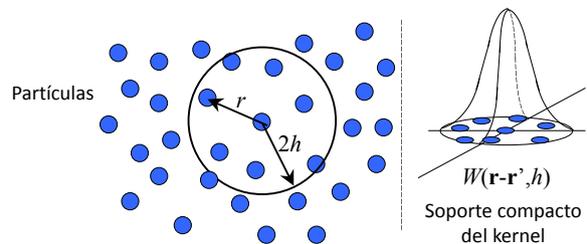


Fig. 1. Esquema del dominio de influencia y soporte compacto del kernel.

La aproximación 1.1, en notación discreta, lleva a la siguiente aproximación de la función en la posición de la partícula a:

$$A_a = \sum_b m_b \frac{A_b}{\rho_b} W_{ab} \quad (1.2)$$

donde el sumatorio se realiza sobre las partículas vecinas b que se encuentran en la región de soporte compacto de la función kernel. La masa y la densidad de las partículas vecinas se denotan

como m_b y ρ_b respectivamente y $W_{ab}=W(r_a-r_b,h)$ es la función de peso o kernel.

De este modo, en el formalismo SPH pasamos de la notación continua (1.1) a la notación discreta (1.2), es decir, pasamos de integrales a sumatorios. Por lo tanto, SPH discretiza el fluido como un conjunto de puntos o nodos llamados partículas.

En SPH se resuelven las integrales de las ecuaciones de la dinámica de fluidos en cada punto en el formalismo discreto, calculando los valores de las variables físicas representativas (velocidad, posición, densidad y presión) para una partícula como interpolación de los valores de las partículas más próximas. Las principales ecuaciones que se resuelven en cada par de interacción entre partículas son la ecuación de momento (para calcular la tasa de variación temporal de la velocidad o aceleración) y la ecuación de continuidad (para calcular la tasa de variación temporal de la densidad).

Para representar el paso de un medio continuo, como lo es un fluido, a un medio discreto, partículas, se emplea la función kernel. Esta función tiene un soporte compacto dentro de una región que viene determinada por una distancia mucho más pequeña que la escala característica del problema. Esta distancia, definida por el kernel, es la distancia de interacción de las partículas. El valor de h debería ser mayor que la distancia inicial de separación entre partículas dp .

La formulación básica del método SPH se describe en detalle en los artículos de Monaghan (1992), Liu (2003) y Monaghan (2005).

3. Propagación del oleaje

El primer caso de validación tiene como objetivo demostrar la capacidad del

modelo para generar y propagar olas. Las elevaciones del agua, medidas en diferentes posiciones de un tanque de olas experimental, se compararán con los valores de la simulación numérica. De este modo, con el modelo DualSPHysics simulamos un tanque numérico con las mismas dimensiones, generamos las mismas olas y medimos la elevación del agua en las mismas localizaciones que en el tanque físico.

El experimento se realizó en el canal de oleaje a escala llamado CIEMito que forma parte de las infraestructuras experimentales del CIEMLAB dentro del Laboratori d'Enginyeria Marítima (LIM) de la Universitat Politècnica de Catalunya (UPC). Investigadores del grupo EPhysLab llevaron a cabo diferentes ensayos en este canal y entre ellos se encuentra el utilizado para esta primera validación.

El experimento consistió en la generación de olas regulares (0.07m de altura y 1s de periodo) y la propagación de las mismas a lo largo de un tanque. La elección de la longitud del tanque (5.15m), el periodo de las olas generadas (1s) y la duración del experimento (10s) se ha elegido para evitar problemas de reflexión cuando las olas alcanzan el final del tanque.

Durante el experimento se tomaron medidas de la elevación del agua (η) usando medidores situados a 0.38m (WG1), a 1.83m (WG2) y a 3.12m (WG3) del pistón. Las dimensiones del caso y los puntos de medida se pueden observar en la Figura 2.

El experimento tiene una naturaleza completamente bidimensional por lo que la simulación con DualSPHysics se realiza en un tanque numérico 2D. Se han llevado a cabo tres simulaciones que difieren en su resolución, esto es, en el número de partículas, que como ya se explicó depende de la separación inicial entre ellas cuando se genera el caso.

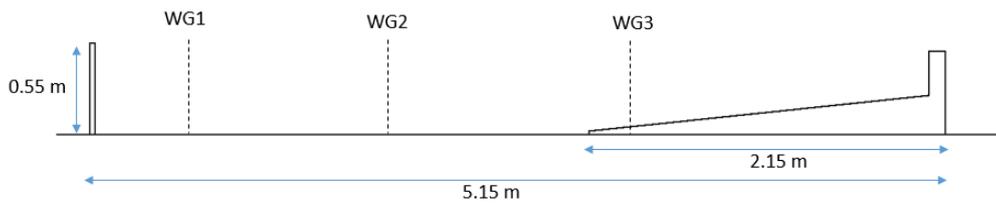


Fig.2. Configuración inicial del experimento en el canal CIEMito

En la Tabla 1 se pueden ver los diferentes valores del número de partículas (np), de la separación inicial entre partículas (dp) y los tiempos de cálculo que llevaron cada una de las simulaciones.

	dp	np	runtime
Test1.1	0.01	13,371	11.1 min
Test1.2	0.005	52,706	48.0 min
Test1.3	0.0025	208,926	230.5 min

TABLA 1. Diferentes resoluciones y tiempos de ejecución con DualSPHysics para el caso de propagación de oleaje.

En la Figura 3 se muestran diferentes instantes de la simulación numérica del

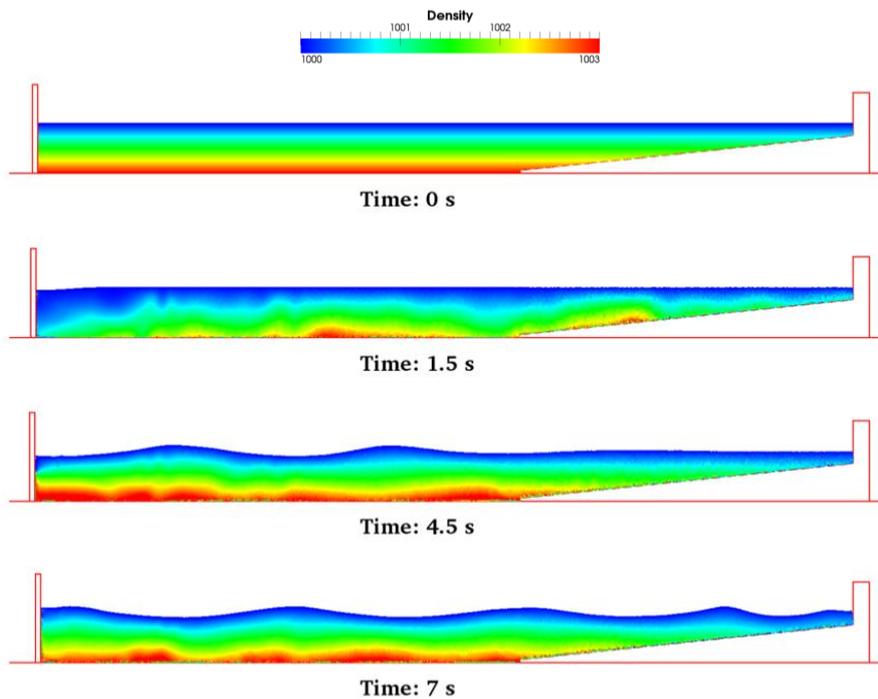


Fig. 3. Diferentes instantes de la simulación del Test1.3 con DualSPHysics. El color de las partículas representa los valores de densidad.

Los resultados obtenidos con DualSPHysics concuerdan con los datos experimentales (Figura 4). En los tres puntos de medida se obtiene una mayor

Test1.3 usando el modelo DualSPHysics.

Para realizar la medida de elevación del agua se analizan un conjunto de puntos en la vertical que se quiere estudiar y se calcula en ellos el valor de la masa, interpolando la masa de las partículas fluidas vecinas. La elevación máxima de agua se identifica con el punto cuya masa interpolada sea mayor que la masa de referencia (la cual se estima como la mitad de la masa correspondiente a una partícula). Las elevaciones del agua (η) experimentales y numéricas para las tres sondas se representan en la Figura 4.

convergencia entre los datos numéricos y experimentales cuanto mayor es la resolución (dp menor). Por otro lado, para posiciones más cercanas al pistón

(WG1) los resultados numéricos se asemejan a los experimentales mucho más que para posiciones más alejadas (WG3). Es decir, el rango de aplicación de DualSPHysics para propagar oleaje ha de ser tenido en cuenta y este modelo numérico debe aplicarse siempre sólo para propagar olas en las proximidades de la costa.

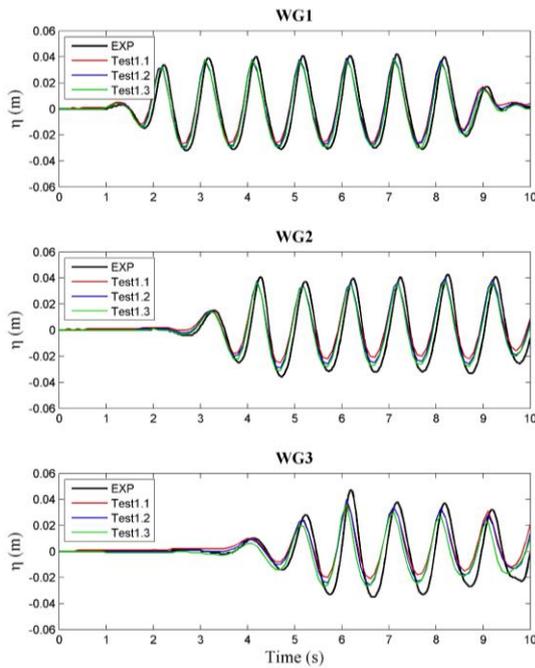


Fig.4. Comparación de la elevación del agua experimental y numérica calculada con DualSPHysics en WG1, WG2 y WG3.

4. Rotura de presa

El segundo caso de validación consiste en la rotura de una presa en donde se estudia la interacción entre el fluido y la estructura en el que está inicialmente encerrado. El experimento que se va a reproducir con el modelo DualSPHysics es el descrito en el trabajo de Fraccarollo & Toro (1995).

En ese experimento se estudió el comportamiento de un fluido confinado en un tanque. El agua ocupa un volumen de 2m x 1m y 0.6m de alto. En mitad de la pared frontal del tanque se encuentra una compuerta (de 0.4m de

extensión) que se levanta hacia arriba para liberar el fluido.

La Figura 5 muestra las dimensiones del experimento, de la compuerta y las posiciones en las que se midieron las elevaciones de agua. En total son seis puntos de medida; dos puntos interiores en donde se encuentra inicialmente confinado el fluido; dos puntos en la posición de la compuerta y dos en el dominio libre por el que discurrirá el agua una vez liberada.

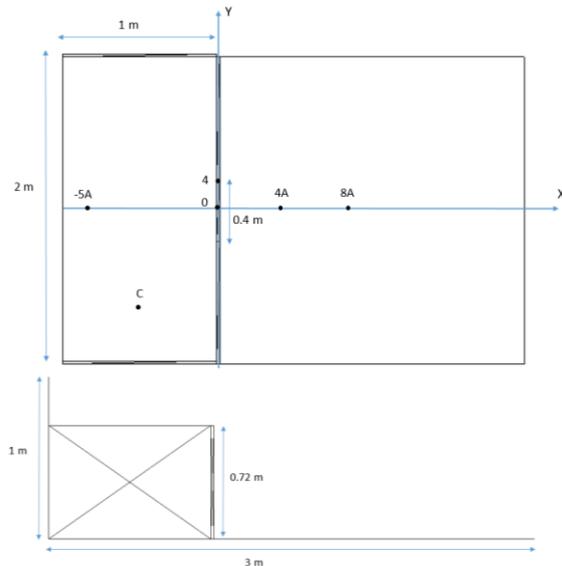


Fig. 5. Configuración inicial del experimento en Fraccarollo & Toro (1995).

Las posiciones de los puntos de medida se encuentran resumidas en la Tabla 2. Las coordenadas X,Y se corresponden con las direcciones X,Y representadas en la Fig. 5.

Posición	-5A	C	0	4	4A	8A
X (m)	0.18	0.51	1	1	1.32	1.72
Y (m)	1	0.35	1	1.16	1	1

TABLA 2. Posiciones de los puntos de medida en el caso de rotura de presas.

El tiempo de simulación de este experimento es de 10s, transcurrido el cual toda el agua del tanque se vacía puesto que no existen paredes laterales. Una vez más, modificando la distancia entre partículas (dp), variamos el número de partículas (np) en la simulación (Tabla 3). Éste sí es un caso

tridimensional y puede observarse como el número de partículas aumenta al disminuir dp . Del mismo modo, se puede ver como el tiempo de cálculo se incrementa drásticamente con mayores resoluciones.

En la Figura 6 se muestran diferentes instantes de la simulación numérica del Test2.4 usando el modelo DualSPHysics.

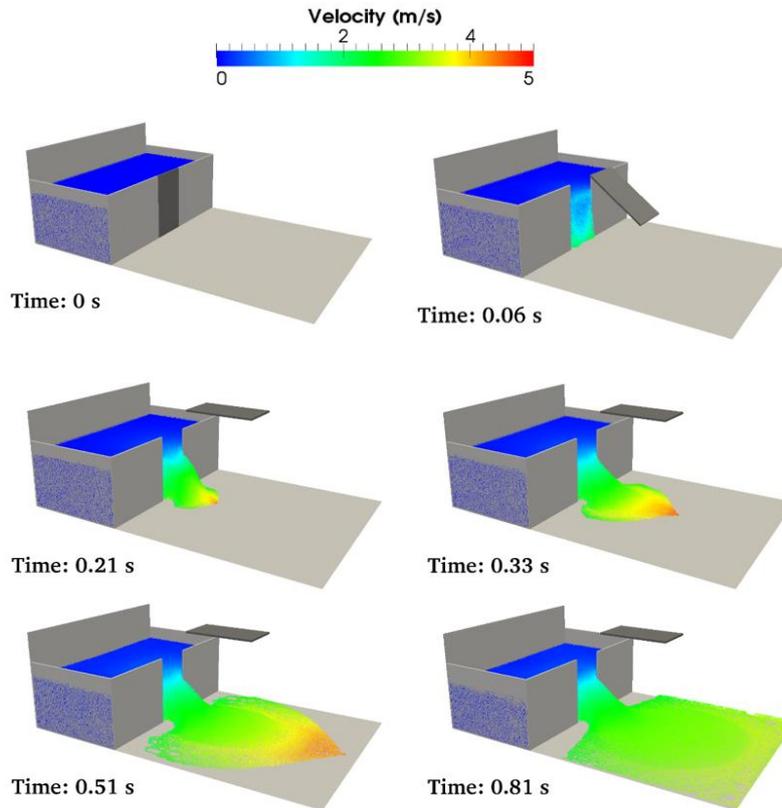


Fig. 6. Diferentes instantes de la simulación del Test2.4 con DualSPHysics. El color de las partículas representa los valores de velocidad.

A continuación se comparan los datos experimentales con los numéricos. En la Figura 7 se representan los valores de la elevación del agua a lo largo del tiempo en los seis puntos de medida (Tabla 2). Se compara el valor experimental con los valores numéricos obtenidos para las tres resoluciones.

Para los puntos situados dentro de la estructura (-5A y C), la altura del fluido decrece con el tiempo una vez que se levanta la compuerta ya que el agua fluye hacia la parte exterior.

	dp	np	Runtime (h)
Test2.1	0.03	53,869	0.24
Test2.2	0.02	171,919	0.80
Test2.3	0.01	1,288,296	10.44
Test2.4	0.0075	2,986,535	31.70

TABLA 3. Diferentes resoluciones y tiempos de ejecución con DualSPHysics para el caso de rotura de presas.

En los puntos 0 y 4, situados en el centro y extremo de la posición inicial de la compuerta, la elevación del agua disminuye inicialmente al abrirse ésta, y, a continuación, se observa un repunte ascendente para luego continuar decreciendo. Este repunte se debe a que el fluido confinado tras la puerta, una vez que ésta se ha abierto completamente, adquiere una mayor velocidad de vaciado. En la simulación numérica se registra el mismo comportamiento.

Analizando el comportamiento del fluido en los puntos situados en el exterior de la mini-presa (4A y 8A), se observa una ausencia inicial de agua hasta que el fluido alcanza estas posiciones. Después de un ascenso repentino inicial, la elevación desciende según se libera el agua confinada en la estructura y se vacía todo el fluido del experimento ya que no existen paredes laterales. Éste descenso está más marcado en el punto exterior más cercano al hueco que deja la compuerta abierta (4A) puesto que la altura del

fluido es mayor que en el punto más alejado (8A) donde el nivel es más continuo durante los primeros 10s.

En todos los casos se puede observar como con una mayor resolución de la simulación (mayor número de partículas) los resultados son más cercanos a los experimentales, siendo el test2.4 el que proporciona la mejor validación. Los peores resultados se registran para el punto 8A por ser éste el más alejado y en el cual la resolución tiene mayor relevancia para medir con precisión la elevación del agua.

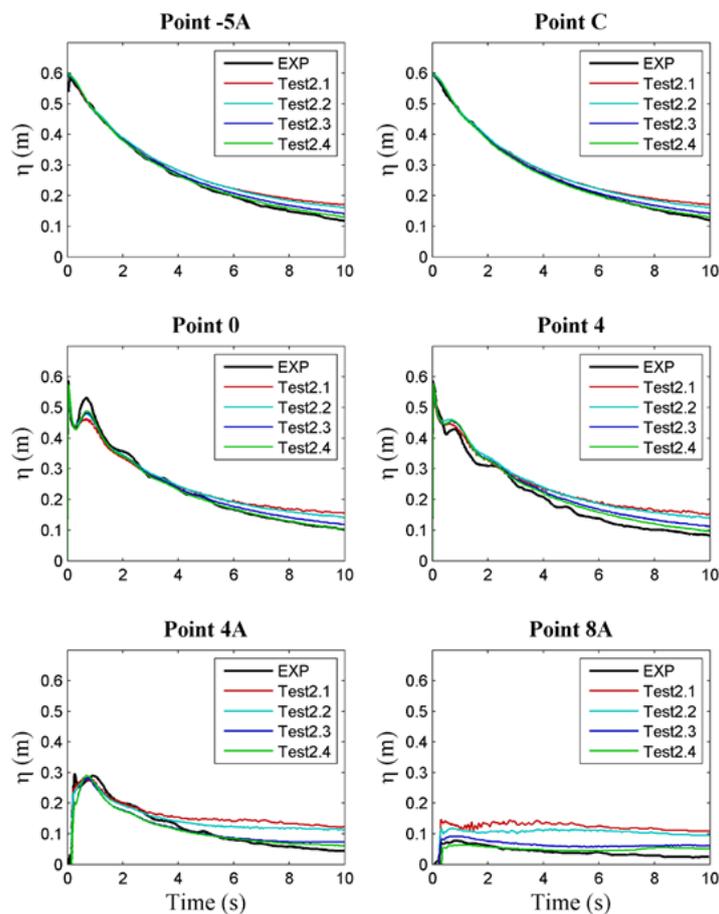


Fig.7. Comparación de la elevación del agua experimental (Fraccarollo & Toro, 1995) y numérica calculada con DualSPHysics.

4. Conclusiones

El modelo numérico DualSPHysics ha mostrado ser preciso en el estudio de la propagación de olas y su interacción con estructuras costeras.

En los dos casos de validación se han comparado los datos experimentales relativos a elevaciones de agua con datos numéricos y la buena concordancia entre ellos permite demostrar que el software es una

herramienta fiable para reproducir estos dos fenómenos. Además se ha

Referencias

- Altomare, C., Crespo, A.J.C., Rogers, B.D., Domínguez, J.M., Gironella, X., Gómez-Gesteira, M. (2014). Numerical modelling of armour block sea breakwater with Smoothed Particle Hydrodynamics. *Computers and Structures*, 130: 34-45.
- Barreiro, A., Crespo, A.J.C., Domínguez, J.M., Gómez-Gesteira, M. (2013). Smoothed Particle Hydrodynamics for coastal engineering problems. *Computers and Structures*, 120(15): 96-106.
- Crespo, A.J.C., Domínguez, J.M., Barreiro, A., Gómez-Gesteira, M. & Rogers, B.D., (2011). GPUs, a new tool of acceleration in CFD: Efficiency and reliability on Smoothed Particle Hydrodynamics methods. *PLoS ONE*, 6(6), e20685.
- Fraccarollo, L., Toro, E.F. (1995). Experimental and numerical assessment of the shallow water model for 2D dam-break type problems. *J. Hydr. Res.*, 33: 843-864.
- Gómez-Gesteira, M., Rogers, B.D., Crespo, A.J.C., Dalrymple, R.A., Narayanaswamy, M., Domínguez, J.M. (2012). SPHysics - development of a free-surface fluid solver- Part 1: Theory and Formulations. *Computers & Geosciences*, 48: 289-299.
- Gómez-Gesteira, M., Crespo, A.J.C., Rogers, B.D., Dalrymple, R.A., Domínguez, J.M., Barreiro, A. (2012). SPHysics - development of a free-surface fluid solver- Part 2: Efficiency and test cases. *Computers & Geosciences*, 48: 300-307
- Liu, G. R. (2003). *Mesh Free methods: Moving beyond the infinite element method*. CRC Press.
- Monaghan, J. J. (1992). Smoothed Particle Hydrodynamics. *Annual Rev. Astron. Appl.*, 30:543-574.
- Monaghan, J. J. (2005). Smoothed Particle Hydrodynamics. *Reports on Progress in Physics*, 68:1703-1759.

Consejo Editorial Asesor

Editores en Jefe

F. Santos
EPHYSLAB
Universidad de Vigo
fsantos@uvigo.es

M.N. Lorenzo
EPHYSLAB
Universidad de Vigo
nlorenzo@uvigo.es

Equipo editorial

M. Gómez- Gesteira
EPHYSLAB
Universidad de Vigo

M. de Castro
EPHYSLAB
Universidad de Vigo

A. J. C. Crespo
EPHYSLAB
Universidad de Vigo

I. Álvarez
EPHYSLAB
Universidad de Vigo

J. M. Domínguez
EPHYSLAB
Universidad de Vigo

J.J.Taboada
METEOGALICIA

D. Rey
GEOMA
Universidad de Vigo

B. Rubio
GEOMA
Universidad de Vigo

T. Ambrizzi
Universidade de Sao Paulo
Brasil

C. Peña Ortiz
Universidad Pablo de Olavide de Sevilla

P. Ribera
Universidad Pablo de Olavide de Sevilla

D. Gallego
Universidad Pablo de Olavide de Sevilla

R. Trigo
Universidade de Lisboa
Portugal

D. Barriopedro
Universidade de Lisboa
Portugal

J.M.H. Castanheira
Universidade de Aveiro
Portugal

J. M. Dias
Universidade de Aveiro

Portugal

L. Gimeno
EPHYSLAB
Universidad de Vigo

R. Nieto
EPHYSLAB
Universidad de Vigo

Anita R. Drumond
EPHYSLAB
Universidad de Vigo

F. Vilas
GEOMA
Universidad de Vigo

A. Bernabeu
GEOMA
Universidad de Vigo

J.L. Gomez Gesteira
Centro Tecnológico do Mar
CETMAR

R. da Rocha
Universidade de Sao Paulo

S. Vicente-Serrano
Instituto Pirenaico de Ecología
CSIC, Zaragoza

J.I. López Moreno
Instituto Pirenaico de Ecología
CSIC, Zaragoza

N. Calvo Fernández
Universidad Complutense de Madrid

R. García-Herrera
Universidad Complutense de Madrid

V.O. Magaña
Universidad Nacional Autónoma de México
México

A. Marco
Estación Biológica de Doñana
CSIC

I. Iglesias
CIIMAR, Porto (Portugal)

