

Avances en Ciencias de la Tierra

Volumen 9, Diciembre 2019

ISSN 2172-9328

Editado por EPHYSLAB en colaboración con la Asociación
Ambiental ESCLIMA

Equipo Editorial (responsable de este volumen)

Editores en Jefe:

J. González Cao
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
jgcao@uvigo.es

X. Costoya
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
xurxocostoya@uvigo.es

Editores

A.J.C. Crespo
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
alexbebe@uvigo.es

M.D. Villanueva
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
mdes@uvigo.es

J. M. Domínguez
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
jmdominguez@uvigo.es

M. de Castro
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
mdecastro@uvigo.es

M.C. Sousa
CESAM/Physics Department
Universidade de Aveiro
mcsousa@ua.pt

M. Gómez-Gesteira
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
mggesteira@uvigo.es

O. García-Feal
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
orlando@uvigo.es

Introducción

La revista *Avances en Ciencias de la Tierra* (ACT) es una publicación científica centrada en los distintos ámbitos de conocimiento relacionados con las Ciencias de la Tierra. A diferencia de otras publicaciones científicas centradas en el mismo ámbito, muchas de las cuales se encuentran indexadas dentro del *Science Citation Index* (SCI), ACT tiene una doble vertiente. Por un lado, como muchas de las anteriormente citadas publicaciones, mantiene una vertiente científica y, por otro lado, pretende añadir un cierto carácter docente a los trabajos que en ella se publican. Esto último, claro está, sin perder un ápice de su rigor científico. Esto hace que la revista ACT sea, primero, un banco de pruebas donde alumnos de diversos grados y másteres aprendan las técnicas de publicación científica y, segundo, una publicación científica al uso donde el rigor científico en los contenidos alcance los mismos niveles que en la mayoría de las publicaciones científicas “tradicionales”.

Una de los objetivos principales de la investigación científica es la publicación de sus resultados con el fin de que éstos puedan ser compartidos con el resto de la comunidad científica con el fin de compartirlos, validarlos y corroborarlos o rebatirlos. La publicación de una investigación científica, usualmente en forma de un artículo científico, requiere de una labor de escritura que no resulta sencilla 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 dicha investigación a una audiencia experta y profesional. Estos principios fundamentales que deben regir la escritura de un buen artículo científico son tres: brevedad, claridad y precisión. Partiendo de estos tres principios fundamentales, nuestra labor como docentes tiene como objetivo enseñar a los alumnos las normas metodológicas generales que les permitan escribir un buen artículo.

Las características principales de un buen artículo científico, las cuales los alumnos que pretendan sumergirse en la escritura de los mismos deben conocer, son:

- Un artículo científico es un informe sobre los resultados de una investigación relativa a un problema de carácter científico.
- Los resultados de dicha investigación deben ser válidos, fidedignos y reproducibles, a fin de que puedan ser contrastados por el resto de la comunidad científica.

- Los resultados presentados deben ser originales, por lo tanto, 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 los autores revisan el estado del conocimiento sobre un cierto tema, para lo cual compilan los resultados presentados en artículos previamente publicados.

La estructuración del artículo científico es uno de los aspectos a los que se debe prestar también mucha atención. Usualmente los artículos científicos se estructuran de la siguiente forma: primero, además del título, el cual debe ser claro, exacto y conciso, y de la lista de autores, el artículo 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 mostrados en el manuscrito con el conocimiento previo contenido en la bibliografía. Para ello es necesario que el alumno haya realizado con anterioridad una completa búsqueda bibliográfica que también debe incluirse en el manuscrito. Finalmente, y con carácter opcional, se puede incluir una conclusión, en la que se enumeren y resuman los principales hallazgos de la investigación. Además de lo anterior, no se pueden dejar de lado aspectos formales como, por ejemplo, el empleo de un lenguaje correcto y conciso

Para asegurar que los artículos publicados supongan un avance significativo en el área de conocimiento se han diseñado los necesarios mecanismos de control de la calidad. Por un lado, se involucrará en la elaboración de los artículos a los supervisores del trabajo, de tal forma que aporten su experiencia en la escritura y estructuración de artículos científicos y, por otro lado, la calidad científica de los artículos será evaluada por dos revisores miembros del equipo editorial y/u otros externos que éstos consideren.

El idioma empleado será, preferiblemente, el español, aunque también existe la posibilidad de presentar los trabajos en gallego, portugués o inglés.

Finalmente, debe mencionarse que el presente volumen compila los trabajos de investigación realizados por alumnos del Grado en Ciencias Ambientales y del Grado en Ingeniería Informática impartido en la Universidade de Vigo, así como de estudios realizados en la Universidade de Santiago de Compostela.

Contenido

Análisis de la hidrografía de la Ría de Muros y Noia en el periodo 2006- 2018. J. García, M. de Castro, M. Gómez-Gesteira.....1

Incidencia de la precipitación en la alteración geoquímica de los petroglifos de Campo Lameiro. B. Prieto, B. Carreja, B. silva, P. Sanmartín.....22

Acoplamiento del modelo DualSPHysics con una librería de amarres. I. Martínez, J. M. Domínguez, A. J. C. Crespo.....29

Evaluación en el aula de un recurso audiovisual sobre volcanes, tsunamis y terremotos. M. Sacedón, P. Giráldez, P. Sanmartín.....36

Proyecciones futuras de eventos extremos de temperatura e vagas de calor nas principais cidades galegas. H. Carballo, X. Costoya, M. deCastro.....49

Análisis de la hidrografía de la Ría de Muros y Noia en el periodo 2006- 2018

J. GARCÍA, M. DE CASTRO*, M. GÓMEZ-GESTEIRA

**mdecastro@uvigo.es*

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

RESUMEN

Se caracteriza la hidrografía de la Ría de Muros y Noia a través del análisis de dos parámetros termohalinos (salinidad y temperatura) durante el período 2006- 2018. El análisis de parámetros como la salinidad y la temperatura es fundamental para conocer las condiciones de desarrollo y hábitat de las diversas especies existentes en la ría y que constituyen uno de los principales recursos económicos de la zona. Este análisis se realiza en ocho estaciones de INTECMAR distribuidas a lo largo del estuario y en las que se toman muestras con una periodicidad semanal. La Ría de Muros y Noia muestra un ciclo anual de salinidad con máximos durante el verano y mínimos durante el invierno coincidiendo con el máximo índice de afloramiento y de descarga del río, respectivamente. También muestra un ciclo anual de temperatura caracterizado por valores mínimos a finales del invierno y principios de la primavera y máximos a finales de verano y principio de otoño. Durante el periodo de estudio destacaron los inviernos de 2010 y 2011, cuando se detectaron valores de salinidad menores en la parte externa del estuario que en la interna debido a la intrusión de agua procedente del Río Miño, el otoño de 2013 por valores altos de temperatura y el invierno de 2009 por valores mínimos de temperatura en todo el estuario.

Palabras Clave: Salinidad, Temperatura, Hidrografía, Ría de Muros y Noia.

1. Introducción

Las Rías Baixas son antiguos valles fluviales abnegados por el mar cuyo origen se remonta al Mioceno, hace más de 25 millones de años (Méndez y Vilas, 2005; Méndez y Rey, 2000; Pannekoek, 1966). En aquel momento, amplios valles ocupaban el lugar que ocupan las actuales rías, situados entre grandes macizos montañosos, y con una profundidad mucho mayor que el nivel del mar de la época, ampliándose la línea de costa más hacia el Oeste que en la actualidad. La inundación de estos valles al final del Mioceno favoreció una fuerte

erosión, ocupando durante el Plioceno su extensión actual debido a la intensa alteración y al retroceso de las vertientes. A comienzos del Cuaternario continuó la erosión de los valles, alcanzando su profundidad actual. Es durante este período cuando la entrada de un período interglaciar derrite parte del hielo de los polos provocando un aumento del nivel del mar, que anegó los valles fluviales y dio lugar a las rías tal y como se conocen hoy en día.

La ría de Muros y Noia se encuentra en el noroeste de la Península Ibérica, en la costa occidental gallega, siendo el

estuario situado más al norte de las Rías Baixas (Figura 1).

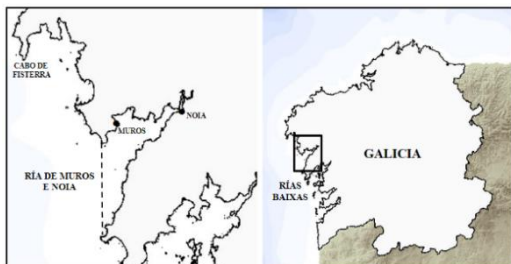


Fig. 1. Mapa de Galicia y localización de la Ría de Muros y Noia (Información geográfica de Galicia).

Esta ría tiene una orientación de Este-Nordeste a Oeste-Suroeste con una superficie de aproximadamente 90 km² y un volumen de 2060 hm³ siendo una de las ensenadas más extensas de la Península. La profundidad máxima es de unos 50 metros en la boca de la ría.

Actualmente los concejos con salida a la ría son Muros, Outes, Noia y Porto do Son, sumando una población total de 38.621 habitantes (IGE, 2018). La ciudad de Noia es el núcleo principal de la ría seguido por Muros. Al igual que el resto de Galicia el declive demográfico está presente en la zona, con una pérdida de más de 9.000 habitantes desde 1981 (ige.eu). Esta crisis se agrava debido a la escasa industrialización y a la dependencia del sector primario (fundamentalmente pesca) que hace que aumente la emigración en busca de trabajo hacia otras zonas. Tan solo destacan una pequeña actividad comercial en Noia y el turismo durante los meses de verano en Muros y Porto do Son.

Durante los últimos diez años Muros sufrió un aumento en su actividad acuícola con proyectos como las jaulas de salmón, el criadero de abulones (orejas de mar) o depuradoras de otros mariscos de gran capacidad que exportan al mercado nacional e internacional. En esta ciudad se encuentra el principal puerto pesquero de la ría, con una facturación que ronda los 5 millones de euros anuales, descargando además cada

año más de 4.000 toneladas de mejillón recogidos en los polígonos de bateas (portosdegalicia.gal).

Así mismo, la lonja de Testal, situada en Noia, registró una facturación de más de 17 millones de euros en 2018 con el berberecho como producto principal, lo que supone el 71% de todo o berberecho gallego comercializado (xuntadegalicia.gal).

Este resurgimiento de las actividades del sector primario junto con la escasez de estudios centrados en la ría de Muros y Noia, propició la realización de este estudio. Este estudio se centra en el análisis de la salinidad y de la temperatura, parámetros fundamentales a tener en cuenta para conocer las condiciones de crecimiento y hábitat de las diversas especies cultivadas, así como la influencia sobre éstos de diferentes fenómenos que tienen lugar en la ría como los eventos de afloramiento o la descarga de gran cantidad de agua dulce del río Tambre.

El objetivo del presente estudio es caracterizar las propiedades termohalinas de la Ría de Muros y Noia. Para ello se disponen de perfiles verticales de salinidad y temperatura en ocho estaciones de INTECMAR distribuidas en la ría para el periodo 2006- 2018.

2. Datos y métodos

2.1 Datos

2.1.1 Salinidad y Temperatura del agua

Los datos de salinidad y de temperatura del mar se extrajeron de la base de datos de Intecmar (intecmar.gal). INTECMAR es un servicio público gallego para la investigación y el control de las aguas marinas que está en activo desde 1992. El período de datos seleccionado va desde el 02/01/2006 hasta el 09/10/2018.

INTECMAR posee 8 estaciones de medición distribuidas por toda la Ría de Muros y Noia (Figura 2), de las que se extrajeron los datos de temperatura y salinidad.

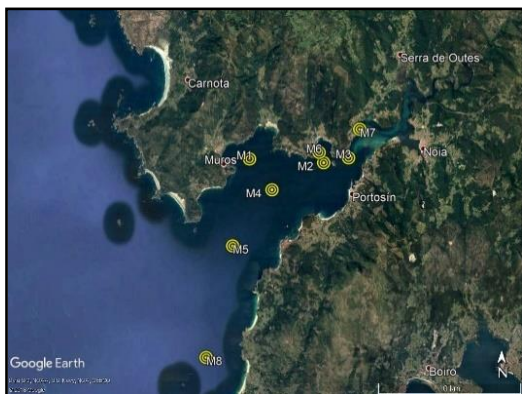


Fig. 2. Localización de las estaciones oceanográficas de INTECMAR en la Ría de Muros y Noia.

La localización de cada una de las estaciones, así como sus nombres, están descritos en la Tabla 1.

Estación	Coordenadas	
	Latitude (°N)	Lonxitude (°W)
M1 - Muros	42° 46' 39"	09° 02' 09"
M2 - Esteiro	42° 46' 31"	08° 58' 22"
M3 - A Creba	42° 46' 42"	08° 57' 06"
M4 - Centro Ría	42° 45' 30"	09° 01' 00"
M5 - Boca Ría	42° 43' 24"	09° 03' 00"
M6 - Esteiro Interior	42° 46' 54"	08° 58' 36"
M7 - Freixo	42° 47' 46"	08° 56' 32"
M8 - As Basoñas	42° 39' 13"	09° 04' 20"

TABLA 1. Coordenadas de las estaciones oceanográficas de INTECMAR en la Ría de Muros y Noia.

La toma de datos se realiza aproximadamente en las coordenadas indicadas en la Tabla 1 con una periodicidad semanal, siempre que no existan impedimentos con el personal o los medios utilizados. Las mediciones se realizan en colaboración con el Instituto Español de Oceanografía y con los Guardacostas de Galicia, utilizando

sondas multiparamétricas y tomando medidas de manera constante a medida que se va hundiendo el aparato.

Los datos se trabajaron utilizando software MATLAB (matlab.com), con el que se eliminaron los *outliers* de cada serie de datos y se interpolaron linealmente a un metro los datos de cada descenso. Por problemas intrínsecos a la medición, se eliminaron los datos obtenidos en los dos primeros metros (aproximadamente). Por ello, en todas las gráficas los datos empiezan a partir de esta profundidad. Además, se hicieron medias mensuales a partir de los datos semanales, obteniendo así un único valor de salinidad y temperatura por mes.

2.1.2 Temperatura del aire y precipitación

Los datos de temperatura del aire y de precipitación se extrajeron de Climate-Data (climate-data.org), página web dedicada al estudio de la climatología a nivel mundial. Basándose en un modelo computacional propio, extrae datos de miles de estaciones repartidas por todo el globo, generando una malla con más de 220 millones de puntos de información, con una resolución de 900 metros. Los datos de localización del modelo proceden de OpenStreetMap (openstreetmap.org), software de mapas libre y colaborativo.

Así, el modelo es capaz de generar climogramas precisos de los que se extrajeron los datos para: Muros, Noia y Porto do Son (la localización de esas ciudades se muestra en la Figura 3). Estos climogramas se representaron siguiendo las pautas del Índice Xerotérmico de Gaussen, según el cual la escala de las precipitaciones debe ser el doble que la de la temperatura media, mostrando de esta manera los meses que sufren sequía.



Fig. 3. Localización de las ciudades para las que se extrajeron los datos de los climogramas.

2.1.3 Caudal del Río Tambre

Los datos del caudal del Río Tambre a escala mensual se extrajeron de la estación fluvial Belelle a través de la página web de Meteogalicia (meteogalicia.gal). La estación de Belelle está situada en el concejo de Oroso, A Coruña (42,98°N, -8,4°W) y está activa desde el 17/08/2008 proporcionando, datos de caudal del río cada diez minutos.

2.1.4 Velocidad y dirección del viento

Los datos de viento se extrajeron de *NOAA's National Operational Model and Distribution System (NOMADS)*, mantenido por el *NOAA's National Climatic Data Center (NCDC)* (Saha *et al.*, 2010, Saha *et al.*, 2014) utilizando como base para la extracción de los datos el *Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)* (cfmr.edu). Esta base tiene una malla con una resolución espacial de 0,5° x 0,5° y una resolución temporal de 6 horas (Saha *et al.*, 2010). Los datos se extrajeron para un punto localizado enfrente de la boca de la ría (42° 42' N, 9° 12' W) y posteriormente se calcularon las medias mensuales para el período 1982 – 2017. La velocidad y la dirección del viento se caracterizaron para dos períodos: de abril a septiembre, y de octubre a marzo, diferenciando la época del año caracterizada por eventos de afloramiento de la que no. Los resultados

se representarán mediante rosas de vientos obtenidas con Matlab, calculando el porcentaje de las intensidades y de las direcciones en las que sopla el viento durante ambos períodos de tiempo entre 1982 e 2017.

2.1.5 Temperatura superficial del agua (SST)

Los datos diarios de temperatura superficial del mar (SST) para el período comprendido entre 1982 y 2017 se obtuvieron de Pathfinder 5.2. (pathfinder.noaa.gov), registro oficial para la NOAA de mediciones de este tipo. Las medidas de SST se tomaron de día por medio de un radiómetro (AVHRR) acoplado a satélites de la NOAA, con una resolución espacial de 4 x 4 km (Reynolds *et al.*, 2007).

Los datos se extrajeron en dos puntos (puntos rojos en la Figura 4); uno próximo a la boca de la ría e influenciado por el afloramiento (Costa: 42° 42' N, 10° W), y otro a la misma latitud pero más alejado de la costa (Mar abierto: 42° 42' N, 14° W) y por lo tanto sin influencia de este fenómeno.

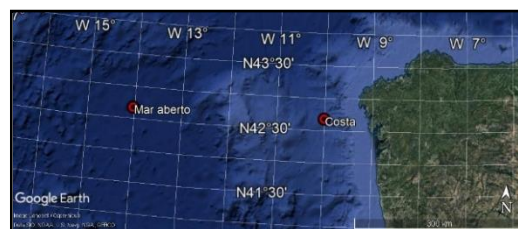


Fig. 4. Localización de los puntos de extracción de los datos de SST.

A partir de los datos diarios de SST se calcularon las medias mensuales.

2.2 Métodos

2.2.1 Índice de Afloramiento (UI)

El índice de afloramiento (upwelling index, UI) se calcula como la componente del transporte de Ekman en la dirección perpendicular a la línea de costa (Bakun, 1973; Gómez- Gesteira *et al.*, 2006; Álvarez *et al.*, 2014). Las

componentes del transporte de Ekman se pueden expresar en función de: la velocidad del viento, tanto zonal (W_x) como meridional (W_y), la densidad del agua del mar ($\rho_w = 1025 \text{ kg m}^{-3}$), el coeficiente de arrastre sin dimensiones ($C_d=1,4 \cdot 10^{-3}$) y la densidad del aire ($\rho_a=1,22 \text{ kgm}^{-3}$), mediante las expresiones:

$$Q_x = \frac{\rho_a C_d}{\rho_w f} (W_x^2 + W_y^2)^{1/2} W_y \quad (1)$$

$$Q_y = \frac{-\rho_a C_d}{\rho_w f} (W_x^2 + W_y^2)^{1/2} W_x \quad (2)$$

Dónde f es el parámetro de Coriolis que se define como el doble de la componente vertical de la velocidad angular de la Tierra para una latitud definida: $f = 2\Omega \sin(\theta)$.

Para el caso particular de la costa occidental gallega, que es perpendicular al Ecuador (la línea de costa y el Ecuador forman un ángulo de casi 90°) el transporte de Ekman es prácticamente paralelo al Ecuador y, por lo tanto, $U_i = -Q_x$. Los valores positivos indicarán condiciones favorables a que se produzca este fenómeno.

3. Caracterización de la Ría de Muros y Noia.

3.1 Río Tambre

Nace en Lagoa de Sobrado (Sobrado dos Monxes) y desemboca en la Ría de Muros y Noia, tras recorrer 134 km de Este a Oeste por la provincia de A Coruña. Es el segundo río más largo en Galicia después del Río Miño, y el tercero en caudal ($20 \text{ m}^3/\text{s}$ media) y en extensión de cuenca con 1531 km^2 .

El Río Tambre muestra un ciclo anual con un patrón de máximos de caudal durante el invierno y principio de la primavera (febrero, $40 \text{ m}^3/\text{s}$) y mínimos

durante el período estival y principio del otoño (agosto, $4 \text{ m}^3/\text{s}$) tal y como se muestra en la Figura 5 para el período 2010 – 2018.

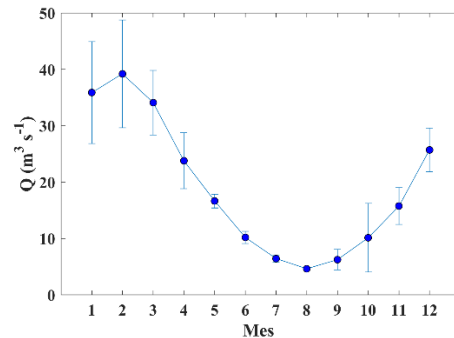


Fig. 5. Variación intra-anual del caudal del río Tambre para el periodo 2010- 2018.

El descenso del caudal durante la primavera es más progresivo que el aumento del caudal en el otoño, que acostumbra a ser más brusco.

La evolución interanual del caudal mensual (Figura 6) para el periodo 2010-2018 muestra picos de caudal destacables durante los inviernos y principio de la primavera de 2010, 2013, 2014, 2016 e 2018 alcanzando un valor máximo de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ en marzo de 2014.

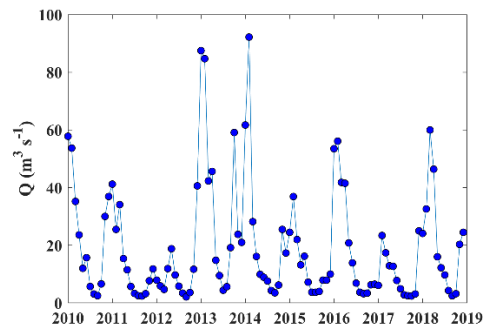


Fig. 6. Variación inter-anual del caudal mensual del río Tambre para el periodo 2010- 2018.

Esta variación anual del caudal está ligada directamente con la distribución anual de las precipitaciones. La situación de la cuenca del Tambre dentro de la geografía gallega hace que sea una de las zonas con mayor acumulación de precipitación, a la que debe su alto caudal medio.

3.2 Clima

El clima de la Ría de Muros y Noia está condicionado por su situación al Noroeste de la Península Ibérica. Para su estudio se seleccionó un punto en la margen norte (Muros) como representativo de la ría.

La ría, con una temperatura media anual de 14,6°C y una precipitación anual media de 1055 L/m², presenta un clima oceánico-mediterráneo con veranos suaves según la clasificación de Köppen con código Csb (uah.es), que se caracteriza por ser un clima de transición entre el oceánico y el mediterráneo: veranos menos cálidos que en el clima mediterráneo, y sequías en los meses estivales, que no ocurre en los climas oceánicos.

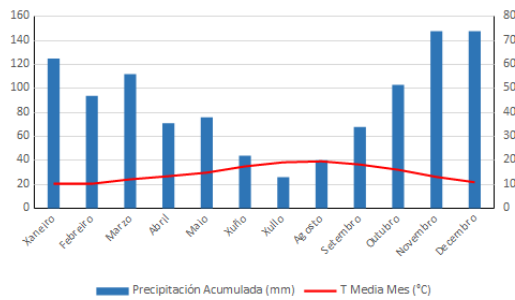


Fig. 7. Climograma para la ciudad de Muros según el estándar del índice Xerotérmico de Gaussen, donde la escala de las precipitaciones debe ser el doble que la de la temperatura.

Los meses más cálidos ocurren durante el verano (agosto, 19,6°C), coincidiendo también con la época de menor acumulación de precipitaciones, alcanzándose el mínimo en el mes de julio con 26 mm (Figura 7). Por el contrario, los meses de mayores precipitaciones se corresponden con el final del otoño y el invierno al igual que las temperaturas mínimas (enero y febrero, 10,3°C), acumulando en noviembre y diciembre, 148 mm. Esto hace que los meses más lluviosos no coincidan con los máximos de caudal del Río Tambre (Figura 6). Esto se debe a que las primeras lluvias después del verano son mayoritariamente retenidas

por el suelo y la vegetación, además de sufrir infiltración para la recuperación de los niveles de las aguas subterráneas después del período de sequía estival. Una vez que tanto las aguas subterráneas como el suelo están saturados, aumenta la escorrentía superficial y por lo tanto el caudal del río, teniendo las precipitaciones un efecto más inmediato sobre el valor del caudal. Ocurre lo mismo con el mínimo de precipitación, que se registra en julio, mientras que el mes con menor caudal es agosto. Este es el motivo de que siempre exista cierto retardo entre las precipitaciones y el caudal.

3.3 Viento e índice de afloramiento

Los movimientos de las masas de aire tienen gran relevancia en la costa gallega debido a su persistencia e intensidad, ya que se encuentra en uno de los puntos de entrada de borrascas a Europa durante los inviernos, y de anticiclones de bloqueo durante los veranos.

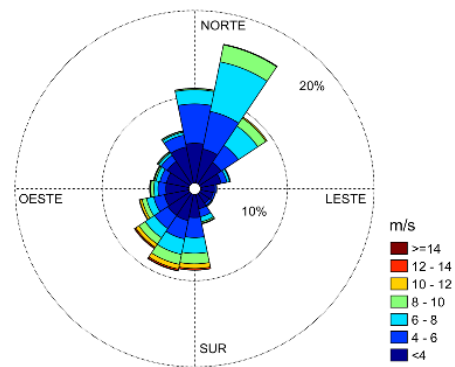


Fig. 8. Rosa anual de los vientos para un punto situado enfrente de la boca de la Ría de Muros y Noia (42° 42' N, 9° 12' W) para el periodo 1982-2017 mostrando, la velocidad en m/s, la frecuencia en porcentaje y la dirección del viento.

Los vientos de componente Norte – Nordeste son los más frecuentes siendo los únicos que superan el 10%. La segunda componente más frecuente es la de viento Sur – Suroeste, que además es la de mayor intensidad (12 – 14 m/s) ya que está asociada a las potentes

borrascas que atraviesan Galicia durante el invierno. Por otro lado, los vientos menos frecuentes y menos intensos son los de componente Este (Figura 8).

Si se realiza un análisis mensual de la dirección del viento se pueden observar dos períodos bien diferenciados a lo largo del año: de abril a septiembre, donde predominan los vientos de componente Norte – Nordeste (Figura 9a), y otro de octubre a marzo, donde la componente predominante de los vientos es Sur – Suroeste (Figura 9b).

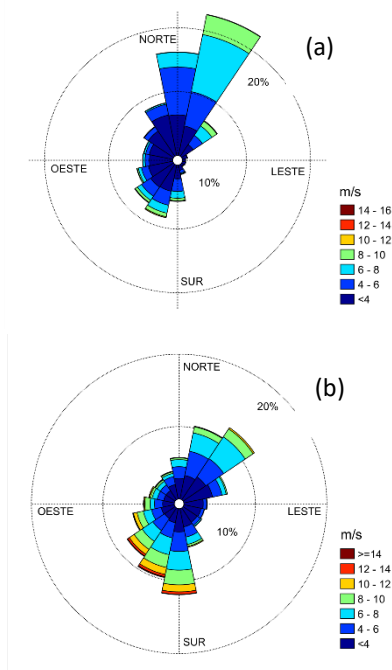


Fig. 9. Rosa de los vientos para un punto situado enfrente de la boca de la Ría de Muros y Noia (42° 42' N, 9° 12' W) para el periodo 1982- 2017 mostrando, la velocidad en m/s, la frecuencia en porcentaje y la dirección del viento para el periodo (a) de abril a septiembre y (b) octubre a marzo.

El índice de afloramiento (UI) muestra dos períodos: de marzo a septiembre donde los valores de UI son positivos indicando la existencia de eventos de afloramiento, y de octubre a febrero, donde los valores son negativos y por lo tanto indican que los eventos de afloramientos son menos frecuentes o inexistentes (Figura 10). El máximo UI se da en julio con casi 300 m³s⁻¹km⁻¹, y

el mínimo en diciembre con más de -200m³s⁻¹km⁻¹, siendo el mes donde menos probable es que sucedan.

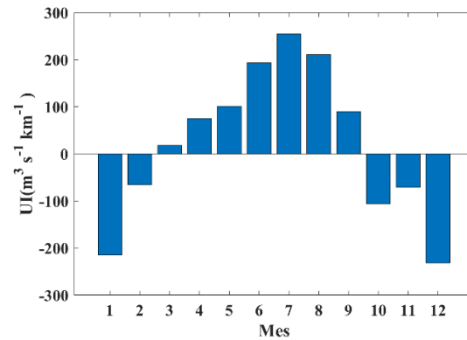


Fig. 10. Índice de afloramiento calculado para un punto en frente de la Ría de Muros y Noia (42° 42' N, 9° 12' W) para el periodo 1982- 2017.

3.3 Temperatura superficial del agua (SST)

La variabilidad intra-anual de la temperatura media de la superficie del agua se muestra en la Figura 11 para dos puntos enfrente de la Ría de Muros: uno a 1° de la boca de la ría (azul), y otro más alejado, a 5° de la línea de costa (rojo) para el período 1982 – 2017.

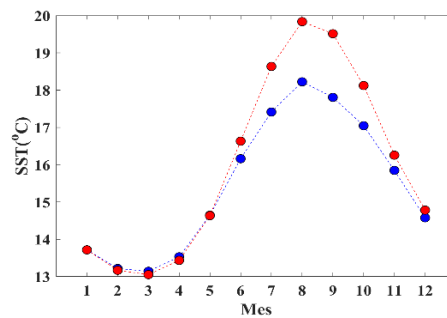


Fig. 11. SST mensual media para un punto próximo a la costa (42° 42' N, 10° W, línea azul) y un punto en el océano (42° 42' N, 14° W, línea roja).

Se puede observar que a 5° de la ría de junio a diciembre la SST es casi 2°C superior (julio y agosto) que para el punto cerca de costa. Por el contrario, durante el resto del año la SST tiene valores muy parecidos en los dos puntos, alcanzando el mínimo en marzo con poco más de 13°C. Esto se debe a que durante el verano, cuando los eventos de afloramiento son muy intensos y

duraderos, la SST costera no se calienta tanto como el océano a una distancia lo suficientemente grande de la costa como para no estar afectado por el afloramiento.

4. Hidrografía de la Ría de Muros y Noia durante el periodo 2006- 2018.

Se caracterizó la hidrografía de la Ría de Muros analizando la salinidad y la temperatura para el periodo 2006- 2018. Para ello, se analizaron ocho estaciones distribuidas por todo el estuario (Figura 2). Sin embargo, por claridad y simplicidad se mostrarán los resultados para tres estaciones oceanográficas, que caracterizarán la zona interna, zona intermedia y externa de la ría: estación M3 “A Creba”, M4 “Centro ría” y M8 “As Basoñas”, respectivamente (Figura 2).

4.1 Salinidad

4.1.1 Parte interna de la ría

La variabilidad tanto espacial como temporal de la salinidad se analiza a partir de: la variación interanual de la salinidad de la columna de agua (Figura 12), del perfil vertical da salinidad media para el período 2006- 2018 (Figura 13), de la variación interanual de la salinidad media de la columna de agua (Figura 14) y de la variación intra-anual de la salinidad (Figura 15) donde la salinidad para cada mes (por ejemplo enero) se calcula haciendo el valor medio de las salinidades de ese mes (todos los eneros) para el período de 2006 a 2018.

La variabilidad interanual de la salinidad muestra el ciclo anual con valores máximos durante los meses de verano y mínimos durante el invierno.

Así mismo, se aprecia una columna de agua estratificada en la mayor parte del período, con valores de salinidad mínimos próximos a 34,1 en las capas superficiales, y alcanzando valores

próximos a 35,35 en el fondo (Figura 13).

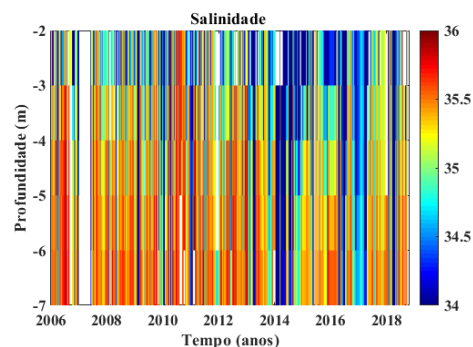


Fig. 12. Variación interanual de la salinidad de la columna de agua en la estación M3 “A Creba” (parte interna del estuario).

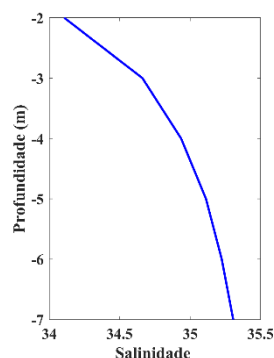


Fig. 13. Perfil vertical de salinidad media para el periodo 2006- 2018 en la estación M3 “A Creba” (parte interna del estuario).

La diferencia de la salinidad a lo largo de la columna de agua es de aproximadamente 1,25 aunque se puede observar que durante algunos años la columna de agua casi no está estratificada (e.g. 2010, 2014, 2018, Figura 12). Destacan periodos con valores elevados de salinidad en toda a columna de agua, como el verano de 2010, generados por la entrada de agua salada en el estuario hasta la parte interna (episodio de fuerte afloramiento), y años con valores muy bajos da salinidad en toda la columna de agua, como los inviernos de 2014 y 2018 marcados por altas descargas del Río Tambre (Figura 6.).

Los valores de salinidad medios de la columna de agua están entre 34 y 36 (Figura 14), destacando algunos valores

mínimos de salinidad de 29,5 y 24,8 durante los inviernos de 2014 y 2018 respectivamente, y que corresponden a períodos de fuerte descarga del río. Debido a su ubicación, esta estación está fuertemente influenciada por el río Tambre (Figura 6) y muy poco por los fenómenos de afloramiento, que tienen que ser muy intensos para alcanzar esta parte del estuario. Esto también se aprecia en el número de años con picos de salinidad por debajo de los 34 durante los meses de invierno, que coinciden con los picos de máxima descarga del Río Tambre (Figura 6).

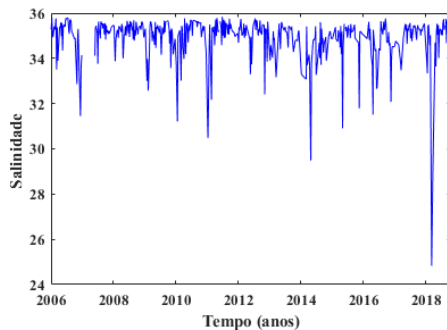


Fig. 14. Variación interanual de la salinidad media de la columna de agua en la estación M3 "A Creba" (parte interna del estuario).

La variabilidad intra-anual de la salinidad muestra valores máximos de salinidad durante los meses de verano, alcanzando el valor más alto, 35,25, en agosto (Figura 15).

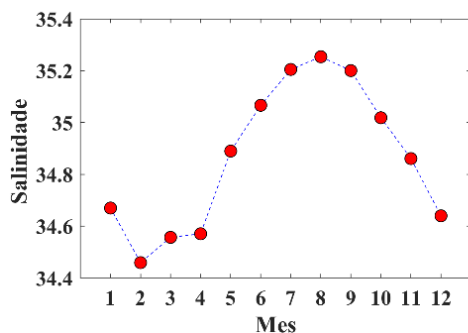


Fig. 15. Variación intra-anual de la salinidad media de la columna de agua en la estación M3 "A Creba" (parte interna del estuario).

Los valores más bajos se registran en invierno y comienzo de la primavera, con un mínimo de 34,45 en febrero. Esto ocurre durante los meses de mayor

precipitación en la zona (Figura 7) y cuando el caudal del Río Tambre alcanza los mayores valores (Figura 6). Se puede apreciar que hay una variación anual media de salinidad de menos de un punto.

Si se analiza la salinidad por capas se observa un comportamiento estacional similar entre superficie y fondo, con un aumento en los meses de verano, cuando se dan los máximos, y una disminución durante el invierno y comienzo de la primavera, cuando se alcanzan los mínimos de salinidad (Figura 16).

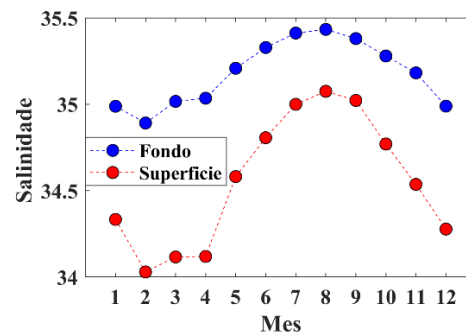


Fig. 16. Variación intra-anual de la salinidad en la estación M3 "A Creba" (parte interna del estuario) para el periodo 2006- 2018. Línea azul promedio a los tres últimos valores de la columna de agua y línea roja promedio a los tres primeros.

La diferencia entre ambas capas reside en su amplitud anual, ya que mientras la variación en el fondo es menor de 0,5, en la superficie este valor es el doble. Esto indica una mayor influencia de los forzamientos atmosféricos y de la descarga del río en las capas superficiales. Durante todo el año los valores de salinidad son mayores en el fondo que en la superficie, pero en verano es cuando ambas capas alcanzan valores más parecidos, lo que se puede deber a la acción de los eventos de afloramiento, más probables durante esta época, que hacen llegar hasta la superficie agua muy salada procedente del fondo, homogeneizando la columna de agua

4.1.2 Parte intermedia de la ría

La variabilidad interanual de la salinidad de la columna de agua muestra, igual que para la estación interna, el ciclo anual con valores máximos durante los meses de verano y mínimos durante el invierno, solo que en este caso los valores de salinidad son mayores (Figura 17).

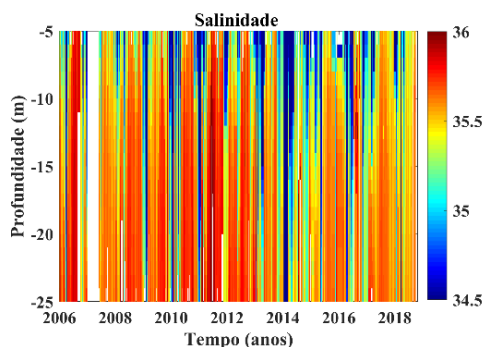


Fig. 17. Variación interanual de la salinidad de la columna de agua en la estación M4 "Centro ría".

En esta parte de la ría, la estratificación en la superficie no se hace tan patente como en la parte interna, ya que se midieron valores de salinidad muy parecidos en la mayor parte de la columna de agua durante el tiempo de estudio, lo que se traduce en una mayor influencia de los movimientos verticales de las masas de agua. Esto se refleja en una haloclina con una diferencia de salinidad de aproximadamente 0,6 entre superficie (cerca de 35) y fondo (35.6) (Figura 18), mientras en la zona interna esta oscilación era de 1,25 con una profundidad casi tres veces menor.

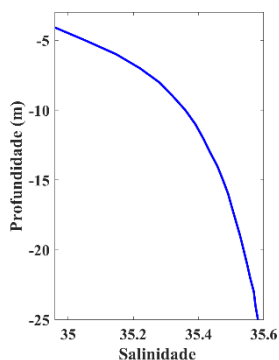


Fig. 18. Perfil vertical de salinidad media para el periodo 2006- 2018 en la estación M4 "Centro ría".

La mayoría de los valores de salinidad media da columna de agua, durante el período de estudio, están dentro del rango de 35 – 36 destacando los veranos de 2006, 2010 e 2011, con valores en superficie mayores, en torno a 35,8 (Figura 17), producidos por el afloramiento de agua oceánica en la parte intermedia del estuario. Por el contrario, las salinidades medias más bajas de la columna de agua, entre 33 y 34,5, se registraron en los inviernos de 2010, 2011, 2013, 2014, 2016 y 2018 (Figura 19).

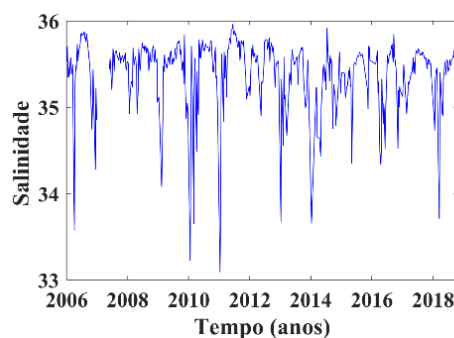


Fig. 19. Variación interanual de la salinidad media de la columna de agua en la estación M4 "Centro ría".

Los inviernos de 2014, 2016 y 2018 fueron períodos con picos de baja salinidad también en la zona interna del estuario (Figura 14). Estos episodios de baja salinidad están asociados a fuertes descargas del Río Tambre (Figura 6). En estos casos la fuerte descarga del río se aprecia en toda la columna de agua de la estación interna, muy próxima a la desembocadura y poco profunda, e influye en la estación intermedia. Los años 2010, 2011 e 2012 fueron diferentes ya que son los años de menor salinidad en esta estación, aunque no en la interna. La variabilidad intra-anual de la salinidad (Figura 20) sigue el mismo patrón que el de la zona interna: máximo en agosto y mínimo en febrero, con valores de 35,63 y 35,15 respectivamente. Estos valores ratifican la reducción del rango de los valores de salinidad de la columna de agua (Figura 18).

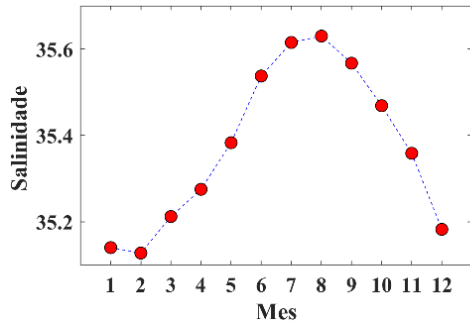


Fig. 20. Variación intra-anual de la salinidad media de la columna de agua en la estación M4 “Centro ría”.

Al analizar la salinidad por capas, la estación M4 muestra un patrón similar al de la M3 en lo que respecta al comportamiento estacional, con máximos en verano y mínimos en invierno, y con salinidades en la capa del fondo siempre superiores a los de la capa superficial (Figura 16). Cabe destacar sin embargo que los valores globales de salinidad tanto en el fondo como en superficie son 0,5 mayores en esta estación que en la interna. Las principales diferencias en este caso se dan en las amplitudes anuales. La amplitud anual de la superficie es de 1 mientras que en el fondo es de entre 0,2 – 0,3. Estas amplitudes anuales son muy inferiores a los de la parte interna del estuario, mostrando una menor variabilidad estacional.

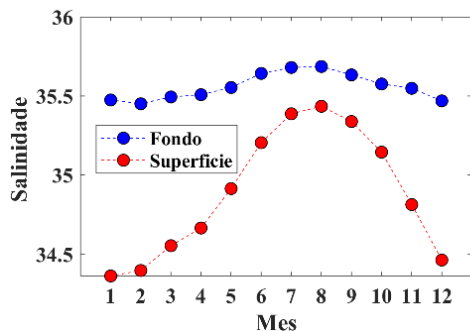


Fig. 21. Variación intra-anual de la salinidad en la estación M4 “Centro ría” para el periodo 2006-2018. Línea azul promedio a los tres últimos valores de la columna de agua y línea roja promedio a los tres primeros.

4.1.3 Parte externa de la ría

Esta estación localizada en la boca sur de la ría está altamente influenciada por los procesos oceánicos y muy poco influenciada por la descarga del Río Tambre. La variabilidad interanual (Figura 22) muestra el ciclo anual como las estaciones anteriormente descritas, pero con menor número de años con valores de salinidad bajos.

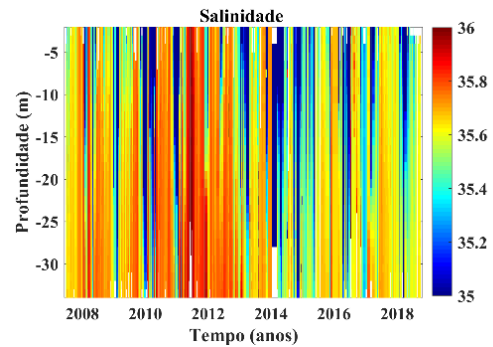


Fig. 22. Variación interanual de la salinidad de la columna de agua en la estación M8 “As Basoñas” (boca sur del estuario).

La estratificación es muy débil, con diferencias entre superficie (35.65) y fondo (35.3) de aproximadamente 0,3 (Figura 23).

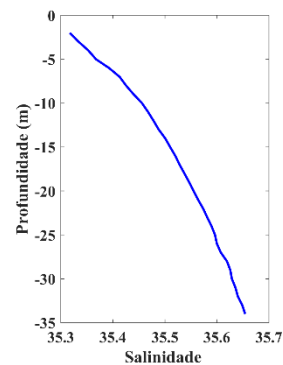


Fig. 23. Perfil vertical de salinidad media para el periodo 2006- 2018 en la estación M8 “As Basoñas” (boca sur del estuario).

Cuando se analiza la variabilidad interanual de la salinidad media de la columna de agua (Figura 24), destacan los inviernos de 2010, 2011 y 2014 con valores bajos de salinidad de hasta 33,3 en 2010, y el verano de 2011, con una salinidad próxima a 36. Los años con salinidades más bajas, (2010 y 2011) no se corresponden con altas descargas del

Río Tambre y son más importantes en las estaciones externa e intermedia que en la interna donde esos años son años de bajadas secundarias de salinidad. Los descensos de salinidad durante esos años se deben a la intrusión de agua dulce procedente del Río Miño que alcanza este estuario. Este fenómeno ya fue ampliamente estudiado en las Rías Baixas donde el agua procedente del Miño entra en los estuarios con una mayor frecuencia que en la Ría de Muros (Álvarez *et al.*, 2006; deCastro *et al.*, 2006; Sousa *et al.*, 2014a; Sousa *et al.*, 2014b; Des *et al.*, 2019). En los años 2013, 2014 y 2016 se da la situación de coincidir altas descargas del Río Tambre con la intrusión de agua procedente del Río Miño.

La variabilidad intra-anual en la parte externa del estuario (Figura 24) muestra un comportamiento similar al observado en los casos anteriores: máxima salinidad durante el mes de agosto (35.67), y mínima en febrero (35.28). Sin embargo, esta estación muestra valores mayores de salinidad tanto en superficie como en fondo.

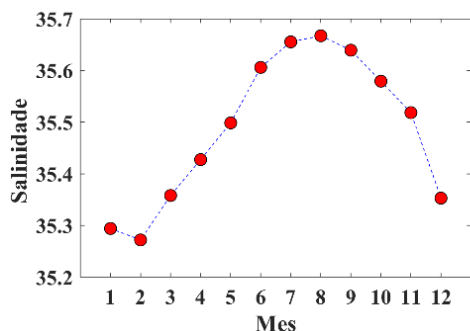


Fig. 24. Variación intra-anual de la salinidad media de la columna de agua en la estación M8 “As Basoñas” (boca sur del estuario).

Al analizar por capas la salinidad la estación externa muestra un comportamiento similar al de las otras estaciones ya analizadas (Figura 24). Así mismo, la diferencia de salinidad entre capas superficiales y profundas es mínima (0,1) durante los meses de julio y agosto. Además, la amplitud anual de la salinidad de las capas superficiales

alcanza un valor de 1,8, mientras que para las capas profundas se reduce a un valor de aproximadamente 0,1.

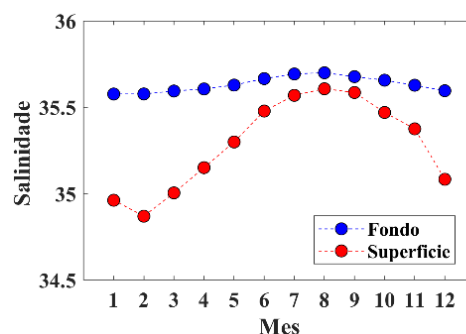


Fig. 25. Variación intra-anual de la salinidad en la estación M8 “As Basoñas” para el periodo 2006- 2018. Línea azul promedio a los tres últimos valores de la columna de agua y línea roja promedio a los tres primeros.

4.2 Temperatura

4.2.1 Parte interna de la ría

La variabilidad interanual de la temperatura muestra un ciclo anual con valores máximos durante los meses de verano y principios de otoño, y mínimos a finales del invierno (Figura 26).

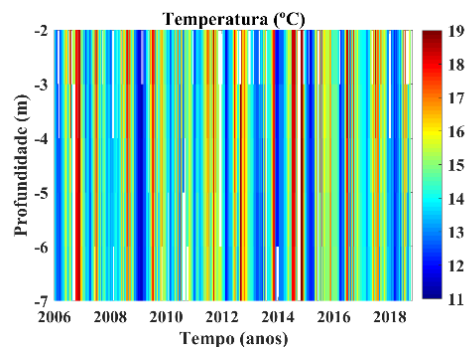


Fig. 26. Variación interanual de la temperatura de la columna de agua en la estación M3 “A Creba” (parte interna del estuario).

No se observa estratificación de la columna de agua, con valores mínimos de 14,5°C en las capas más profundas y máximos de 14,8°C en superficie (Figura 27). Esta diferencia de tan solo 0,3°C se debe a la escasa profundidad da parte interna, que favorece la homogeneización de la columna de agua. Destacan períodos con valores elevados de temperatura, como los otoños de 2006

y 2013 y el verano de 2014, alcanzando valores de hasta 19°C, y otros con temperaturas frías, sobresaliendo los inviernos de 2006, 2009, 2012 y 2014, y las primaveras de 2013, 2015, 2016 e 2018, alcanzando valores inferiores a 12°C, siendo el período de 2009 el de mayor duración (Figura 26).

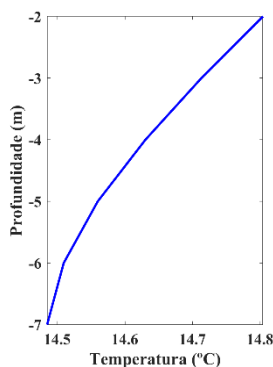


Fig. 27. Perfil vertical de temperatura media para el periodo 2006- 2018 en la estación M3 "A Creba" (parte interna del estuario).

Los valores medios de la columna de agua varían fuertemente a lo largo del ciclo anual, mostrando perfectamente la variabilidad estacional de este parámetro (Figura 28). En la mayor parte del período de estudio, la temperatura media de la columna de agua está comprendida entre 12 y 17°C, con la excepción del otoño de 2013, cuando se alcanza un máximo de 19°C y el invierno de 2009 con un mínimo de 11,5°C.

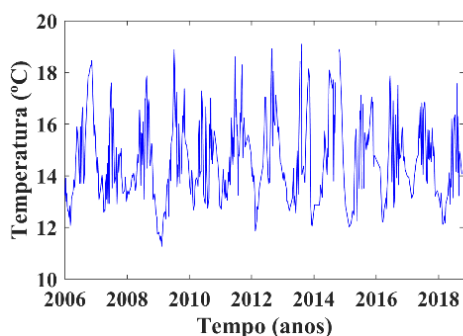


Fig. 28. Variación interanual de la temperatura media de la columna de agua en la estación M3 "A Creba" (parte interna del estuario).

Precisamente, analizando la variabilidad intra-anual de la temperatura se observa que los valores máximos se dan durante

los meses de verano y principio del otoño con el máximo (15,5°C) en septiembre (Figura 29), aunque este valor no destaca demasiado debido a que el período julio – octubre la temperatura es prácticamente constante. Esto se debe a la contraposición de dos fenómenos: por un lado, una mayor insolación y elevada temperatura de los meses de julio y agosto (Figura 7) deberían causar que durante esos meses la temperatura del agua fuese mayor, pero también es la época del año en la que los eventos de afloramiento son más probables (Figura 10), los cuales introducen agua fría del fondo en la superficie, contrarrestando el efecto anterior. Los valores más bajos se registran a finales del invierno y principios de primavera, con un mínimo de 13,1°C en febrero. Esto hace que la amplitud térmica anual sea de 2,4°C para el período de estudio.

Al analizar la temperatura por capas se detectan dos períodos diferenciados: de noviembre a abril, cuando el comportamiento de ambas capas es prácticamente el mismo, y de mayo a octubre, cuando a pesar de tener comportamientos parecidos, la temperatura en superficie es superior, alcanzando su máxima diferencia en julio con más de medio grado (Figura 29).

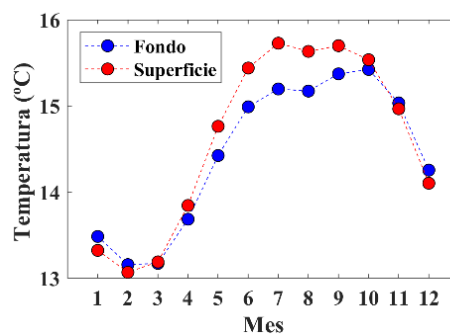


Fig. 29. Variación intra-anual de la temperatura en la estación M3 "A Creba" (parte interna del estuario) para el periodo 2006- 2018. Línea azul promedio a los tres últimos valores de la columna de agua y línea roja promedio a los tres primeros.

Además, se observa una ligera inversión térmica entre noviembre y febrero,

cuando la temperatura da capa del fondo es un poco superior a la superficial (máximo 0,2°C). Esta diferencia de temperaturas durante el verano y la inversión durante el invierno tienen su principal causa en la influencia de la atmósfera en las capas superficiales: en verano una mayor insolación y la alta temperatura del aire favorecen el calentamiento de las mismas, mientras en invierno la temperatura exterior es muchos días inferior a la del agua. Destaca también el valor máximo en la capa profunda durante octubre (15,5°C), ya cuando la temperatura en superficie empieza a disminuir. Los mínimos para ambas se registran en febrero con 13,1°C y 13,2°C en superficie y fondo, respectivamente. Debido a la semejanza del comportamiento de la temperatura para ambas capas, la amplitud ronda los 2,5°C en ambas.

4.2.2 Parte intermedia de la ría

La variabilidad interanual muestra, al igual que para la estación interna, el ciclo anual con valores máximos durante los meses de verano y otoño, y mínimos durante el final del invierno y principio de la primavera (Figura 30).

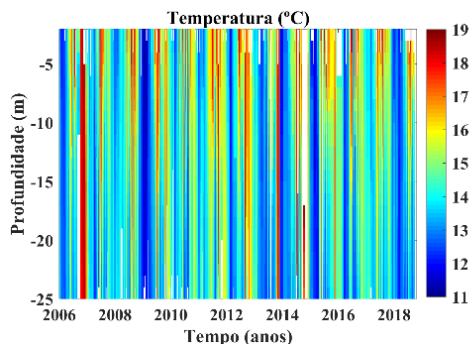


Fig. 30. Variación interanual de la temperatura de la columna de agua en la estación M4 "Centro ría".

Por el contrario, se hace patente que en los primeros metros de la columna de agua la temperatura es constante, descendiendo bruscamente durante los siguientes (Figura 31), lo que se traduce en una estratificación de la columna de

agua. En superficie se alcanzan valores máximos de 14,8°C, mientras en el fondo de 13,6°C, lo que supone una diferencia de 1,2°C, que es notablemente mayor que la de la estación interna (0,3°C, Figura 27) debido en parte a su mayor profundidad.

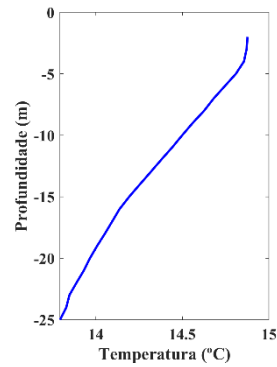


Fig. 31. Perfil vertical de temperatura media para el periodo 2006-2018 en la estación M4 "Centro ría".

Destacan períodos elevados de temperatura en los otoños de 2006 y 2013 al igual que en la parte interna de la ría, mientras destacan los inviernos de 2009, 2012, 2015 y 2018 y la primavera de 2016 con valores bajos (Figura 30), de los cuales tres coinciden con registros de agua fría en la estación interna.

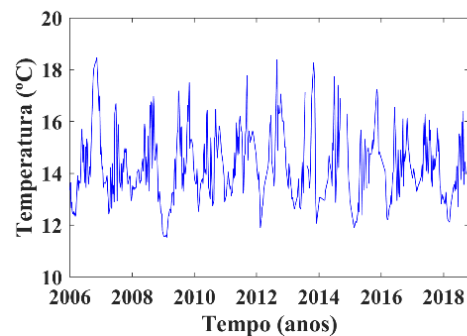


Fig. 32. Variación interanual de la temperatura media de la columna de agua en la estación M4 "Centro ría".

Al analizar la variación interanual de la temperatura media de la columna de agua, se observa que la mayoría de los valores se encuentran en un rango menor que en la zona interna (entre 13 - 16°C), destacando solamente máximos y mínimos, como los 18,5°C de los otoños

de 2006 y 2013 y los 11,5°C del invierno de 2009 (Figura 32.).

Esta tendencia de la temperatura de alcanzar los valores máximos de temperatura en otoño en lugar de durante el verano se observa en la variabilidad intra-anual de la temperatura (Figura 33). Desde febrero, cuando se produce el mínimo anual con 13,1°C, la tendencia de la temperatura es a aumentar, aunque sufre un pequeño estancamiento durante los meses de verano como ya se vio en la parte interna debido a la acción de los eventos de afloramiento. En septiembre, cuando estos son menos frecuentes y el agua continúa almacenando el calor irradiado durante el verano, la temperatura asciende moderadamente alcanzando el máximo anual en octubre con 15,4°C. Esto hace que la amplitud térmica anual sea 2,3°C, muy parecida a la de la parte interna (2,4°C).

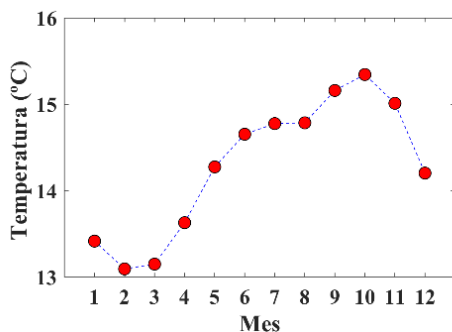


Fig. 33. Variación intra-anual de la temperatura media de la columna de agua en la estación M4 "Centro ría".

Al analizar la temperatura por capas se puede observar, al contrario que en la parte interna, que la evolución en fondo y superficie ya no es similar (Figura 34). Durante el período marzo – octubre la temperatura de las capas superiores es mayor que las del fondo, mientras que de noviembre a febrero sucede lo contrario, produciéndose de nuevo inversión térmica durante el mismo período que en el interior de la ría, pero esta vez con mayor diferencia entre capas, alcanzando una diferencia de 0,5°C en enero. La mayor diferencia entre capas se da en julio, cuando la superficie está

3°C por encima del fondo. Destacan los diferentes comportamientos de las capas superficiales y profundas. La superficie alcanza su máximo (16,3°C) en julio, posteriormente empieza a disminuir ligeramente durante los meses de verano, y se acentúa este descenso a partir de octubre. Este descenso no se revierte hasta febrero (mínimo con 13°C). Las capas del fondo alcanzan su máximo en octubre y noviembre (14,9°C) después de permanecer constante durante el final de la primavera y los meses de verano. La distribución intra-anual de la temperatura del fondo es muy similar a la distribución intra-anual global (Figura 33), de lo que se deduce que el comportamiento de las capas profundas tiene mayor influencia que el de las capas superficiales. La variación intra-anual de la superficie es de 3,3°C y la del fondo de 1,8°C. Debido a los forzamientos externos a los que está más expuesta la superficie de esta parte de la ría y al aumento de la profundidad, la variación intra-anual de la superficie es 0,8°C mayor que en la estación M3 y la del fondo es 0,7°C menor que la de la estación interna. Las capas profundas están más aisladas de la atmósfera.

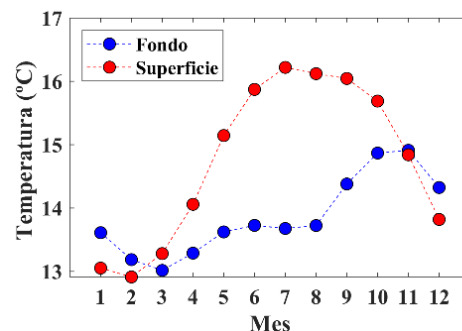


Fig. 34. Variación intra-anual de la temperatura en la estación M4 "Centro ría" para el periodo 2006- 2018. Línea azul promedio a los tres últimos valores de la columna de agua y línea roja promedio a los tres primeros.

4.2.3 Parte externa de la ría

La variabilidad interanual para la parte externa del estuario vuelve a mostrar un comportamiento muy similar al del resto

del estuario: intercalación de períodos máximos y mínimos durante el tiempo de estudio. Los valores más altos se desplazan al otoño, tal y como ya se aprecia en la estación M4 de la parte intermedia. Así, los otoños de 2009, 2013 y 2015 destacan por mostrar máximos de hasta 17°C, mientras que los inviernos de 2009, 2015 y 2018 muestran mínimos inferiores a 12°C (Figura 35). También se aprecia una cierta estratificación en las capas superiores, donde para varias fechas del periodo de estudio se puede apreciar que la columna de agua tiene notorias diferencias entre los primeros metros y el resto de la columna (Figura 35).

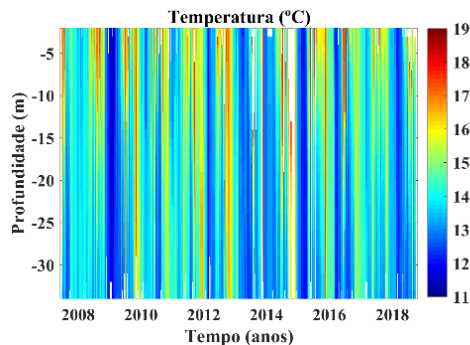


Fig. 35. Variación interanual de la temperatura de la columna de agua en la estación M8 “As Basoñas” (boca sur del estuario).

Así la temperatura media en superficie alcanzará los 14,7°C, mientras que en el fondo la media será de 13,6°C, obteniendo una diferencia de 1,1°C, solamente 0,1°C inferior a la de la estación intermedia (Figura 36).

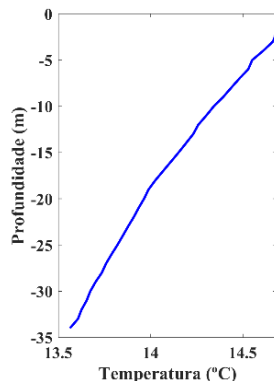


Fig. 36. Perfil vertical de temperatura media para el periodo 2006- 2018 en la estación M8 “As Basoñas” (boca sur del estuario)

El comportamiento entre las dos estaciones más externas es parecido debido al aumento de la profundidad, diferenciándolas de la interna, poco profunda y con una columna de agua mucho más homogénea.

La temperatura media de la columna de agua tiene unos valores parecidos a la estación de la zona intermedia de la ría dentro del rango 13–16°C (Figura 37).

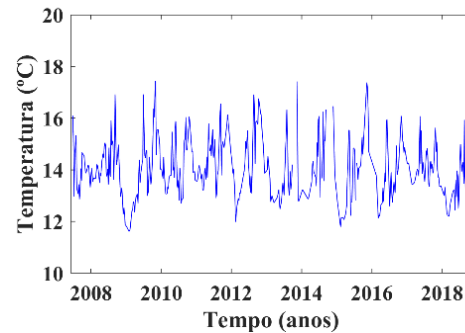


Fig. 37. Variación interanual de la temperatura media de la columna de agua en la estación M8 “As Basoñas” (boca sur del estuario).

Destacan los máximos en los otoños de 2009, 2013 y 2015 con valores de 17,5°C, siendo este período de 2013 uno de los más destacados, ya que en las tres estaciones se registran picos máximos de temperatura. Los valores alcanzados para este mismo período en las estaciones anteriores son 18,5°C en la parte intermedia y 19°C en la interna, por lo que la temperatura máxima de la columna de agua disminuye a medida que nos desplazamos hacia la parte externa de la ría, donde está más influenciada por los procesos oceánicos. Los períodos donde se detectan los mínimos de temperatura son los inviernos de 2009, 2015 y 2018, llegando hasta los 11,8°C en 2009. Además, este período también tiene registros mínimos de temperatura en las otras dos estaciones, con valores de 11,5°C en ambas, por lo que se puede observar que las temperaturas mínimas se mantienen prácticamente constantes en toda la ría ya que al registrarse en el fondo la influencia externa es mínima.

La variabilidad intra-anual de la temperatura vuelve a repetir el patrón de la estación intermedia: máximos durante el otoño, máximos secundarios durante los meses de verano, y mínimos durante el invierno y principio de la primavera (Figura 38). El valor más alto se registra en octubre con 14,9°C, mientras que el más bajo se detecta en marzo, seguido muy cerca por febrero, con 13,2°C. La amplitud térmica anual es de 1,7°C, siendo la más baja de las tres estaciones analizadas. Esto indica que la amplitud térmica anual disminuye a medida que nos desplazamos hacia el exterior del estuario.

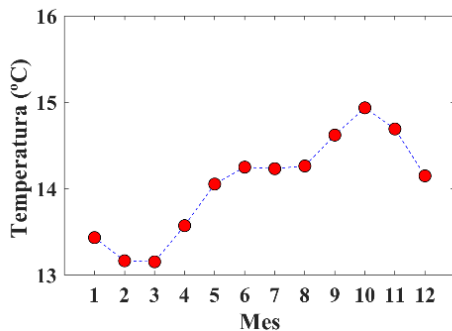


Fig. 38. Variación intra-anual de la temperatura media de la columna de agua en la estación M8 "As Basoñas" (boca sur del estuario).

Al realizar el análisis por capas de la temperatura en la zona externa se observa que se vuelve a repetir el patrón de la zona intermedia, donde la temperatura del fondo sigue la misma evolución que la temperatura media intra-anual (Figura 38), radicando la diferencia en que durante los meses de verano no se mantiene constante la temperatura, si no que después de aumentar hasta junio, se registra un mínimo secundario en julio, para posteriormente volver a ascender hasta alcanzar el máximo de 14,5°C en noviembre (Figura 39). Las capas del fondo registran el mínimo de temperatura, 13,1°C, en marzo. Además, se vuelve a observar inversión térmica en invierno, con una diferencia máxima de 0,3°C entre capas en enero, aunque dura un mes menos que en las otras dos estaciones, dándose de diciembre a

febrero. Así, las capas superficiales alcanzarán el mínimo en febrero con 13°C, aumentando rápidamente la temperatura hasta junio, momento en el que la temperatura se estabiliza hasta octubre, marcando el máximo de 15,5°C en julio.

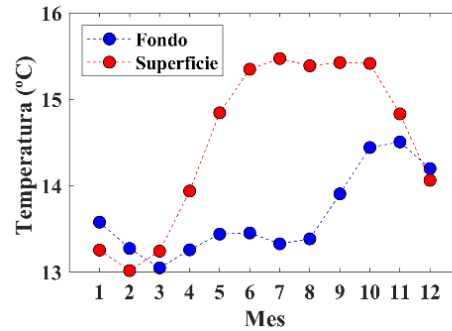


Fig. 39. Variación intra-anual de la temperatura en la estación M8 "As Basoñas" (boca sur del estuario) para el periodo 2006-2018. Línea azul promedio a los tres últimos valores de la columna de agua y línea roja promedio a los tres primeros.

La mayor diferencia entre superficie y fondo, 2,1°C, se produce en julio. La máxima diferencia de temperatura entre superficie y fondo en la ría se detecta en estación intermedia (Figura 34), ya que no tiene tan poca profundidad como la estación interna ni se ve tan afectada por los fenómenos oceánicos como la estación externa, permitiendo una mayor estratificación (Figura 31). En cuanto a la amplitud térmica anual, en superficie es de 2,5°C, mientras que en el fondo es de 1,5°C disminuyendo la primera y aumentando la segunda respecto a la zona intermedia.

5. Discusión

Los parámetros termohalinos estudiados adquirirán diferentes propiedades en función de la localización en la ría, la geografía de la zona y los fenómenos oceánicos y atmosféricos por los que se puedan ver afectados.

Se analizaron, por lo tanto, la temperatura y la salinidad de la Ría de Muros para el período 2006 – 2018 a partir de las medidas obtenidas

semanalmente en tres de las ocho estaciones que INTECMAR tiene en la ría. Cada una de las estaciones escogidas representa una región característica de la ría: la parte interna, la intermedia y la parte externa.

La salinidad de la Ría de Muros muestra un ciclo anual con valores máximos durante los veranos (agosto) y mínimos durante los inviernos (febrero), coincidiendo con el patrón de precipitaciones y eventos de afloramiento, tal y como ya Álvarez *et al.*, (2005) analizó para las Rías Baixas. Durante el período de estudio cabe destacar la situación anómala de baja salinidad detectada en la ría durante los inviernos de 2010 e 2011, donde además, la salinidad en la parte externa del estuario fue inferior a la de la parte interna próxima a la desembocadura del Río Tambre. Esta situación fue probablemente originada por la entrada de agua dulce procedente de la pluma del Río Miño tal y como ya se detectó, principalmente, en las Rías de Vigo y Pontevedra (Alvarez *et al.*, 2006; deCastro *et al.*, 2006, Sousa *et al.*, 2014a; Sousa *et al.*, 2014b y Des *et al.*, 2019). Además, Alvarez *et al.*, (2006) y Álvarez *et al.*, (2005) indicaron que en la Ría de Arousa, debido a la gran descarga de los ríos Ulla y Umia en el interior de la ría y a su orientación, es más complicada una inversión del patrón normal de salinidad a lo largo del eje de la ría. Así, de la misma forma que este agua dulce influye en las Rías Baixas localizadas más al sur, podría influir de la misma manera en la Ría de Muros y Noia. De hecho, Sousa *et al.* (2014a, b) detectó, mediante simulaciones numéricas, que la pluma del Río Miño influye en las cuatro Rías Baixas bajo condiciones óptimas de grandes descargas del río y vientos favorables. Los períodos con salinidad más alta en toda la Ría de Muros corresponden con los veranos debido a los episodios de afloramiento que son habituales durante

esta época del año en esta región (Álvarez *et al.*, 2008; Álvarez *et al.*, 2011; Gómez-Gesteira *et al.*, 2006).

La temperatura de la Ría de Muros y Noia muestra un ciclo anual similar al detectado en Álvarez *et al.*, (2005) para las Rías Baixas, con máximos a finales del verano – otoño (agosto – octubre) y mínimos en invierno – primavera (febrero – marzo). Los máximos no se alcanzan en el período estival, cuando la temperatura del aire alcanza su máximo anual, debido a los eventos de afloramiento, que son muy frecuentes en esta época. Estos eventos producen el afloramiento en superficie de un agua sub-superficial conocida con el nombre de ENACW (Eastern North Atlantic Central Water) que es más fría y salada que la del estuario (Álvarez *et al.*, 2005; Álvarez *et al.*, 2011). Las temperaturas más bajas del período de estudio se registraron a lo largo de toda la ría en 2009, 2012, 2015 y 2018, siendo 2009 el más frío. Las temperaturas más altas se registraron a finales de los veranos de 2006, 2009, 2013 y 2015, siendo el de 2013 cuando se registró el máximo de temperatura en todo el estuario. Este máximo se debe a la existencia de un verano previo muy cálido que facilita el calentamiento del agua junto con un descenso brusco de los eventos de afloramiento una vez que llega el otoño, por lo que el agua se deja de enfriar aunque retiene el calor estival. Esta hipótesis se corrobora al comprobar los datos de temperatura máxima media para el verano de 2013 en la estación meteorológica de Lira (meteogalicia.gal), situada en el margen Norte de la boca de la ría. De la misma forma, la componente Oeste del viento predominó durante el mes de octubre de 2013, por lo que los eventos de afloramiento fueron poco frecuentes. Las mayores diferencias en la salinidad entre las capas superficiales y profundas se dan durante el invierno debido a la influencia de la descarga del Río

Tambre, ya que esa diferencia disminuye hacia la parte exterior da ría. Durante el invierno también se aprecia una inversión térmica entre los meses de noviembre y febrero, aunque que en la estación externa este período tiene un mes menos de duración, abarcando de diciembre a febrero. Este hecho coincide con otros estudios como los de Doval *et al.*, (2016), Gago *et al.*, (2011), Álvarez *et al.*, (2005), Álvarez-Salgado *et al.*, (2000) y Doval *et al.*, (1998). Las mayores diferencias en la temperatura entre las capas se dan durante el verano. Puesto que ambas propiedades, salinidad y temperatura, influyen en la estratificación da columna de agua y dadas las diferencias entre superficie y fondo, podríamos decir que la estratificación de la columna de agua en Ría de Muros y Noia está dominada por la salinidad durante el invierno y por la temperatura durante el verano. Ocasionalmente, durante los veranos los eventos de afloramiento pueden hacer disminuir la estratificación del estuario en la parte externa. Además, las mayores diferencias entre superficie y fondo se dan en la parte intermedia del estuario ya que es más profunda que la interna y está menos afectada por los afloramientos que la externa.

6. Conclusiones

Se caracterizó la hidrografía de la Ría de Muros Noia a partir del análisis de la temperatura y de la salinidad obtenidas semanalmente en ocho estaciones distribuidas en la ría para el período 2006 – 2018, obteniendo las siguientes conclusiones:

La salinidad presenta un ciclo anual con máximos en verano (agosto) y mínimos en invierno (febrero), coincidiendo con el máximo del índice de afloramiento y de la descarga del Río Tambre, respectivamente.

En este período destacan los inviernos de 2010 y 2011, cuando se detecta una

menor salinidad en la parte externa de la ría que en la interna. Este comportamiento del estuario está probablemente ligado a la intrusión de agua dulce procedente del Río Miño tal y como se detectó, en estudios previos, en las rías de Vigo y Pontevedra.

La temperatura presenta, al igual que la salinidad, un ciclo anual con máximos al final del verano y principios de otoño (agosto – octubre) y mínimos a finales del invierno y principios de primavera (febrero – marzo). Los máximos de temperatura no se alcanzan en plena estación estival debido al efecto de los eventos de afloramiento que enfrían el agua.

Los períodos máximos de temperatura se dan en 2006, 2009, 2013 y 2015, registrando 2013 el máximo en toda la ría debido a un verano previo muy cálido y un cese brusco de los eventos de afloramiento al empezar el otoño. Los mínimos se registraron en 2009, 2012, 2015 y 2018, siendo 2009 el más frío.

La estratificación de la columna de agua está dominada por la salinidad durante los inviernos y por la temperatura durante los veranos. La máxima estratificación de la columna de agua se detecta en la zona intermedia ya que, por un lado, tiene mayor profundidad que la zona interna y, por otro, se ve menos afectada por los eventos de afloramiento que la zona externa.

Referencias

- Álvarez, I., Gómez-Gesteira, M., deCastro, M., Carvalho, D., 2014. Comparison of different wind products and buoy wind data with seasonality and interannual climate variability in the southern Bay of Biscay (2000–2009). *Deep-Sea Research II*. 106, 38–48.
- Álvarez I., Gomez-Gesteira, M., deCastro, M., Lorenzo, M-N., Crespo A.J.C., Dias, J.M., 2011. Comparative analysis of upwelling influence

- between the western and northern coast of the Iberian Peninsula. *Continental Shelf Research*, 31, 388 – 399. doi:10.1016/j.csr.2010.07.009.
- Álvarez, I., M. Gómez-Gesteira, M. deCastro, J. M. Dias 2008. Spatiotemporal evolution of upwelling regime along the western coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical research* 113; C07020, doi:10.1029/2008JC004744.
- Álvarez, I., M. deCastro, M. Gómez-Gesteira, R. Prego, 2006. Hydrographic behavior of the Galician Rias Baixas (NW Spain) under the spring intrusion of the Miño River. *Journal of Marine Systems* 60;144–152.
- Álvarez I., Gomez-Gesteira, M., deCastro, M., 2005. Inter- and intra-annual analysis of the salinity and temperature evolution in the Galician Rías Baixas - ocean boundary (northwest Spain). *Journal of geophysical research*, 110, C04008. doi:10.1029/2004JC002504.
- Álvarez-Salgado, X. A., Gago, J., Míguez, B.M., Gilcoto, M., Pérez F.F., (2000). Surface Waters of the NW Iberian Margin: Upwelling on the Shelf versus Outwelling of Upwelling Waters from the Rías Baixas, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 51, 821 – 837.
- Bakun, A., 1973. Coastal Upwelling Indexes, west coast of North America, 1946–71. NOAA Technical Report NMF, 671, p. 103.
- deCastro, M., I. Alvarez, M. Varela, R. Prego, M. Gómez-Gesteira, 2006. Miño River dams discharge on neighbor Galician Rias Baixas (NW Iberian Peninsula): Hydrological, chemical and biological changes in water column. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 70; 52-62.
- Des, M., M. deCastro, M.C. Sousa, J.M. Dias, M. Gómez-Gesteira, 2019. Hydrodynamics of river plume intrusion into an adjacent estuary: The Minho River and Ria de Vigo. *Journal of Marine Systems* 189; 87–97.
- Doval, M.D., López, A., Madriñán, M., 2016. A decade of weekly dissolved organic carbon values in the coastal upwelling of the NW Spain (Atlantic Galician Rías). *Marine Chemistry*, 179, 34 – 43.
- Doval, M. D., Nogueira, E., Pérez, F. F., (1998). Spatio-temporal variability of the thermohaline and biogeochemical properties and dissolved organic carbon in a coastal embayment affected by upwelling: the Ria de Vigo (NW Spain). *Journal of Marine Systems*, 14, 135 – 150.
- Gago, J., Cabanas, J.M., Casas, G., Miranda, A., (2011). Thermohaline measurements in the continental shelf zone of the NW Iberian Peninsula, 1994–2006. *Climate Research*, 48, 219 - 229.
- Gómez-Gesteira, M., Moreira, C., Alvarez, I., deCastro, M., 2006. Ekman transport along the Galician coast (NW, Spain) calculated from forecasted winds. *Journal of Geophysical Research* 111, C10005. doi:10.1029/2005JC003331.
- Méndez, G., Rey, D., 2000. An historical review of the geological studies of the Galician rias. *Journal of Iberian Geology*, 26, 21-44.
- Méndez, G., Vilas, F., 2005. Geological antecedents of the Rias Baixas (Galicia, northwest Iberian Peninsula) *Journal of Marine Systems*, 54, 195 – 207.
- Pannekoek, A.J., 1966. The geomorphology of the surroundings of the Ría de Arosa (Galicia NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen* 37, 7 – 32.
- Reynolds, R. W., Smith, T.M., Liu, C., Chelton, D.B., Casey, K.S., Schlax, M.G., 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20, 5473–5496, doi:10.1175/JCLI-D-14-00293.1

- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Hou, Y.T., Chuang, H.Y., Juang, H.M.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R.W., Rutledge, G., Goldberg, M., 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91 (8), 1015–1057.
- Sousa M.C., N. Vaz, I. Alvarez, M. Gomez-Gesteira, J.M. Dias, 2014a. Modeling the Minho River plume intrusion into the Rias Baixas (NW Iberian Peninsula). *Continental Shelf Research* 85; 30–41.
- Sousa M.C., N. Vaz, I. Alvarez, M. Gomez-Gesteira, J.M. Dias, 2014b. Influence of the Minho River plume on the Rias Baixas (NW of the Iberian Peninsula). *Journal of Marine Systems* 139; 248–260. *Scientific Assessment*. Cambridge University Press, pp. 195–238.

Incidencia de la precipitación en la alteración geoquímica de los petroglifos de Campo Lameiro

B. PRIETO, B. CARREJA, B. SILVA, P. SANMARTÍN*

**patricia.sanmartin@usc.es*

*Departamento de Edafología e Química Agrícola. Facultade de Farmacia,
Grupo de Estudios Medioambientales Aplicados al Patrimonio natural y cultural
(GEMAP-USC)*

*Universidade de Santiago de Compostela,
15782 - Santiago de Compostela, Spain*

RESUMEN

Se analiza en este trabajo la incidencia de la precipitación en la alteración geoquímica del granito que sirve de material soporte de los petroglifos de Campo Lameiro, localidad pontevedresa donde se encuentra la mayor concentración de arte rupestre de Galicia. Para ello fue diseñado un experimento de campo consistente en recoger quincenalmente durante dieciséis meses, entre octubre de 2006 y enero de 2008, la deposición total, que incluye (1) agua de lluvia más las partículas sólidas arrastradas por la lluvia, (2) agua de escorrentía sobre algunas superficies graníticas grabadas y (3) agua almacenada en las cazoletas naturales (pías) que presentan dichas superficies. El análisis comparativo de la composición del agua de los distintos sistemas muestreados permitió la realización de un balance de elementos, indicativo de la cantidad de elementos lixiviados (lavados) a partir de la roca. A partir de estos datos se realizó una estimación de la velocidad de alteración de los minerales, información de interés para diseñar un plan de conservación preventiva de las manifestaciones artísticas del Parque Arqueológico de Arte Rupestre.

Palabras Clave: Alteración granito, análisis de la precipitación, balance geoquímico, conservación preventiva, tasa de meteorización.

1. Introducción

La alteración de una roca depende por una parte de sus características intrínsecas: composición mineralógica, textura y porosidad principalmente, y por otra parte de las condiciones ambientales a las que está sometida. Las rocas graníticas son consideradas duras y resistentes frente a los agentes de deterioro, y ciertamente lo son en comparación con otras, pero hay que tener en cuenta que poseen minerales de muy diferente alterabilidad (Taboada, 1992). Las plagioclasas son los

minerales más susceptibles a la meteorización y son afectados por el mecanismo de la hidrólisis. La biotita por el hecho de poseer hierro reducido es muy susceptible al mecanismo de oxidación que desestabiliza su estructura y la hace más vulnerable frente a la hidrólisis. Le siguen en orden de alterabilidad el feldespato potásico, la moscovita y por último el cuarzo, mineral muy resistente. Pero además hay que tener presente que las rocas graníticas debido a la estructura de su sistema poroso constituido fundamentalmente por huecos tipo

fisura, es muy susceptible a determinados mecanismos físicos de meteorización como por ejemplo el efecto de cuña provocado por la cristalización de sales (Cardell *et al.*, 2003).

Desde un punto de vista geoquímico, la dinámica de los elementos químicos se corresponde con la secuencia de alterabilidad mineral. Así, desde las primeras etapas del proceso de meteorización ocurre una pérdida importante de cationes básicos, especialmente de sodio, calcio y magnesio, constituyentes de la plagioclasa y la biotita, siendo más lenta la pérdida de potasio ya que este elemento se encuentra en minerales más resistentes como el feldespato potásico y la moscovita.

La caracterización del granito del lugar de Paredes, donde se localiza un importante y numeroso conjunto de grabados, ha puesto de manifiesto que son los mecanismos de hidrólisis y oxidación los responsables del notable grado de meteorización del material lítico soporte de los grabados. De esto se deduce que es el agua el principal agente de alteración de la roca en este emplazamiento, en la línea de trabajos como el de Liu *et al.* (2018). Considerando este hecho y la climatología de la zona, en el proyecto de investigación llevado a cabo entre los años 2005-2008 por el grupo GEMAP-USC, titulado *Determinación de los factores de degradación de los petroglifos de Campo Lameiro. Diseño de medidas de conservación* (PGIDIT 05CCP20301PR) y financiado por la Xunta de Galicia, se realizó un estudio para analizar la incidencia de la precipitación en el proceso de

meteorización y tratar de estimar la velocidad de deterioro de los petroglifos. Todo ello con el objetivo global de diseñar una estrategia de conservación preventiva para el Parque Arqueológico de Arte Rupestre de Campo Lameiro (PAAR, www.paar.es).

2. Área de estudio y metodología

Se llevó a cabo un estudio de campo en el área de Paredes, Campo Lameiro (8°31'49.6"W, 42°32'30.6"N, WGS84), tomada como zona piloto para la investigación, que consistió por una parte en la caracterización microclimática del área y por otra en el análisis de aguas. Para registrar las variables climáticas se instalaron en tres puntos cercanos a los petroglifos Forneiriña, Cogoludos y Ventaniñas (www.paar.es) sendas estaciones de registro; en esta última de Ventaniñas se instaló un pluviómetro de balancín (Figura 1.a) que registró la precipitación durante 24 meses (octubre 2006-septiembre 2008). Los parámetros registrados fueron, además de la precipitación, la temperatura ambiental y la temperatura de la superficie de la roca (Figura 1.c).

Por otra parte, se recogió quincenalmente, durante el periodo comprendido entre octubre de 2006 y enero de 2008, tres tipos de aguas en el afloramiento con grabados de Cogoludos:

Deposición total: Esto es agua de lluvia con todas las sustancias que va disolviendo y partículas que va arrastrando en su recorrido a través de la atmósfera. El agua se recogió en colectores abiertos sin hacer separación



Fig. 2. (a): Datalogger y pluviómetro de balancín en la estación de Ventaniñas; (b): colectores de recogida de la deposición total y la escorrentía; (c): sensores para medir la temperatura superficial de la roca; (d): cazoleta natural (pía) en el petroglifo de Forneiriña con el fondo revestido de oxihidróxidos de Fe. Fotografías de Beatriz Prieto y Benita Silva.

entre la fracción depositada por vía seca, arrastrada por el viento y por vía húmeda, movilizada por el agua (Figura 1.b).

Escorrentías: Se recogió el agua que cae sobre la superficie de los afloramientos rocosos. Para ello se delimitó un área mediante un cordón de silicona y el agua que discurría sobre esa área se canalizó y se recogió en un colector.

Agua retenida en las pías: Estas son concavidades naturales existentes en los afloramientos graníticos en las que el agua queda retenida. Si bien esto ocurre solo durante un cierto tiempo, pues dado que no son de gran capacidad, desbordan cuando las precipitaciones son abundantes. Las muestras de agua se recogieron directamente en las pías (Figura 1.d).

Todos los colectores contaban con un sensor de nivel, con salida digital *on-off*

que emite una señal cuando los depósitos instalados para la recogida de agua de lluvia y de escorrentía alcanzan el nivel de llenado.

En cada una de las muestras de agua se determinó pH, conductividad y se analizó su contenido en aniones mediante cromatografía iónica de líquidos y cationes por espectroscopía de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), a excepción del amonio que se cuantificó mediante Electrodo de Ion Selectivo (EIS) Se presenta para cada ión, su concentración media, media ponderada y valores máximos y mínimos. La concentración media de cada ion es la media aritmética de los valores encontrados en cada una de las muestras recogidas que corresponden a diferentes eventos de precipitación. La concentración media ponderada se calcula teniendo en cuenta el volumen de precipitación de cada muestra y en todo el periodo de estudio, mediante la siguiente ecuación:

$$C = (\sum_{i=1}^n c_i * p_i) / P_t \quad (1)$$

donde c_i es la concentración de un ion en un evento determinado, p_i el volumen de precipitación en dicho evento, y P_t la precipitación total de los “n” eventos considerados. Este parámetro es útil para determinar la deposición de un determinado ion a largo plazo.

El conocimiento de la composición química de las aguas naturales que entran y salen de un sistema (Drever, 1997), en este caso un afloramiento granítico con petroglifos, permite realizar un balance geoquímico que proporciona información sobre los siguientes aspectos: la procedencia de los elementos, el material que los suministra, la tasa de variación de sus concentraciones, las relaciones entre ellos y las variables geoquímicas que controlan su presencia en un

determinado sistema. Todo ello permite conocer en qué medida la precipitación afecta a la roca soporte de los grabados. En este caso el estudio se realizó sobre el petroglifo Cogoludos pero los resultados y conclusiones son extrapolables a todos los afloramientos de Paredes ya que se comprobó que el granito es muy homogéneo en cuanto a composición mineralógica y química.

Para la realización del balance geoquímico, los datos de entrada en el sistema son los elementos aportados por la deposición total y los de salida del sistema son los elementos analizados, o bien en las aguas de escorrentía, o bien en las aguas de las pías. La diferencia entre las entradas y las salidas indica una pérdida de elementos por parte del sistema o bien una retención de elementos, según que el signo del balance sea negativo o positivo.

En este caso, para analizar la incidencia de la precipitación en la alteración del granito se tienen en cuenta únicamente los datos de los cationes, ya que estos se liberan a partir de los minerales en el proceso de meteorización, y para cada elemento solo se consideraron los valores que resultan negativos en el balance geoquímico, es decir los indicativos de salida o pérdida de elementos del sistema. Se entiende que el agua “lavará” los elementos más solubles, más móviles.

Los balances geoquímicos han sido empleados para evaluar la tasa de meteorización (T_m), es decir la cantidad de cada elemento que sale del sistema (mg) por metro cuadrado de superficie al año,

$$T_m = mg/m^2 * año \quad (2)$$

lo que permite estimar la velocidad de deterioro de los grabados. Además, también es importante conocer la

movilidad relativa (Mr) de los diferentes elementos, es decir la relación entre la tasa de meteorización (Tm) de un elemento respecto a la proporción en la cual dicho elemento se encuentra presente en la roca (Pr),

$$Mr = Tm/Pr \quad (3)$$

3. Resultados

Los datos registrados indican que las temperaturas de la zona son muy suaves, con un valor medio de 16,1 °C. El valor máximo de temperatura ambiental fue de 31,0 °C (14/7/2006) y únicamente un día bajó de cero grados (22/1/2006). La temperatura de la roca responde rápidamente a las variaciones de la temperatura ambiental de manera que los máximos y mínimos valores registrados (37,9 y 3,5 °C) se dieron en los días en los que ocurrieron los máximos y mínimos ambientales. En este rango de temperatura se descarta la posibilidad de que ocurran procesos de hielo-deshielo que puedan dar lugar a fenómenos de crioclastia.

La precipitación acumulada durante el periodo de estudio fue de 2309 mm, que se corresponde con un valor de 1150 mm anuales. Esta cantidad de precipitación se encuentra dentro del rango esperado para el área, ya que los valores normalizados para las estaciones meteorológicas cercanas a Campo Lameiro se encuentran en el rango de 1200 a 1400 mm al año (Martínez-Cortizas y Pérez-Alberti, 1999).

Se trata de una precipitación con carácter débilmente ácido, con un valor medio ponderado de pH de 5,22 y un máximo de frecuencia en el intervalo 5-5,5 próximo al equilibrio agua pura-CO₂. Como se puede observar en la Tabla 1, los aniones predominantes son el cloruro seguido del sulfato y el nitrato y entre los cationes predomina claramente el sodio.

Teniendo en cuenta que la distancia en línea recta de Campo Lameiro a la costa es de menos de 30 km, la influencia marina se refleja en la composición de la precipitación ya que el cloruro y el sodio son los elementos dominantes. La conductividad es baja en consonancia con la baja concentración de iones.

	Max	Min	Med	Pon
pH	6,58	4,40	5,15	5,22
Conductividad (μS/cm)	132,10	10,50	26,99	20,42
Cloruro (mg/L)	10,89	1,12	3,63	3,94
Bromuro (mg/L)	0,08	0,00	0,03	0,02
Nitrato (mg/L)	2,17	0,00	0,85	0,67
Fosfato (mg/L)	0,50	0,00	0,10	0,04
Sulfato (mg/L)	8,47	0,82	2,51	1,67
Amonio (mg/L)	1,22	0,00	0,21	0,11
Calcio (mg/L)	1,37	0,08	0,39	0,23
Magnesio(mg/L)	0,78	0,05	0,26	0,25
Sodio (mg/L)	6,76	0,44	2,28	2,18
Potasio (mg/L)	11,33	0,07	0,79	0,28
Silicio (mg/L)	0,16	0,00	0,02	0,01
Hierro (μg/L)	52,16	0,00	5,50	3,14
Aluminio (μg/L)	76,75	0,00	12,59	5,03

TABLA 1. Propiedades y concentraciones totales de aniones y cationes en la deposición total. Max: máximo, Min: mínimo, Med: media, Pon: media ponderada.

En la Figura 2 se muestran los valores de tasa de meteorización y movilidad relativa de aquellos elementos que experimentaron una salida de los sistemas escorrentía y pías. Tal y como se puede observar los elementos que son lixiviados o lavados de las rocas soporte de los petroglifos son mayormente calcio, sodio, magnesio y hierro. Esto es lógico pues el calcio (Ca) y el sodio (Na) son elementos constituyentes de la plagioclasa, el mineral del granito más susceptible a la hidrólisis, y el hierro (Fe) y el magnesio (Mg) se encuentran en la biotita, mineral que es afectado por los mecanismos de hidrólisis y oxidación y que es el segundo en orden de susceptibilidad a la meteorización.

Los datos representados muestran que, si bien el lixiviado o pérdida de elementos

es similar en ambos sistemas, pías y escorrentías, con valores del orden de 10 mg/m².año para los elementos considerados, la movilidad relativa es mucho mayor en el sistema pías. Así, mientras que los valores de movilidad relativa en el sistema escorrentía no superan en ningún caso 13,4 mg/m².año, en el sistema escorrentía alcanzan para, por ejemplo, el calcio valores de 40 mg/m².año.

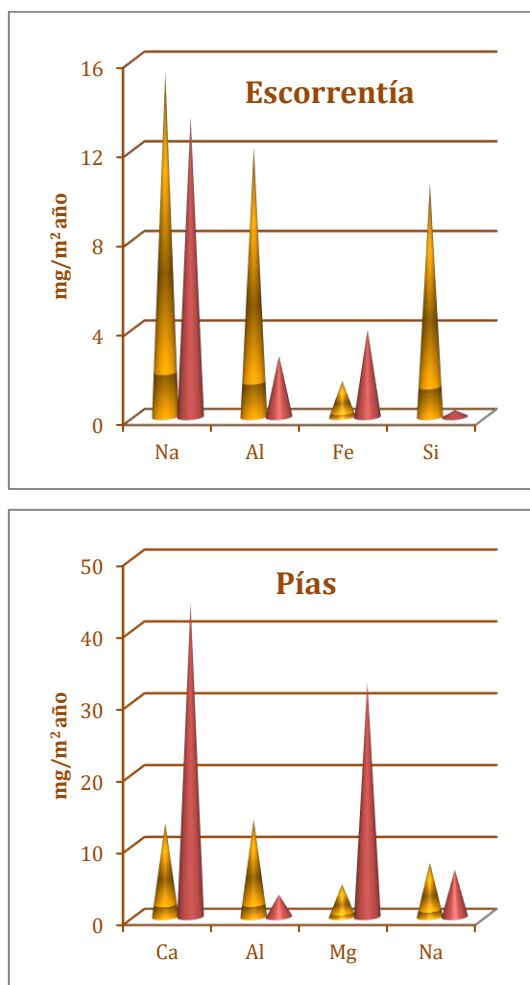


Fig. 3. Tasa de meteorización, en ocre, y movilidad relativa, en rojo, de los elementos químicos lixiviados.

Sin duda esta mayor movilidad relativa es provocada por el mayor tiempo de permanencia del agua en contacto con la roca en las pías. Sin embargo, es importante hacer notar que el hierro únicamente es lixiviado de la roca en el sistema escorrentía y no en el sistema pías. Una posible explicación es que en

las escorrentías el hierro liberado de la biotita se pierde rápidamente mientras que en las pías el agua se queda almacenada y el hierro solubilizado precipita en forma de oxihidróxidos que se pueden ver tapizando la pared de las cavidades especialmente en el borde del agua acumulada (Figura 1.d).

4. Conclusiones

Los resultados del presente estudio demuestran el importante papel que tiene la precipitación en la alteración del material soporte de los petroglifos del parque arqueológico de Campo Lameiro. Los datos aquí mostrados hacen referencia a dos años en los que la precipitación acumulada fue de 2309 mm, que se corresponden con un valor de 1150 mm anuales. Si tenemos en cuenta que este valor puede ser considerado como un poco bajo en relación a los valores normalizados para las estaciones meteorológicas cercanas (Caldas de Reis, www.meteogalicia.gal) en las que se estima un valor anual entre 1200 y 1400 mm al año, es esperable que la velocidad de alteración anual provocada por la precipitación sea incluso mayor.

A este respecto, teniendo en cuenta la naturaleza de la roca (roca granítica en la que todos los constituyentes son silicatos), el valor de la tasa de meteorización del silicio, 10,48 mg/m² año (Figura 2), es el que ofrece una mayor información. Teniendo en cuenta este dato y el régimen de precipitación de la zona, no cabe duda que desde el punto de vista de su conservación preventiva sería conveniente proteger a los petroglifos contra la lluvia. Aunque lógicamente hay que tener en cuenta consideraciones como son las dificultades técnicas que esta medida conlleva y, sobre todo, el impacto visual que provocaría cualquier sistema de protección.

Una medida mucho más sencilla y factible que se recomienda encarecidamente es evitar el agua se acumule sobre los petroglifos o en su entorno para lo que hay que canalizar adecuadamente las escorrentías de agua y facilitar el drenaje.

Agradecimientos

Este estudio ha sido parcialmente financiado por la Xunta de Galicia mediante el proyecto PGIDIT 05CCP20301PR y por el Ministerio de Economía y Competitividad, Proyecto CGL2016-79778-R (AEI/FEDER,UE).

Referencias

- Cardell, C., Rivas, T., Mosquera, M. J., Birginie, J. M., Moropoulou, A., Prieto, B., Silva, B. and R., Van Grieken, 2003. Patterns of damage in igneous and sedimentary rocks under conditions simulating sea-salt weathering. *Earth Surf. Process Landf.* 28-1, 1-14.
- Drever, J. J. 1997. *The Geochemistry of Natural Waters Surface and Groundwater Environments*, 3rd Edition, Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- Liu, X., Meng, H., Wang, Y., Katayama, Y. and J. D. Gu, 2018. Water is a critical factor in evaluating and assessing microbial colonization and destruction of Angkor sandstone monuments. *Int. Biodeterior. Biodegr.* 133, 9-16.
- Martínez-Cortizas A., y A. Pérez-Alberti (Eds.), 1999. *Atlas climático de Galicia*. Consellería de Medioambiente, Xunta de Galicia, 207p.
- Taboada, T., 1992. *Procesos de meteorización de rocas graníticas de Galicia bajo diferentes ambientes edafoclimáticos*. Tesis Doctoral.

Acoplamiento del modelo DualSPHysics con una librería de amarres

I. MARTÍNEZ ESTÉVEZ *, J. M. DOMÍNGUEZ, A. J. C. CRESPO

**ivan.martinez.estevez@uvigo.es*

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Campus da Auga, As Lagoas s/n,
Ourense, Universidade de Vigo, Spain.*

RESUMEN

Este trabajo describe el acoplamiento del modelo CFD llamado DualSPHysics con una librería de amarres. DualSPHysics es una implementación del método numérico Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH) orientada a la dinámica de fluidos que permite simular el comportamiento de estructuras fijas y flotantes bajo la acción del oleaje. El acoplamiento de la librería de amarres MoorDyn con DualSPHysics permite la simulación de estructuras flotantes amarradas. Además, este acoplamiento se validó con datos experimentales.

Palabras Clave: CFD, SPH, DualSPHysics, MoorDyn, amarres, objetos flotantes.

1. Introducción

La dinámica de fluidos computacional (CFD) proporciona una valiosa herramienta para la investigación científica. Por un lado, permite realizar simulaciones numéricas en lugar de reproducir experiencias reales que son caras y en algunas ocasiones imposibles de llevar a cabo con modelos a escala. Por otro lado, proporciona información adicional que no se puede obtener de la observación experimental, lo cual es especialmente valioso cuando el objeto de estudio no es sólo descubrir alguna variable del flujo (como velocidad, presión, etc.), sino también entender los procesos físicos envueltos en el fenómeno.

DualSPHysics es un modelo computacional de fluidos (Crespo et al., 2015), basado en el método numérico Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH). El modelo DualSPHysics (www.dual.sphysics.org) permite simular una gran cantidad de

aplicaciones relacionadas con fluidos, aunque se utiliza principalmente en problemas de ingeniería de costas. Se trata de un código abierto y se distribuye de manera gratuita con licencia LGPL. DualSPHysics se ha aplicado con éxito a problemas de interacción entre oleaje y estructuras costeras (Altomare et al., 2014; Altomare et al., 2015), pero también a la simulación de dispositivos flotantes en el mar (Canelas et al., 2015) como boyas de medición, aparatos de conversión de energía de las olas, plataformas, etc... En el caso de objetos flotantes, una funcionalidad que daría valor añadido a la simulación de un gran número de aplicaciones sería poder amarrar estos objetos al fondo marino o a otros objetos. DualSPHysics resuelve de manera precisa la interacción entre las olas y el objeto flotante, pero no incluye la simulación de amarres. Por esta razón, es interesante dotar a DualSPHysics de esta funcionalidad, de forma que resuelva las fuerzas que ejercen los amarres sobre los objetos flotantes. Esta funcionalidad, tiene que tener en cuenta

las propiedades del amarre (material, densidad, volumen, elasticidad) y el rozamiento con el suelo.

A continuación, se definen algunos conceptos básicos necesarios para entender los elementos con los que se trabajó en la implementación de una librería de amarres con DualSPHysics; objeto flotante, amarres y conexiones. Un objeto flotante es un cuerpo rígido que sumergido en un fluido (en este caso en agua) ascenderá o descenderá si su densidad es menor o mayor a la del fluido, respectivamente. Los amarres son un conjunto de líneas (o cadenas) que están conectadas a un mismo objeto flotante. Las conexiones son los extremos de los amarres que conectan el objeto flotante con el fondo. En la Fig. 1 se muestran dos objetos flotantes amarrados independientemente.

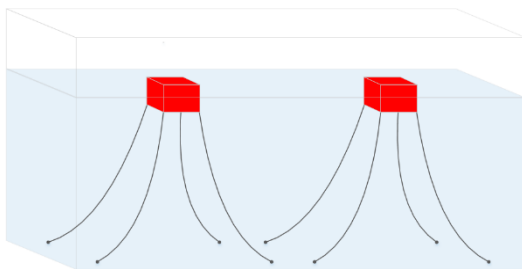


Fig. 1. Dos objetos flotantes con cuatro líneas de amarre cada uno.

Se realiza un acoplamiento entre DualSPHysics y la librería de amarres MoorDyn ya que ésta ofrece resultados precisos y es de código abierto desarrollada en C++. MoorDyn resuelve correctamente la dinámica de un sistema de amarres para objetos flotantes y fue desarrollada para ser acoplada con otros modelos (Hall, 2018).

Con una formulación simple, MoorDyn ha demostrado ser computacionalmente eficiente y precisa para simular captadores de energía que usan complejos amarres (Hall y Goupee, 2015; Vissio et al., 2015). Sin embargo, esta librería presenta una serie de problemas y limitaciones. El código no

está bien estructurado y presenta una baja cohesión. Además, la versión original de MoorDyn no permite definir varios objetos amarrados como el sistema mostrado en la Figura 1, donde hay dos objetos flotantes independientes, cada uno con sus amarres.

Las siguientes secciones de este documento describen las características principales de los modelos numéricos utilizados, la implementación llevada a cabo y finalmente, se presenta la validación con datos experimentales del acoplamiento entre DualSPHysics y la librería de amarres MoorDyn.

2. Modelos numéricos

Esta sección describe las características principales del código de DualSPHysics y la librería de amarres MoorDyn.

Modelo DualSPHysics

DualSPHysics es un código basado en el método numérico Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH), por tanto, es de naturaleza Lagrangiana y no requiere una malla donde realizar los cálculos. Este código se basa en un modelo anterior implementado en Fortran, llamado SPHysics (Gómez-Gesteira et al., 2012a; Gómez-Gesteira et al., 2012b) que ofrecía una gran precisión en los resultados, pero era demasiado lento para simular casos reales con un elevado número de partículas debido al coste computacional del método SPH. DualSPHysics es una implementación paralela de SPH en C++ y CUDA (Dominguez et al., 2013), lo que permite ejecutar este modelo sobre la CPU o varias veces más rápido en una GPU (Graphics Processing Unit).

Estructuras flotantes

DualSPHysics tiene la capacidad de simular estructuras flotantes de forma

correcta y precisa (Crespo et al., 2017). Es posible obtener el movimiento de la estructura flotante considerando su interacción con partículas de fluido y usando esas fuerzas para dirigir su movimiento (Canelas et al., 2015). Suponiendo que la estructura flotante es rígida, la fuerza neta en cada partícula contorno se calcula de acuerdo con la suma de las contribuciones de todas las partículas de fluido circundantes. Cada partícula de contorno k experimenta una fuerza por unidad de masa dada por:

$$f_k = \sum_a f_{ka} \quad (1)$$

donde f_{ka} es la fuerza por unidad de masa ejercida por la partícula de fluido a sobre la partícula de contorno k .

Para el movimiento de estructuras flotantes, las ecuaciones básicas de dinámica de objetos rígidos son:

$$M \frac{dV}{dt} = \sum_k m_k f_k \quad (2)$$

$$I \frac{d\Omega}{dt} = \sum_k (r_k - R_0) \times f_k \quad (3)$$

donde M es la masa del objeto, m_k es la masa de la partícula k , I el momento de inercia, V la velocidad, Ω la velocidad de angular y R_0 el centro de masa. Cada partícula de contorno dentro de la estructura tiene una velocidad, u , dada por:

$$u_k = V + \Omega \times (r_k - R_0) \quad (4)$$

Modelo MoorDyn

En el modelo de MoorDyn, las líneas de amarre se discretizan como masas puntuales (nodos i) conectadas por modelos lineales de amortiguación para proporcionar elasticidad en la dirección axial (Hall, 2018).

El modelo también resuelve la fricción del amarre con el fondo y permite

conectar múltiples líneas de amarre. En la Fig. 2 se muestran, de manera esquemática, estas funcionalidades.

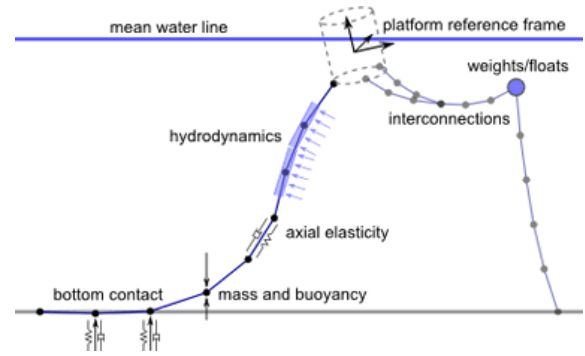


Fig. 2. Modelo de MoorDyn

Fuente: <http://www.matt-hall.ca/moordyn.html>

Asumiendo que r_i y r_{i+1} , representa la posición absoluta de los vectores de los dos nodos adyacentes, la tensión en el segmento que los conecta a ambos ($i + 1/2$) es calculada como:

$$e_{1+\frac{1}{2}} = \left(\frac{\|r_{i+1} - r_i\|}{l} - 1 \right) \quad (5)$$

donde l es la longitud del segmento sin estirar.

Las fuerzas de tensión que actúan dentro de cada segmento debido a la elasticidad del material y a la amortiguación interna, son calculadas respectivamente como:

$$T_{1+\frac{1}{2}} = E \frac{\pi}{4} d^2 e_{1+\frac{1}{2}} \quad (6)$$

$$C_{1+\frac{1}{2}} = C_{int} \frac{\pi}{4} d^2 \frac{\partial e_{1+\frac{1}{2}}}{\partial t} \quad (7)$$

donde d es el diámetro de la línea de amarre, E es la elasticidad y C_{int} es el coeficiente interno de amortiguación.

3. Implementación

El acoplamiento de MoorDyn con DualSPHysics permite añadir la funcionalidad de amarres al modelo DualSPHysics sin necesidad de incorporar grandes cambios en él. Sin embargo, MoorDyn presenta algunos problemas que fueron necesarios

solventar. Problemas de programación, tales como errores en tiempo de ejecución al no existir un control de excepciones ni una validación de los datos introducidos por el usuario. Está escrito en lenguaje C++, pero no utiliza una programación orientada a objetos lo que limita la simulación de amarres de un único objeto flotante. Por lo tanto, se llevó a cabo una re-implementación del código de MoorDyn, manteniendo las ecuaciones físicas ya implementadas, pero realizando una programación orientada a objetos real e incluyendo un control de excepciones riguroso. Esta re-implementación da lugar a MoorDyn+, un código basado en la física implementada en MoorDyn, pero con mejoras en programación y dotado de nuevas funcionalidades.

El control de excepciones mejorado permite comprobar si los datos están dentro de ciertos rangos, por ejemplo, que la longitud de la línea sea mayor o igual que la distancia entre los puntos de conexión o que la profundidad sea mayor que la posición de la conexión al objeto flotante.

Como parte de la validación inicial de la configuración de los amarres, se estudia la relación que debe cumplirse entre

varios parámetros para cada una de las líneas de amarre para lograr un equilibrio en el sistema. Los parámetros en cuestión se especifican en la TABLA 1.

Notación	Definición
F_n	Frecuencia natural
N	Numero de segmentos
L	Longitud (m)
E	Rigidez (N)
W	Peso por unidad de línea (Kg)
dtM	Intervalo de tiempo (s)

TABLA 1. Parámetros que garantizan el equilibrio del sistema

A partir de los parámetros de la TABLA 1, se obtiene el valor de la frecuencia natural (F_n) para cada segmento según la ecuación:

$$F_n = \frac{2 \cdot N}{L} * \sqrt{E * W} \left(\frac{rad}{s} \right) \quad (8)$$

El equilibrio del sistema se alcanza cuando la frecuencia natural es 10 veces menor que $1/dtM$, tal como se muestra en la ecuación:

$$\frac{F_n[Hz]}{10} < \frac{1}{dtM} \quad (9)$$

MoorDyn+ implementa la posibilidad de simular varias estructuras flotantes amarradas independientemente, tal como se muestra en la Fig. 3.

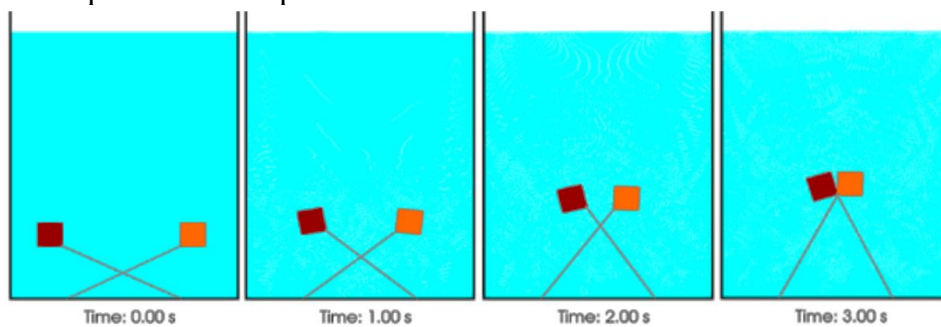


Fig. 3. Distintos instantes de la simulación de 2 objetos flotantes amarrados al suelo.

El acoplamiento entre DualSPHysics y MoorDyn+ se divide en tres pasos:

- 1) Los movimientos y rotaciones resueltas por DualSPHysics se envían a MoorDyn+.
- 2) MoorDyn+ calcula y resuelve el comportamiento de la línea de amarre durante el paso de tiempo usado por el modelo DualSPHysics. MoorDyn+ actualiza las posiciones de los segmentos de la línea de amarre y calcula las fuerzas para las conexiones *fairlead*, las cuales se transfieren a DualSPHysics.
- 3) Las fuerzas calculadas en el paso 2, son añadidas a los objetos flotantes en DualSPHysics para obtener la fuerza final que actuará sobre la estructura flotante. Estas fuerzas se usan para calcular los movimientos y rotaciones de la estructura flotante.

4. Validación del sistema

El sistema es validado mediante la comparación de los datos obtenidos en la simulación de MoorDyn+ acoplado a DualSPHysics con datos experimentales.

Los datos experimentales se obtuvieron de múltiples experimentos realizados en el canal de oleaje del Grupo de Investigación de Ingeniería Costera de la Universidad de Gante (Bélgica). Esta campaña experimental forma parte del proyecto MaRINET2 EsfLOWC. Este proyecto europeo estudia la interacción fluido-estructura entre olas y estructuras flotantes amarradas al fondo.

El caso de validación consiste en un objeto flotante amarrado al fondo de un tanque con cuatro cadenas. Las olas que interactúan con el objeto flotante provocan unos movimientos que serán limitados por las tensiones en las cadenas que lo amarran. El objeto

flotante es una caja cerrada con dimensiones 20x20x13,2cm. El sistema de amarres conecta la caja flotante al suelo a través de las cuatro cadenas de la misma longitud, tal y como se puede observar en la Fig. 4. La simulación numérica realizada con DualSPHysics y MoorDyn+ utiliza las dimensiones reales del experimento.

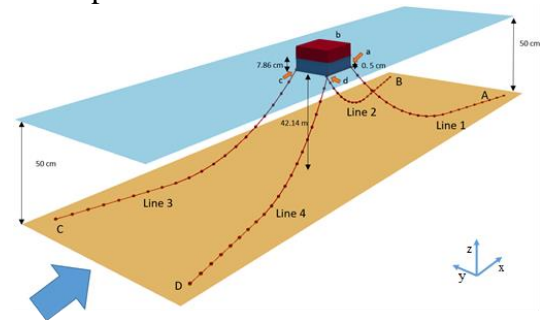


Fig. 4. Configuración del experimento realizado por la Universidad de Gante.

Se comparan los resultados numéricos relativos a las tensiones de las conexiones A y C de las líneas 1 y 3 respectivamente, con los datos experimentales en la Fig. 5. El análisis de los resultados muestra una buena correspondencia entre los obtenidos de la simulación y los datos experimentales.

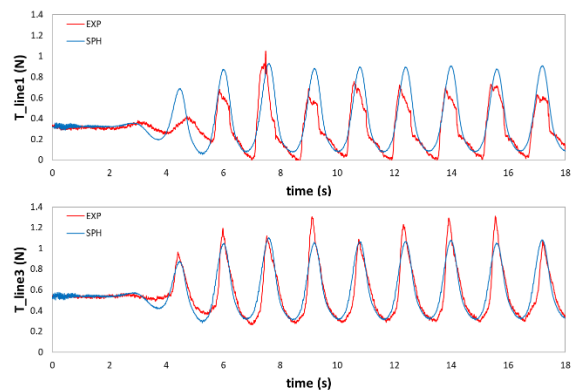


Fig. 5. Tensiones experimentales y numéricas en la conexión A de la línea 1 (arriba) y en la conexión C de la línea 3 (abajo).

También se comparan los movimientos del objeto flotante obtenidos por DualSPHysics con los experimentales. En la Fig. 6 se pueden observar las series temporales numéricas y experimentales del desplazamiento horizontal en la dirección de propagación de las olas

(*surge*), el cabeceo (*pitch*) y el desplazamiento vertical (*heave*). Analizando estos resultados, se concluye que DualSPHysics es capaz de simular los movimientos del objeto con gran precisión, gracias a las fuerzas calculadas por MoorDyn+.

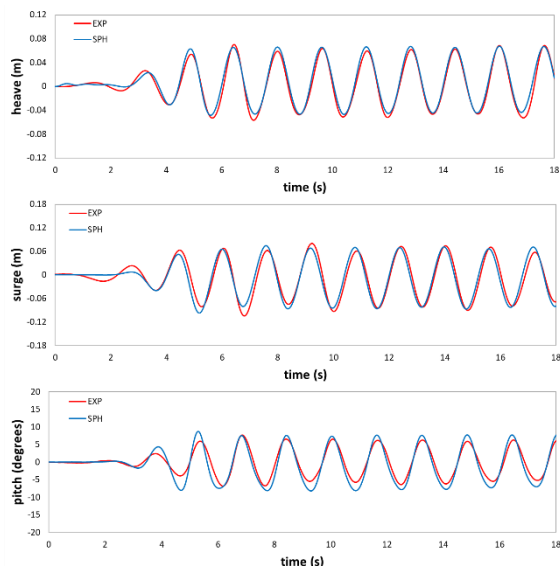


Fig. 6. Desplazamiento del objeto en la dirección de propagación de las olas (arriba). Cabeceo del objeto flotante (medio). Desplazamiento vertical del objeto flotante (abajo).

5. Conclusiones

Se ha implementado el acoplamiento entre el modelo DualSPHysics y la librería de amarres MoorDyn+, proporcionando a DualSPHysics la capacidad de simular objetos flotantes amarrados. Esto permite abrir nuevas líneas de investigación con el modelo DualSPHysics pudiendo simular y analizar el comportamiento de objetos flotantes amarrados.

Se ha desarrollado una librería de amarres MoorDyn+ basada en el código abierto MoorDyn. La nueva librería MoorDyn+ solventa varios problemas del código original al mismo tiempo que incorpora nuevas funcionalidades. Esta librería es más intuitiva y fácil de utilizar gracias a la mejora del control de errores.

Además, presenta una mayor tolerancia a fallos durante su ejecución.

MoorDyn+ y su acoplamiento con DualSPHysics se han validado comparando los resultados numéricos con datos experimentales y obteniendo una buena correspondencia entre ellos.

Referencias

- Crespo, A.J.C., Domínguez, J.M., Rogers, B.D., Gómez-Gesteira, M., Longshaw, S., Canelas, R.B., Vacondio, R., Barreiro, A., García-Feal, O., 2015. DualSPHysics: Open-source parallel CFD solver based on Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH). *Computer Physics Communications* 187, 204-216.
- Domínguez, J.M., Crespo, A.J.C., Gómez-Gesteira, M., Optimization strategies for CPU and GPU implementations of a smoothed article hydrodynamics method, *Computer Physics Communications*, Volume 184, Issue 3, 2013, Pages 617-627, ISSN 0010-4655.
- Gómez-Gesteira M., Rogers B.D., Crespo A.J.C., Dalrymple R.A., Narayanaswamy M. y Domínguez J.M., 2012. SPHysics - development of a free-surface fluid solver- Part 1: Theory and Formulations. *Computers & Geosciences*, 48: 289-299, A.
- Gómez-Gesteira M., Crespo A.J.C., Rogers B.D., Dalrymple R.A., Domínguez J.M. y Barreiro A., 2012. SPHysics - development of a free-surface fluid solver- Part 2: Efficiency and test cases. *Computers & Geosciences*, 48: 300-307, B.
- Altomare C., Crespo A.J.C., Rogers B.D., Domínguez J.M., Gironella X., Gómez-Gesteira M., Numerical modelling of armour block ea breakwater with smoothed article hydrodynamics, *Computers &*

- Structures, Volume 130, 2014, Pages 34-45, ISSN 0045-7949.
- Altomare C., Crespo A.J.C., Domínguez J.M., Gómez-Gesteira M., Suzuki T., Verwaest T., Applicability of Smoothed Particle Hydrodynamics for estimation of sea wave impact on coastal structures, Coastal Engineering, Volume 96, 2015, Pages 1-12, ISSN 0378-3839.
- Canelas R.B., Dominguez J.M., Crespo A.J.C., Gómez-Gesteira M., Ferreira R.M.L., A Smooth Particle Hydrodynamics discretization for the modelling of free surface flows and rigid body dynamics, International Journal for Numerical Methods in Fluids, Volume 78, Issue 9 30 July 2015 Pages 581–593.
- Crespo A.J.C, Altomare C, Domínguez J.M, González-Cao J, Gómez-Gesteira M. 2017. Towards simulating floating offshore Oscillating Water Column converters with Smoothed Particle Hydrodynamics. Coastal Engineering, 126: 11-16.
- Hall M., Goupee A., 2015. Validation of a lumped-mass mooring line model with DeepCwind semisubmersible model test data.
- Vissio G., Passione B., Hall M., 2015. Expanding ISWEC Modelling with a Lumped-Mass Mooring Line Model. European Wave and Tidal Energy Conference, Nantes (France).
- Hall, M. MoorDyn User's Guide, 2018. [Online]: www.matt-hall.ca/moordyn

Evaluación en el aula de un recurso audiovisual sobre volcanes, tsunamis y terremotos

M. SACEDÓN¹, P. GIRÁLDEZ², P. SANMARTÍN^{1,*}

**patricia.sanmartin@usc.es*

¹*Departamento de Edafología e Química Agrícola
Grupo de Estudios Medioambientais Aplicados ó Patrimonio natural e cultural
(GEMAP-USC). Universidade de Santiago de Compostela, 15782 - Santiago de
Compostela*

²*Departamento de Biología Funcional
Área de Ecoloxía. Universidade de Santiago de Compostela, 15782 - Santiago de
Compostela*

RESUMEN

Se preparó un recurso didáctico audiovisual de 23 minutos 33 segundos de duración, compuesto de 30 escenas de siete películas recientes sobre desastres naturales, estrenadas entre los años 2011 y 2015. Sobre algunos fotogramas de las escenas se superpusieron las palabras “correcto” e “incorrecto” y también se insertaron entre algunas escenas, imágenes con fotografías y esquemas, así como un glosario final. El material audiovisual se complementó con un texto para el profesor, explicativo sobre las escenas y, relacionado con los contenidos teóricos sobre vulcanismo y sismología del currículo de 3º de ESO. La validez didáctica del recurso se evaluó estadísticamente en dos aulas de este nivel de secundaria, donde fue implementado de manera diferente: en una de las aulas con aclaraciones y profundizaciones por parte del profesor, en la otra sin ellas. Se concluye que el recurso didáctico solo mejora significativamente la comprensión de los contenidos tratados cuando va acompañado de apuntes explicativos referentes a las escenas, lo que evidencia la importancia del papel del docente en el trabajo con material audiovisual.

Palabras Clave: Análisis estadístico, cine de catástrofes, educación no formal, educación a través del cine, recursos didácticos.

1. Introducción

Estudios recientes afirman que el alumnado en educación media no posee un gran interés por las materias de ciencias (Rocard *et al.*, 2007; Solbes, 2011). Solbes (2011) analiza la opinión del alumnado sobre las materias de ciencias, concluyendo que este considera las materias de 'Biología y Geología' y 'Física y Química', aburridas, difíciles y extremadamente teóricas, así como de menor utilidad que otras como lenguas y matemáticas. Así, los estudiantes no

suelen estar motivados durante la enseñanza media a aprender física, biología y química (Dubcek *et al.*, 2003; Arroio, 2010).

La situación de las geociencias, bien sea la Geología o las Ciencias de la Tierra y Medioambientales, es aún más delicada, ya que esta disciplina que constituye tan solo una pequeña parte del currículo obligatorio (Pascual Trillo, 2017) tiene grandes dificultades asociadas a su enseñanza y aprendizaje (Cabo-Domínguez *et al.*, 2019; Cuñarro *et al.*, 2019).

Las películas pueden crear interés en temas científicos (Serra y Arroio, 2008), ayudando a revertir las actitudes negativas que muchos estudiantes tienen hacia la ciencia.

En nuestra sociedad, el cine, desde sus orígenes, está ligado a la idea de ocio y disfrute, tomándose también muchas veces como un espejo de la vida cotidiana (Díaz *et al.*, 2016; da Silva Aquino y Smith Cavalcante, 2017). El empleo de este medio, asociado con la recreación, puede ser extremadamente útil como recurso de aprendizaje dado que las imágenes pueden transmitir valores y actitudes a audiencias específicas en formación (Díaz *et al.*, 2016). En las películas se cuenta una historia, muchas veces llena de dramatismo, que ayuda a movilizar los sentimientos del espectador. Además, por ejemplo, las películas de ciencia ficción, que combinan ciencia y pseudociencia para el entretenimiento (Arroio, 2010), brindan una oportunidad fantástica para trabajar conceptos científicos en el aula.

Un filme se compone de millones de elementos diferentes que en su conjunto, forman una narración con posibilidad de variados comentarios y reflexiones (Bustos, 2010). Lo que evita el trabajar con representaciones y conceptualizaciones parciales y preguntas cerradas, que pueden conducir a generar productos de aprendizaje incorrectos, tal y como apuntan Galagovsky y Bekerman (2009). Además, el visionado de películas influye en la capacidad de las personas para recordar textos asociados (Butler *et al.*, 2009), teniendo un impacto mayor que un libro o una clase expositiva según Marcelino Jr *et al.* (2004).

Algunos autores han utilizado el cine de catástrofes como recurso educativo (Alfaro *et al.*, 2008; Brusi *et al.*, 2011), mientras otros han elaborado cortometrajes como estrategia de aprendizaje en enseñanza media (da

Silva Aquino y Smith Cavalcante, 2017). En relación con ambas temáticas, para el presente estudio se creó un recurso que resultase atractivo para el alumnado y que a través de distintas escenas permitiese al docente complementar la explicación de diversos fenómenos naturales. Además y con el objetivo de analizar el impacto del recurso creado en el aula, este se llevó a dos aulas de 3º de ESO, donde se presentó de manera diferente: en una de las aulas con aclaraciones y profundizaciones por parte del profesor, en la otra sin ellas. En ambas aulas se recogieron los resultados didácticos en los alumnos, que fueron tratados estadísticamente.

2. Datos y procedimiento

2.1. Preparación del recurso didáctico

Teniendo en cuenta los currículos de ESO y Bachillerato de la LOMCE, así como su presencia en el cine, se seleccionaron fenómenos relacionados con la geodinámica terrestre como volcanes, terremotos y tsunamis, que son una clara evidencia de la actividad interna del planeta y perceptibles a escala humana.

Se realizó una búsqueda de películas relacionadas con dichos fenómenos. Se seleccionaron filmes posteriores al año 2011 (este incluido), que complementasen las películas anteriores a esta fecha analizadas por Brusi *et al.* (2011). Otras razones que motivaron la selección de películas recientes fueron: (1) que se esperaba que la base científica de las películas fuese más sólida y estuviese contrastada; en este sentido la presencia de un asesor científico en el grupo de trabajo de películas recientes puede mejorar el rigor científico (Alfaro *et al.*, 2008), aunque también se ha comprobado que la participación de un experto no siempre lo garantiza (Romero Nieto *et al.*, 2014); (2) porque se contaba con que con el desarrollo de efectos

especiales y animatrónica la calidad de las películas fuese mucho mejor; y (3) porque se quería elaborar material “ex novo” de trabajo para el aula.

En las tablas 1 y 2 se recogen las películas analizadas con los fenómenos naturales más relevantes de la trama (Figura 1). A partir de estos títulos realizamos una selección atendiendo a los siguientes criterios:

- i. La película tenía que aportar información, oral o visual, relacionada con fenómenos asociados a la geodinámica terrestre, *viz.* volcanes, terremotos y tsunamis.
- ii. La película debía servir al alumnado para poder hacer una aplicación de conocimiento o para generar debate lo que conduciría a una reflexión crítica. Independientemente de que la información aportada no tendría por qué ser científicamente correcta.
- iii. Los efectos especiales de la película debían ser medianamente aceptables para poder ilustrar de manera clara el fenómeno volcánico o sísmico, además de resultar atractivos para el alumnado.

Tras una primera visualización y selección, se comenzó a trabajar con cada película individualmente. Durante la segunda visualización se tomaron notas sobre los sucesos destacables y las escenas más atractivas; al mismo tiempo que se minutaba cada escena.

Al finalizar el segundo visionado, se hizo una primera selección de las escenas que nos parecieron más relevantes, que eran más ilustrativas y/o que podían generar más debate en el aula. De éstas, se hizo una segunda elección en la que se eliminaron aquellas que podían resultar repetitivas con respecto a otras.

El material seleccionado se montó en un único filme. Se consideró que era más apropiado mantener juntas las escenas de la misma película para mejorar la contextualización. Como el alumnado sólo iba a visionar estas escenas sueltas podía resultar confuso si no se mantenían unidas. El orden de las películas se dedujo en base al fenómeno principal y a la calidad de cada una. Se comenzó con las relacionadas con tsunamis y terremotos y se finalizó con las películas de volcanes. El orden final fue: La ola (Bølgen), Lo imposible, San Andrés, 100 Below Zero, Pompeya, Apocalypse Pompeii y Miami Magma.

Para el montaje se empleó el programa Adobe Premiere Pro CC. Se comenzó con La ola (Bølgen) porque permitía arrancar el recurso didáctico audiovisual con fotogramas sacados de un documental (del mismo modo que empieza la película). Se pensó que captaría la atención de los alumnos desde el primer fotograma, al no saber si las imágenes eran reales o no. Así, la primera escena muestra las catástrofes producidas en 1905 y 1934 por el deslizamiento de millones de metros cúbicos de roca en las paredes montañosas de los fiordos de Geiranger (mismo lugar donde se desarrolla la película) y Tafjord (Noruega), que desencadenaron un tsunami. Estos son considerados los mayores desastres naturales que han ocurrido en Noruega en el siglo pasado. La siguiente película elegida fue Lo imposible, en la que la representación de un tsunami presenta el mayor rigor científico. El motivo principal de ponerla a continuación de

Título	Director	Año	Fenómeno
<i>03:34 Terremoto en Chile</i>	J. Pablo Ternicier	2011	Terremoto
<i>Aftershock</i>	Nicolás López	2012	Terremoto
<i>Disaster wars: Earthquake vs. Tsunami</i>	David Palmieri	2014	Terremoto y tsunami
<i>La ola (Bølgen)</i>	Roar Uthaug	2015	Tsunami
<i>Lo imposible</i>	J.A. Bayona	2012	Tsunami
<i>San Andrés</i>	Brad Peyton	2015	Terremoto y tsunami
<i>The finest hours</i>	Craig Gillespie	2016	Tsunami

TABLA 1. Lista inicial de películas seleccionadas sobre tsunamis y terremotos.

Título	Director	Año	Fenómeno
<i>100 Below Zero</i>	R.D. Braunstein	2013	Volcán y terremoto
<i>Airplane vs. Volcano</i>	James Kondelik, Jon Kondelik	2014	Volcán
<i>Apocalypse Pompeii</i>	Ben Demaree	2014	Volcán
<i>Lava</i>	James Ford Murphy	2015	Volcán
<i>Lavalantula</i>	Mike Mendez	2015	Volcán
<i>Miami Magma</i>	Todor Chapkanov	2011	Volcán
<i>Pompeya</i>	Paul W.S. Anderson	2014	Volcán, terremoto y tsunami
<i>Salt and Fire</i>	Werner Herzog	2016	Volcán
<i>Super erupción</i>	Matt Codd	2011	Volcán

TABLA 2. Lista inicial de películas seleccionadas sobre volcanes



Fig. 4. Portada de las 16 películas de catástrofes naturales (vertebradas en volcanes, terremoto y tsunamis) elegidas para ser visualizadas cara a la preparación del recurso didáctico.

La ola (Bølgen) fue mostrar los distintos tipos de tsunamis que pueden ocurrir, ya que el de la primera película sucede en un fiordo y el de la segunda en el océano. A continuación, se colocó San Andrés que trata de tsunamis pero introduce los terremotos, sirviendo así como transición entre los filmes precedentes y posteriores. En este caso, las escenas seleccionadas están relacionadas con errores y aciertos relacionados con la falla de San Andrés explicados por el profesor y científico especialista en la materia y escenas sobre tsunamis que podrían ser interesantes para debatir en el aula. Por ejemplo, una de ellas donde se ve al protagonista ascender una ola de más de 60 metros con una lancha de recreo sin ningún tipo de problema. Esto daría pie a un pequeño debate entre el alumnado, preguntándoles si creen posible que eso pueda suceder considerando el tamaño de la ola. A continuación, se colocaron escenas de 100 Below Zero seleccionadas para fomentar la capacidad crítica y el debate en el aula. Entrando ya con la temática de los volcanes se incluyó Pompeya, que tiene representación de los tres fenómenos (volcanes, tsunamis y terremotos), aunque se centre en el vulcanismo. En la película se ven erupciones, artefactos, nubes ardientes, etc., que el alumnado podrá ir identificando. Las últimas dos películas son las más pobres en cuanto a efectos especiales y rigor científico. Apocalypse Pompeii continúa con la temática volcánica, de ella se seleccionaron un par de escenas sobre el comportamiento del magma que, además de ser entretenidas, pueden generar debate en el aula. El filme del recurso didáctico se finaliza con Miami Magma, de la cual solo se seleccionaron dos escenas que siguen la línea del filme anterior. Apuntar que en general aspectos relacionados con la reconstrucción de un tsunami están mucho mejor tratados en

las películas analizadas, que aquellos relacionados con las zonas de mayor actividad sísmica y volcánica en el planeta. Las escenas seleccionadas (un total de 30) intentan cumplir dos cometidos: (1) favorecer el debate en el aula, bien sobre explicación y sucesos o bien sobre la veracidad o falsedad de los hechos y (2) aplicar el conocimiento.

Para el montaje del vídeo se descartó la idea de incluir abundante texto en el mismo, para que el recurso fuese autónomo. Se consideró que era más eficaz elaborar un texto aclaratorio complementario que sirviese de guía al profesor para la utilización del recurso audiovisual en el aula.

Así, se trabajó de nuevo cada escena y se marcó lo que se quería destacar. Al inicio de cada película, se introdujo mediante un rótulo sobre la imagen: título de la película, año de estreno, país y nombre del director. También se añadieron entre algunas escenas imágenes de fotografías y esquemas. Por ejemplo, se decidió incluir un fotograma con la imagen de un fiordo, otro fotograma con los distintos bordes de placa de las 16 placas tectónicas mayores y una imagen real del terremoto de Valdivia (Chile). Además de esto, se incluyó un glosario final con términos que eran relevantes. Una idea que resultó atractiva para los alumnos fue incluir las palabras correcto o incorrecto en color verde y rojo, respectivamente, según tuviese o no rigor científico lo ocurrido en la escena, como se muestra en la Figura 2. Finalmente, se ajustó el sonido del recurso para que no hubiera diferencias en el volumen del sonido entre las películas.

La finalidad del texto aclaratorio complementario era que diese las pautas para trabajar con el vídeo en el aula. En él se incluye la temporalización completa del recurso creado y los distintos apuntes referentes a las

Título	Director	Año	Fenómeno
<i>100 Below Zero</i>	R.D. Braunstein	2013	Terremotos y volcanes
<i>Apocalypse Pompeii</i>	Ben Demaree	2014	Volcán
<i>La ola (Bølgen)</i>	Roar Uthaug	2015	Tsunami
<i>Lo imposible</i>	J.A. Bayona	2012	Tsunami
<i>Miami Magma</i>	Todor Chapkanov,	2011	Volcán
<i>Pompeya</i>	Paul W.S. Anderson	2014	Volcán, terremoto y tsunami
<i>San Andrés</i>	Brad Peyton	2015	Terremoto y tsunami

TABLA 3. Lista final de películas empleadas para el recurso.



Fig. 5. Fotogramas del recurso didáctico que muestran los títulos de Correcto e Incorrecto sobre las imágenes.

escenas que son explicados a los alumnos de forma previa al visionado de estas (Greene et al., 1982). La idea es que se vaya parando el video: al inicio de la escena, para dar la información relevante recogida en el apunte; y tras el visionado de esta, para preguntar una serie de cuestiones al alumnado y que este pueda debatir al respecto. Por ejemplo: ¿Puede suceder un terremoto de gran magnitud en París? En este caso concreto, se buscaría que dieran una respuesta relacionada con la localización de París, que se encuentra lejos de los bordes de una placa tectónica.

2.2. Implementación del recurso en dos aulas de 3º ESO

El recurso se implementó en la primavera de 2018 en un instituto gallego en dos aulas de 3º de ESO, 3ºA y 3º B de 28 y 14 alumnos y alumnas respectivamente, todos ellos de edades comprendidas entre los 14 y los 15 años. Debido al peso del vulcanismo y la tectónica de placas en el contenido curricular de 3º de ESO se consideró conveniente la utilización de dos sesiones de 50 minutos cada una.

Teniendo en cuenta que se suelen aprovechar entre 40 y 45 minutos por sesión se preparó un recurso de hora y media de duración.

Sobre cuáles son los contenidos que se quisieron trabajar con la actividad, orientada a un nivel educativo de 3º de ESO, hay que indicar que en este curso los alumnos reciben contenidos sobre modelación del relieve. Factores que condicionan el relieve terrestre y meteorización, erosión, transporte y sedimentación por lo que se podría trabajar en el aula qué es un fiordo y cómo se origina, relacionándolo también con conceptos que pudieran resultar más conocidos para ellos como la garganta del Gran Cañón del Colorado o las rías gallegas (aprendizaje situado). Las proporciones de un fiordo se podrían comparar con las de estos dos accidentes geográficos. Un fiordo es un valle glaciar formado por erosión causada por hielo y luego inundado por una subida del nivel del mar (tras fundirse el hielo). Se caracteriza por que tiene una sección en U y es mucho más profundo y con laderas más inclinadas que las rías. Las rías son valles fluviales que han sido inundados por el mar, cuando sube. El Gran Cañón, al igual que la mayor parte de cañones se ha formado por erosión fluvial sobre un lecho de roca.

También se podría recordar por qué el agua es uno de los principales agentes de meteorización, erosión y transporte; y analizar el efecto en el modelaje del relieve terrestre provocado por el agua superficial, lo que aparece como un estándar del currículo en 3º de ESO. En relación a esto también se podría comentar la dinámica de las aguas subterráneas (materia de este curso), y cuál es su relación con las aguas superficiales.

También en este curso se trabaja como contenido de la materia la Distribución de volcanes y terremotos, con el estándar de aprendizaje asociado de Justificar la existencia de zonas en que los terremotos

son más frecuentes y de mayor magnitud, pero sin integrar esto con la existencia de placas litósferas o tectónicas, que no se abordará hasta el siguiente curso. En este escenario se podrían presentar los volcanes como manifestaciones superficiales de la actividad interna del planeta, trabajando conceptos como el flujo térmico o efectos de los procesos del Manto de la Tierra en la corteza. También se podría trabajar con mapas de sismicidad y peligrosidad en el aula y explicar algunos terremotos mediáticos como el de San Francisco de 1906.

Con el fin de conocer si el recurso audiovisual creado facilitó de manera significativa el aprendizaje de los contenidos apuntados, se preparó una batería de preguntas tipo test para llevar al aula antes y después de la presentación del recurso creado.

Cinco preguntas con cuatro opciones de respuesta (solo una válida) fueron pasadas a los alumnos de las dos aulas. Para la formulación de las preguntas se tuvo en cuenta que estuvieran relacionadas los contenidos del currículo de la materia de Biología y Geología de 3º ESO, antes comentados, y con imágenes de las escenas que contenía el recurso.

En las cinco preguntas se podrían definir tres niveles de complejidad: sencilla, media y compleja. La pregunta 1.- ¿Qué es un fiordo? se podría incluir en dificultad media. Se decidió formular esta pregunta para comprobar el nivel del alumnado en aspectos relacionados con el modelado del relieve y los factores que lo condicionan. Tras el visionado del recurso se esperaba que el alumnado añadiese a su definición el origen glaciar del valle y su ubicación latitudinal en el planeta, además de algún tipo de referencia o comparativa con otros accidentes geográficos, como son las rías o los cañones provocados por la erosión fluvial.

La pregunta 2.- ¿Cuál es el máximo de altura que pueden alcanzar las olas de los tsunamis? Esta pregunta también clasificada como de dificultad media, está orientada a la contextualización de los fenómenos. En el recurso varias películas recogen imágenes de tsunamis. Un tsunami es una gran masa de agua que invade el continente alcanzando una altura respecto al nivel del mar, pero no siempre se generan olas concretas, en muchas ocasiones se trata de corrientes de agua. En este sentido se intenta también que tras la visualización del video, el alumno matice ola gigantesca como sinónimo de tsunami, además de indicar una magnitud de la altura trabajando el aprendizaje por comparación.

La pregunta 3.- ¿Qué materiales pueden encontrarse en una erupción volcánica? fue motivada por ser los tipos de materiales asociados con las erupciones volcánicas uno de los contenidos más importantes en Biología y Geología de 3º ESO, razón por la que podemos clasificar la pregunta como sencilla. En principio antes de la visualización del recurso, los alumnos ya sabrían distinguir entre coladas de lava, gases y materiales piroclásticos, conocimientos que se afianzarían tras el visionado del video.

La pregunta 4.- ¿Están todos los volcanes constituidos de la misma manera? sería la pregunta de mayor complejidad, al no estar incluida en el currículo de 3º ESO la Tectónica de Placas, que proporciona el marco teórico para comprender la generación de los volcanes. Por otro lado es complicado diferenciar constitución de un volcán de comportamiento. Un mismo volcán puede tener diferentes tipos de erupciones a lo largo de su vida, con diferentes grados de explosividad.

Finalmente, la pregunta 5.- La lava, debido a su gran temperatura, causa efectos sobre los materiales. ¿Podría fundir el acero? Se añadió para poder

trabajar de nuevo en el marco del aprendizaje por comparación y en un material dado de manera insistente en el aula de 3º ESO. Podría clasificarse como de dificultad media.

Por otro lado, para valorar estadísticamente el papel del docente en la implementación del recurso, éste se llevó al aula de forma diferente en cada caso. En la clase de 3º A el recurso didáctico fue implementado empleando todo el material que lo compone: el vídeo de 23 minutos 33 segundos de duración y 30 escenas y el texto aclaratorio complementario con apuntes explicativos referentes a las escenas. En este caso, el papel del docente fue activo, al ir guiando la visualización del vídeo y haciendo las paradas necesarias. En la clase de 3º B, al contrario, tan solo se procedió a la visualización del vídeo, sin ninguna explicación complementaria por parte del docente.

2.3. Tratamiento estadístico de los datos recogidos en las aulas

Para el análisis estadístico de los datos recogidos en el apartado anterior se empleó el software RStudio versión 3.4.3. Para conocer si el recurso es funcional, es decir si tras una valoración estadística se muestra facilitador en la comprensión de conceptos, se emplearon solo los resultados obtenidos en la clase de 3ºA. Por el contrario, para conocer la relevancia del papel del docente en el buen uso del recurso se aplicó el análisis estadístico a los resultados de ambos grupos, clases de 3ºA y 3ºB.

Los resultados del test cubierto por la clase de 3ºA antes de la visualización del recurso (pretest) y tras el visionado del mismo (postest) se pasaron a una tabla de datos (Tabla 4), en la que cada estudiante guardaba el anonimato al asignársele un código, los aciertos eran marcados por la letra V y los errores eran marcados por la letra X.

		PRETEST					POSTEST				
N	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
°	1	2	3	4	5	1.	2.	3.	4.	5.	
P						2	2	2	2	2	
3	X	V	V	X	V	V	V	V	V	V	

TABLA 4. Ejemplo de la organización de los datos recogidos en los tests.

Para determinar la utilidad del recurso, se clasificaron los resultados de la clase de 3° A empleando una clave dicotómica: la categoría 1 (a la que se le otorgó el valor 0) comprendería de 0 a 3 aciertos en las preguntas del test, mientras que la categoría 2 (a la que se le otorgó el valor 1) incluiría de 4 a 5 aciertos. Se compararon las proporciones de ambas categorías, antes y después de la utilización del recurso didáctico, mediante un test de McNemar (Martínez-González *et al.*, 2008).

Luego, para determinar en qué preguntas del test hubo una mejora significativa, se realizó un test de McNemar para cada pregunta, exceptuando la pregunta 3 ya que no presentaba errores, comparando la proporción de aciertos y fallos antes y después de la utilización del recurso.

Para comprobar si el vídeo tenía validez por sí mismo, es decir, sin que un docente haga uso del texto aclaratorio, se clasificaron los resultados de la clase de 3°B, de la misma manera que se había hecho con la clase A (Tabla 4).

Una vez clasificados los datos, se realizó un test χ^2 de homogeneidad (Cuadras, 1995) comparando las proporciones del test inicial de la clase B con las de la clase A, para ver si existían diferencias de partida entre las dos clases que impidiesen comparar los resultados finales de las mismas. Dado que no se apreciaron diferencias significativas, se aplicó un test de McNemar en la clase B,

comparando las proporciones del test inicial y el test final, como se había hecho previamente en la clase A.

3. Resultados

El alumnado reaccionó de manera muy positiva ante la propuesta de trabajar con el recurso audiovisual en el aula. Ya durante el visionado se hizo patente una mayor exaltación y atención cuando las escenas eran de películas que ya habían visto, o en las que salían actores o actrices que conocían los alumnos.

Hubo una gran diferencia respecto a la atención prestada al vídeo en ambas aulas. En la clase A, al estar continuamente parándose, haciéndoles preguntas y pidiéndoles que aplicasen sus conocimientos, los alumnos en términos generales estaban mucho más atentos. En la clase B, sin embargo, tan solo prestaban atención de manera continuada un pequeño grupo de alumnos y alumnas de las primeras dos filas.

En cuanto al impacto del vídeo en las emociones, en la clase A se notó a los alumnos y alumnas mucho más emocionados hacia la segunda mitad de la película, lo que podría ser debido que las escenas eran mucho más espectaculares: erupciones volcánicas, tsunamis de gran tamaño, etc.

Los resultados obtenidos tras la realización de los test estadísticos en la clase A, que se muestran en la Figura 3, se clasificaron en dos categorías como se muestra en la Figura 4. Para determinar la utilidad del recurso se siguieron sobre estos datos los pasos ya detallados en el apartado anterior. Tras la aplicación del test se obtuvo un valor para el estadístico de 10,56 que se corresponde con un p-valor de 1,15 x

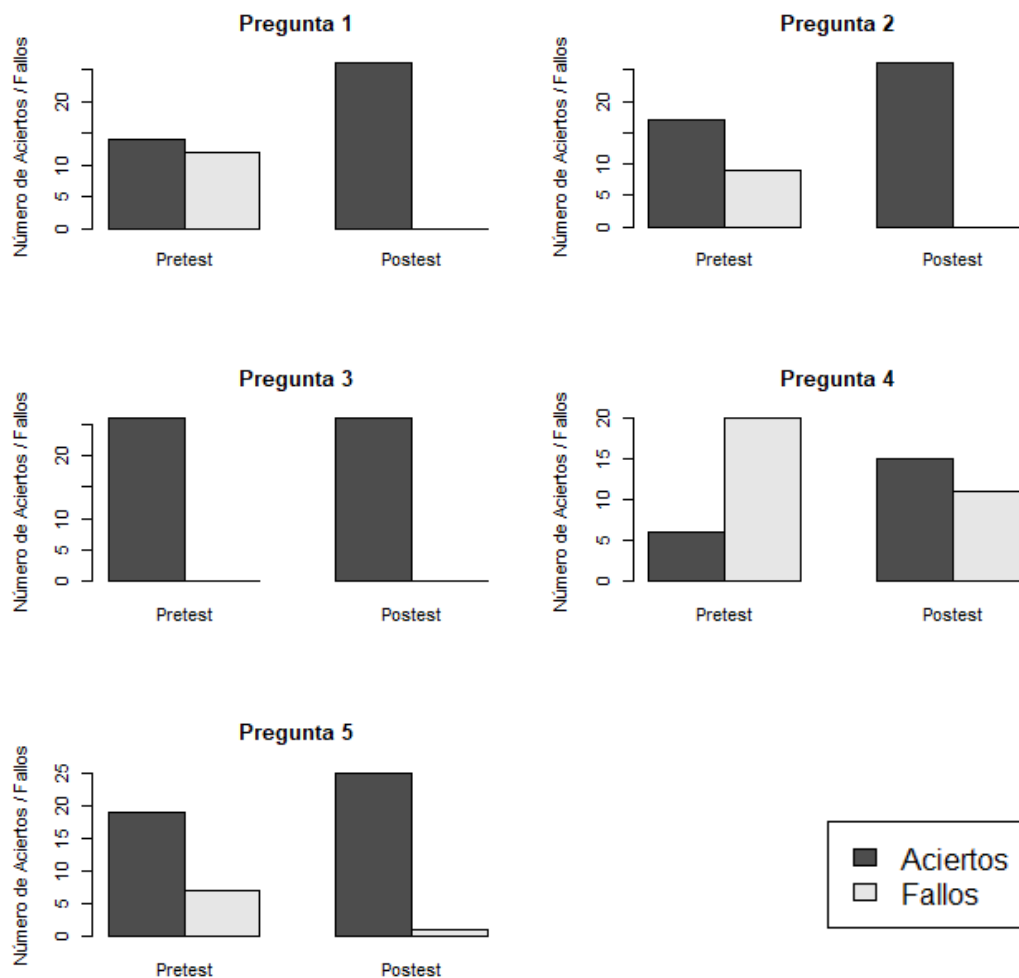


Fig. 6. Gráfico de barras con el número de aciertos y fallos de los alumnos de la Clase A para cada pregunta en el pretest y posttest, i.e. antes y después del uso del recurso didáctico.

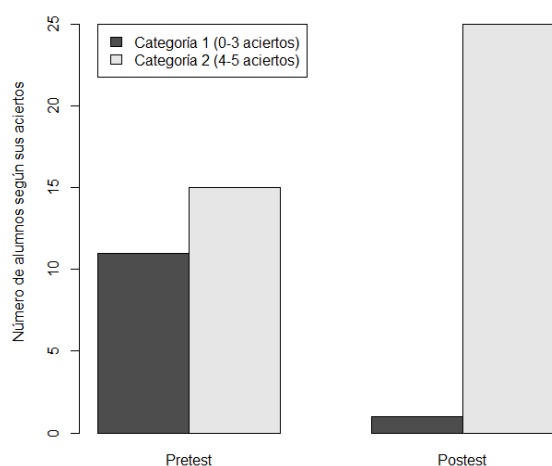


Fig. 4. Gráfico de barras en el que se representa el número de alumnos de la Clase A, según la cantidad de aciertos en los tests, antes y después del uso del recurso didáctico.

	p-valor Clase A
1.2 Pregunta 1 y	0,0015
2.2 Pregunta 2 y	0.0077
3.2 Pregunta 3 y	-
4.2 Pregunta 4 y	0.0159
5.2 Pregunta 5 y	0.0417

TABLA 5. p-valor correspondientes al test de McNemar para la Clase A, para cada pregunta del pretest (nº pregunta) y posttest (nº pregunta.2).

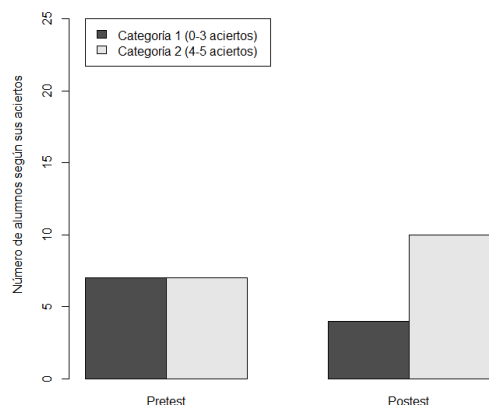


Fig. 5. Gráfico de barras en el que se representa el número de alumnos de la Clase B, según la cantidad de aciertos en los tests, antes y después del uso del recurso didáctico.

10^{-3} . Esto indica que, para un nivel de significación del 5%, la mejora observada en los resultados del test tras la aplicación del recurso didáctico es estadísticamente significativa. Por lo tanto, se puede asumir que el recurso didáctico es funcional.

En el test inicial de la clase A, con excepción de la pregunta 3 en la cual se había comentado ya la ausencia de fallos, puede observarse un número relativamente elevado de errores que, tras la visualización del vídeo, parecen sufrir una disminución importante. Para determinar si las proporciones de fallos y aciertos por pregunta en el test inicial y en el test final son estadísticamente significativas, se realizó un test de McNemar en cada pregunta, y los p-valores obtenidos se muestran en la Tabla 5.

Según podemos apreciar en la Tabla 5 toda la comparativa de respuestas entre test inicial y final en el caso de la clase A resulta menor a 0,05. Es decir, que se percibe un aumento estadísticamente significativo para un nivel de significación del 5% en la cantidad de respuestas acertadas.

Como ya se ha comentado, antes de comprobar la utilidad del video por sí solo, se aplicó un test χ^2 de Pearson de homogeneidad para determinar si existían diferencias de partida entre la

clase A y la clase B que impidiesen la comparación de los resultados obtenidos en ambas clases. El valor del estadístico que se obtuvo fue 0,37 que para un grado de libertad da un p-valor de $5,43 \times 10^{-1}$; lo que significa que para un nivel de significación del 5% no habría diferencias estadísticamente significativas entre los resultados obtenidos en el test inicial de las dos clases. Es decir, teniendo en cuenta el resultado anterior, podríamos compararlas.

Para determinar la utilidad del vídeo por sí mismo nos centramos en la clase B, cuyos resultados clasificados en las dos categorías ya mencionadas se muestran en la Figura 5. Se siguieron los pasos ya detallados en el apartado anterior. Tras la realización del test de McNemar se obtuvo un valor para el estadístico de 0,57 que se corresponde con un p-valor de $4,50 \times 10^{-1}$; lo que indica que, para un nivel de significación del 5%, las diferencias en las proporciones de aciertos antes y después de la visualización del vídeo no son significativas. Por lo tanto podemos afirmar que el vídeo no es autónomo, ya que por sí mismo, no mejora el aprendizaje del alumnado.

4. Conclusiones

El recurso didáctico, consistente en un vídeo con escenas de siete películas de catástrofes, es de utilidad como herramienta de apoyo a la construcción de conocimiento en el aula. El video de 23 minutos 33 segundos de duración puede ser, por tanto, utilizado como elemento motivador y generador de una visión crítica en el alumno. Apuntar también, que fue observada una mayor retención en la información aportada por la escena cuando esta procedía de una película previamente visualizada por el alumno o que contaba con actores conocidos.

Teniendo en cuenta el p-valor obtenido tras la realización del test de McNemar en la clase B, en la que únicamente se visualizó el vídeo, podemos concluir que el vídeo no es autónomo; es decir, su mera visualización no ayuda a la construcción de conocimiento en el aula. Sin las explicaciones complementarias previas a la visualización de las escenas, el visionado del vídeo resultaría anecdótico.

Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Butler *et al.* (2009), que usaron películas populares de ambientación histórica para mejorar el aprendizaje y la retención de textos asociados. En su trabajo se demuestra que son necesarias advertencias específicas antes del visionado de escenas, en especial si estas contienen informaciones incorrectas, para no integrar conocimientos erróneos en el alumno. Igualmente, Arroio (2010) advierte sobre el buen uso de cine y televisión como instrumentos de enseñanza, que no pueden reemplazar al maestro ni conseguir los mismos resultados de transmisión del conocimiento de ideas que el lenguaje verbal, aunque no deben ser subestimadas su función y posibilidades reales (Brake y Thornton, 2003).

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer a João Aveledo el montaje del recurso audiovisual.

Referencias

Alfaro, P., Brusi, D., y González, M., 2008. El cine de catástrofes, ¡qué catástrofe de cine!. En: A. Calonge, L. Rebollo, M.D. López-Carrillo, A. Rodrigo e I. Rábano (eds.), *Actas del XV Simposio sobre Enseñanza de la Geología*. Cuadernos del Museo Geominero, nº 11. Instituto Geológico y Minero de España, 1-12.

- Arroio, A., 2010. Context based learning: a role for cinema in science education. *Science Education International*, 21(3), 131-143.
- Brake, M., y Thornton, R., 2003. Science fiction in the classroom. *Physics Education*, 38(1), 31-34.
- Brusi, D., Alfaro, P., y González, M., 2011. El cine de catástrofes naturales como recurso educativo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19(2), 193-203.
- Butler, A.C., Zaromb, F., Lyle, K.B., y Roediger, H.L.3rd., 2009. Using popular films to enhance classroom learning: The good, the bad, and the interesting. *Psychological Science*, 20, 1161-1168.
- Cabo-Domínguez, L., Sanmartín, P., Barral, M.T., 2019. Aprovechamiento didáctico del entorno natural y urbano para la enseñanza en geología: el área de Monforte de Lemos (Lugo). *PULSO. Revista de Educación*, número 42, In press.
- Cuadras, C. M., 1995. *Problemas de probabilidades y estadística*. Vol 2: Inferencia estadística. Barcelona: EUB S.L.
- Cuñarro, D., Sanmartín, P., García-Rodeja, E., 2019. El año sin verano: una propuesta didáctica con la que tratar contenidos del currículo de 2º de Bachillerato de forma interdisciplinar. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 27.1, 57-68.
- da Silva Aquino, K. A. y Smith Cavalcante, P., 2017. Análise da construção de conhecimento significativo utilizando a produção de curtas metragens no ensino de química orgânica. *Revista Electrónica de Enseñanza de las Ciencias*, 16, 1, 117-131.
- Dubcek, L., Moshier, S., y Boss, J., 2003. *Fantastic Voyagers: learning Science through science fiction*. New York: Springer.
- Galagovsky, L. y Bekerman, D., 2009. *La Química y sus lenguajes: un aporte*

- para interpretar errores de los estudiantes. *Revista Electrónica de Enseñanza de las Ciencias*, 8, 3, 952-975.
- Greene, E., Flynn, M., y Loftus, E., 1982. Inducing resistance to misleading information. *Journal of verbal learning and verbal behavior*, 21, 207-219.
- Ley Orgánica 8/2013, de 9 de diciembre, para la mejora de la calidad educativa (LOMCE). Boletín Oficial del Estado, número 295, de 10 de diciembre de 2013 (BOE-A-2013-12886).
- Marcelino Jr, C. A. C., Barbosa, R. M. N., Campos, A. F., Leão, M. B. C., Cunha, H. S., e Pavão, A. C., 2004. Perfumes e Essências: A Utilização de um Vídeo na Abordagem de Funções Orgânicas. *Química Nova na Escola*, 19, 15-18.
- Martínez-González, M.A., Sánchez-Villegas, A., y Faulin, J., 2006. *Bioestadística amigable*. Madrid: Díaz de Santos.
- Pascual Trillo, J.A., 2017. Necesitamos la Geología también en Bachillerato. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 25(3), 274-284.
- Rocard, M., Csermely, P., Jorde, D., Lenzen, D., Walberg-Henriksson, H. y Hemmo, V., 2007. Science education now: a renewed pedagogy for the future of Europe. European Communities: Belgium. Resumen en español: Enseñanza de las ciencias ahora: Una nueva pedagogía para el futuro de Europa (2008). *Alambique. Didáctica de las Ciencias Experimentales*, 55, 104-117. Disponible en: https://ec.europa.eu/research/science-society/document_library/pdf_06/report-rocard-on-science-education_en.pdf
- Romero Nieto, D., Fesharaki, O., y García Yelo, B.A., 2014. Películas de trasfondo paleontológico: análisis científico y propuestas didácticas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 22(2), 167-176.
- Serra, G.M.D., y Arroio, A., 2008. The environment portrayed in the film and the science education. XIII IOSTE Symposium Proceedings: The use of Science and Technology Education for Peace and Sustainable Development, 1185-1191. Kusadasi, Turkey.
- Solbes, J., 2011. ¿Por qué disminuye el alumnado de ciencias? *Alambique*, 67, 53-61.

Proxeccións futuras de eventos extremos de temperatura e vagas de calor nas principais cidades galegas

H. CARBALLO SEARA^{1*}, X.COSTOYA², M. DECASTRO¹

**hector6628@live.com*

1 EPhysLab, Campus As Lagoas s/n, Ourense, Universidade de Vigo, Spain

2 Grupo de Física Non Lineal, Universidade de Santiago de Compostela. Instituto CRETUS.

RESUMEN

O presente estudo analiza as variacións futuras na temperatura máxima nas 7 principais cidades galegas: Vigo, Pontevedra, Santiago, A Coruña, Ferrol, Lugo e Ourense. Con este obxectivo, empregáronse datos de temperatura máxima de 12 modelos climáticos rexionais do proxecto CORDEX (escenario RCP8.5). Dada a súa importancia, tamén se analizaron as tendencias no número de días con temperatura extrema (temperatura por encima do percentil 95) e nas olas de calor (sucesión de 3 días con temperatura extrema). A tendencia da temperatura máxima é claramente ascendente ó longo do S. XXI (2006-2099) nas 7 cidades. Destacan cidades coma Ourense ou Santiago, que presentan un aumento aproximado de 0,7 °C por década. Pola contra, as cidades de A Coruña e Ferrol serán as que menos sufran dito aumento, con valores por baixo dos 0.5 °C por década. En canto o número de días con temperatura extrema no futuro, unha vez máis destaca a cidade ourensá, dentro dunha liña de tendencia que de novo volve a ser crecente en tódalas cidades. Desta quenda, a cidade de Vigo será a que acompañe a Ourense no pico de cidades máis afectadas por eventos extremos futuros, presentando as dúas cidades uns valores aproximados de cara a finais de século de 4,14 días e 3,58 días por década, respectivamente. Pola contra, Ferrol, Santiago e Lugo, presentan valores por baixo dos 3 días por década. Por último, analizouse o fenómeno das vagas de calor, as cales se manteñen en sintonía cos fenómenos previamente citados, mostrando unha tendencia crecente ao longo de todo o período de estudo. Son as cidades do sur da Comunidade (Ourense, Vigo e Pontevedra) onde se agarda un maior incremento na frecuencia destes eventos.

Palabras Clave: CORDEX, Galicia, Temperatura máxima, eventos extremos, vagas de calor.

1. Introducción

O clima é o resultado da evolución dos sistemas naturais ao longo de millóns de anos. Unha das súas principais características é a súa variabilidade natural sobre a cal o ser humano actúa cada vez máis, modificando a composición da atmosfera a través das súas actividades. Chámasele cambio climático á variación global do clima na

Terra. Este pode ser debido a causas naturais e tamén á acción do home, e se produce a moi diversas escalas de tempo sobre tódolos parámetros climáticos: temperatura, precipitación, vento, etc.

Un modelo climático global (GCM) pode proporcionar información de predición en escalas de máis de 100 anos con mallas que percorren todo o planeta. Así, os GCMs pódennos proporcionar

proxeccións de como o clima da Terra pode alterarse no futuro. Estes resultados son a principal ferramenta coa que conta a comunidade científica internacional para anticiparse ós cambios futuros no clima e tomar decisións sobre a mitigación do cambio climático. Sen embargo, os impactos do cambio climático e as estratexias de adaptación para tratar con eles, deben de ser analizados en escalas rexionais con resolucións de malla inferiores aos 20 km para garantir resultados máis fiables. Os modelos climáticos rexionais (RCMs) aplícanse sobre áreas limitadas. Para executar estes modelos, pódense utilizar como condicións iniciais e de contorno os resultados proporcionados polos GCMs. Deste xeito, os RCM poden proporcionar información sobre rexións moito máis pequenas cunha maior resolución orográfica, o cal nos permite un maior detalle do impacto.

Na actualidade, o proxecto *Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment* (CORDEX) proporciona proxeccións climáticas rexionais ate o ano 2100 considerando as simulacións climáticas globais. Este proxecto é o máis ambicioso ata a actualidade no que a rexionalización se refire, xa que as súas simulacións proporcionan datos de alta resolución espacial centrándose en espaciados de malla de aproximadamente 12 km (0,11 graos) en Europa (EURO-CORDEX). Para realizar estas simulacións CORDEX emprega GCMs que proveñen do proxecto de intercomparación de modelos acoplados, fase 5 (CMIP5).

Dado que a evolución do clima ó longo do século XXI está sometido a unha serie de incertezas ligadas a maior ou menor emisión de gases de efecto invernadoiro, para realizar proxeccións futuras, a comunidade científica estableceu diferentes escenarios de emisión que representan escenarios máis ou menos

optimistas sobre a intensidade do cambio climático ó longo do século XXI. Os escenarios describen liñas evolutivas plausibles das condicións climáticas e outros aspectos do futuro, principalmente relacionados con aspectos socio-económicos, as emisións dos Gases de Efecto Invernadoiro (GEI) e aerosois asociados. Desta forma, dependendo do incremento futuro na concentración de GEI na atmosfera, pódese establecer cal será o incremento do forzamento radiativo en W/m^2 . No Quinto Informe do IPCC (2013) definíronse catro novos escenarios de emisión, os denominados Traxectorias de Concentración Representativas (RCP). Na comparativa cos seus predecesores, ditos escenarios climáticos futuros consideran unha cantidade cada vez maior de datos, tales como aspectos socioeconómicos, tecnoloxías emerxentes, uso da terra e cambios na cobertura da terra (Moss *et al.*, 2008). Estes escenarios diferéncianse no seu forzamento radiativo total para o ano 2100, o cal oscila entre 2,6 e 8,5 W/m^2 . Nestes novos RCP (Táboa 1) defínese un escenario no cal os esforzos de mitigación conducen a un nivel de forzamento moi baixo (RCP 2.6), dous escenarios intermedios (RCP 4.5 e RCP 6.0) e un escenario cun nivel moi alto de emisións de GEI (RCP 8.5). Ditos escenarios contemplan os efectos das políticas orientadas a mitigar o cambio climático do século XX fronte aos escenarios de emisión empregados no cuarto Informe do IPCC (2007), os cales non consideraban os efectos das posibles políticas e acordos internacionais considerados para mitigar as emisións.

	FR	Tendencia FR no 2100	[CO ₂] en 2100
RCP 2.6	2,6 W/m^2	Decrecente	421 ppm
RCP 4.5	4,5 W/m^2	Estable	538 ppm
RCP 6.0	6,0 W/m^2	Crecente	670 ppm
RCP 8.5	8,5 W/m^2	Crecente	936 ppm

TÁBOA 1. Escenarios RCP. Fonte: IPCC (2013).

1.2 Eventos climáticos extremos.

Un “acontecemento” climático extremo defínese como ese episodio, evento ou suceso meteorolóxico anómalo ou pouco frecuente, segundo a súa distribución estatística para un lugar determinado. Estes eventos son fenómenos de grande importancia e interese a nivel científico e social que pode afectar a varias áreas do planeta e causar moitos danos. As vagas de calor e de frío, episodios de precipitación moi intenso, secas, inundacións ou furacáns serían exemplos de eventos climáticos de carácter extremo.

Un estudo recente atribúe ó forzamento radiativo de gases de efecto invernadoiro como a principal causa de cambios na frecuencia e intensidade dos acontecementos extremos climáticos (Schoof e Robeson, 2016). Estes cambios normalmente teñen un forte impacto na sociedade e no medio ambiente (Karl e Easterling, 1999). Este feito provocou nos últimos anos unha crecente preocupación polos efectos do cambio climático nestes eventos nun intento de tentar mitigar os danos e conseguir unha mellor adaptación ante as novas condicións climáticas (Karl e Easterling, 1999).

No último informe do IPCC establécese, cun 95% de fiabilidade, que actualmente a principal causa do quentamento global é a actividade humana. Indica que é moi probable que se produza un aumento na frecuencia e intensidade de eventos extremos, especialmente os eventos de vagas de calor e os de intensas precipitacións (Hay *et al.*, 2016). Os eventos extremos adoitan ter maior relevancia para a sociedade e para os sistemas naturais pois canto máis relevante sexa o evento, maior será a probabilidade de causar estragos ambientais e sociais. Os custos económicos e sociais por culpa dos

eventos extremos poderían verse incrementados de xeito significativo como consecuencia do cambio climático (Hoeppe, 2016).

A aparición anómala de eventos extremos fai necesario investigar máis para poder determinar os cambios na súa frecuencia e intensidade (Sillmann e Roeckner, 2008). Os eventos extremos pódense clasificar de moitas maneiras diferentes, sendo a máis común a clasificación en base a umbrais, como por exemplo o número de días nos que a temperatura mínima está por debaixo do grao de conxelación. Outro tipo de clasificación baséase nos percentís, nos que se contabiliza o número de días nos que se alcanzan temperaturas superiores a un determinado percentil, normalmente o percentil 90 ou 95, nunha localización determinada. Así, desenvolvéronse numerosos índices baseados en percentiles pola Comisión Climatolóxica Internacional, o Programa Mundial de investigación sobre o Clima (WCRP), o proxecto CLIVAR e o equipo de expertos sobre a detección do cambio climático (Wehner *et al.*, 2013).

1.3 Área de estudo

A nosa área de estudo corresponderase coas 7 cidades principais da comunidade autónoma de Galicia: Vigo, Pontevedra, Santiago, A Coruña, Lugo, Ferrol e Ourense (Figura 1). Tomamos como referencia estas cidades debido á súa magnitude representativa. Así, un dato que avaliaría isto é que, segundo os rexistros oficiais rexistrados no ano completo de 2018, entre estas cidades suman unha poboación total de aproximadamente 988.028 habitantes, polos aproximadamente 2.718.525 habitantes que residen na comunidade.

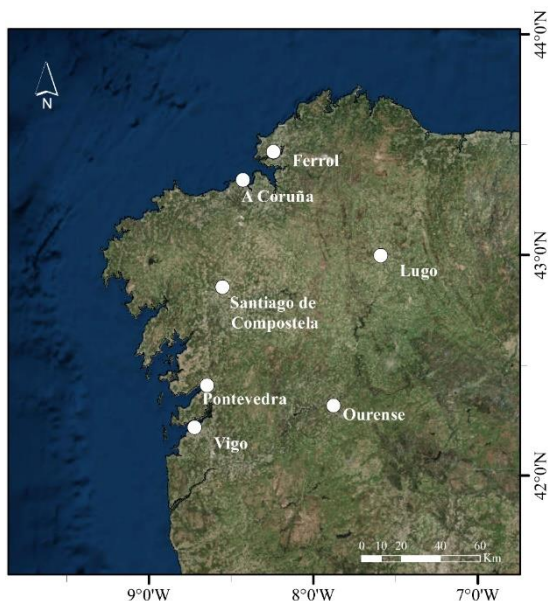


Fig 1. Localización das sete cidades analizadas no presente traballo. Fonte base cartográfica: Imaxe Landsat/Copernicus, Google, Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO.

Estudos previos xa centraron a súa atención nos eventos extremos de temperatura na comunidade galega. Neste punto imos a facer especial mención ao traballo desenrolado por deCastro *et al.*, (2011). Este estudo analizou os efectos que poden chegar a causar as vagas de calor na saúde humana en Galicia. No traballo coméntase que as vagas de calor son a principal causa de mortalidade relacionada directamente co clima e coas modificacións que o mesmo pode sufrir, deixando así claro o perigo que pode traer consigo un incremento na intensidade e frecuencia das vagas de calor.

A modo introdutorio, na Figura 2 represéntanse as climatoloxías das temperaturas máximas tomando como referencia o período 1980-2005 para as 7 cidades obxecto de análise, elaboradas ca mesma fonte de datos que se empregará neste traballo. Como se pode observar para as 7 cidades, os meses de xuño a setembro foron os meses nos que atopamos unhas temperaturas máximas medias máis elevadas. Por este motivo, o intervalo mensual de xuño a setembro

será o período empregado para analizar os días con eventos extremos de temperatura e máis as vagas de calor.

Na Figura 2 pódese observar que é na cidade de Ourense na cal atopamos o pico máis elevado, supera o valor de 25 °C, no mes de agosto. Como podemos ver, nas cidades de Vigo, Pontevedra e Ourense é onde atopamos unha curva máis elevada no que a temperaturas máximas se refire con respecto ás demais. A ditos cidades séguenas Santiago, Ferrol e Lugo cunha curva tamén moi parella entre elas e por último atopamos a cidade de A Coruña, onde se aprecia unha diferenza significativa na súa curva coas 6 cidades restantes, pois o pico máximo de temperatura é de 20°C.

1.4 Obxectivos

Algunhas das consecuencias que pode traer consigo o cambio climático pódense ver reflectidas nos aumentos das temperaturas máximas o longo do século XXI. Neste estudo, ímonos centrar na evolución da temperatura máxima nas 7 cidades “principais” da comunidade galega: Vigo, Pontevedra, Santiago, A Coruña, Ferrol, Lugo e Ourense ao longo das próximas décadas, así coma tamén na aparición de eventos extremos climáticos e vagas de calor. Para elo trataremos con MATLAB os datos de temperaturas máximas obtidos das simulacións climáticas rexionais simuladas dentro do proxecto CORDEX baixo un escenario de quentamento RCP 8.5, que é considerado o escenario menos optimista.

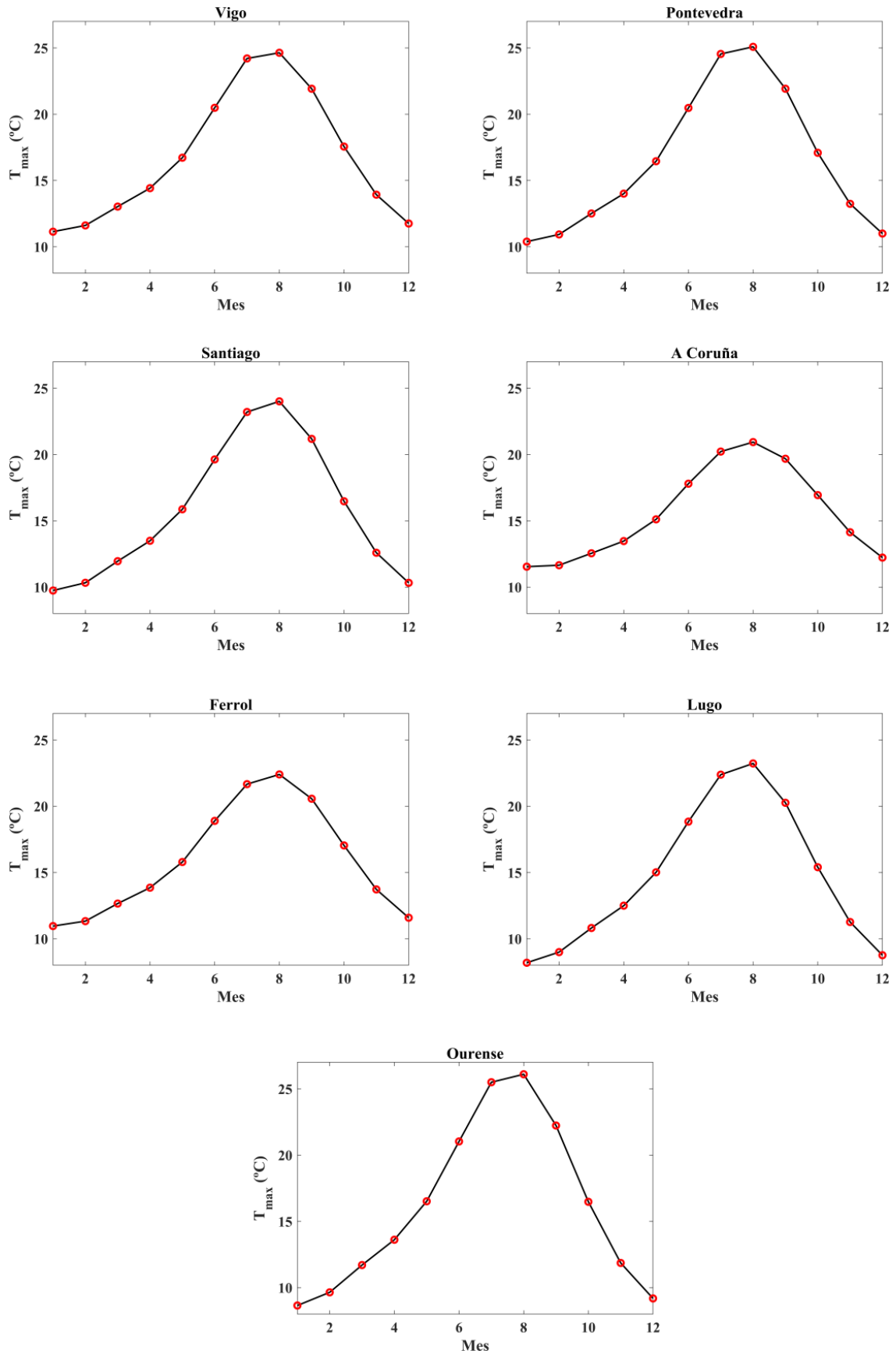


Fig. 2. Variación das temperaturas máximas ao longo dos meses para as 7 cidades galegas tomadas como referencia para este estudo.

O traballo estará estruturado do seguinte xeito:

- No punto 2 indicaremos as bases de datos que se utilizaron neste traballo e máis a metodoloxía empregada para realizar os diferentes cálculos en relación aos eventos extremos e vagas de calor.
- No punto 3 falaremos dos resultados obtidos a partir das temperaturas máximas para as 7 cidades principais da comunidade nos períodos 1980-2005 e 2006-2099, tamén se analizarán o número de días con temperaturas extremas e o número de vagas de calor ó longo do século XXI (2006-2099).
- No punto 4 aportaremos unha discusión sobre todo os resultados obtidos comparándoos con resultados previos.
- Finalmente, no apartado 5 mostraremos as conclusións acadadas no traballo.

2. Datos e procedemento

2.1 Datos de CORDEX

Os datos de temperatura máxima empregados neste traballo obtivéronse do proxecto CORDEX promovido polo WCRP. O principal obxectivo deste proxecto é o de organizar un marco coordinado internacionalmente para producir proxeccións rexionais do cambio climático a nivel mundial. Neste proxecto considéranse diferentes rexións do planeta denominadas dominios. Para este traballo empregáronse os datos do

dominio centrado en Europa, coñecido como EURO-CORDEX. Nesta rexión combináronse diferentes modelos climáticos rexionais (RCMs) cunha resolución espacial de $0.11^\circ \times 0.11^\circ$ alimentados con datos dos GCMs derivados do proxecto CMIP5 (Táboa 2).

Histórico e RCP8.5		
GCM	RCM	INSTITUTO
CNRM-CM5	CCLM4-8-17	CLMcom
CNRM-CM5	RCA4	SMHI
IPSL-CM5A-MR	RCA4	SMHI
IPSL-CM5A-MR	CCLM4-8-17	CLMcom
MPI-ESM-LR	CCLM4-8-17	CLMcom
MPI-ESM-LR	RCA4	SMHI
EC-EARTH	CCLM4-8-17	CLMcom
EC-EARTH	RCA4	SMHI
EC-EARTH	RACMO22E	KNMI
EC-EARTH	HIRHAM5	DNI
HadGEM2-ES	CCLM4-8-17	CLMcom
HadGEM2-ES	RCA4	SMHI

TÁBOA 2. Modelos do proxecto CORDEX empregados no presente traballo.

Os valores mensuais de temperatura máxima descargáronse a través do servidor alemán de CORDEX: <https://esgf-data.dkrz.de/search/cordex-dkrz/>

No Quinto Informe de Avaliación do IPCC (AR5) (IPCC, 2013) definíronse catro escenarios de RCPs como base para as predicións climáticas e as proxeccións climáticas presentadas no AR5. Estas identifícanse polo forzamento radiativo total aproximado para o ano 2100 con respecto a 1750, que se considera comprendido nun intervalo entre 2.6 e 8.5 Wm^{-2} . Non obstante, estes valores deben ser interpretados de xeito indicativo posto que o forzamento climático resultante de tódolos factores varía dun modelo a outro, en función das características do mesmo.

Para realizar este traballo seleccionáronse os datos do escenario máis pesimista, é dicir, o escenario RCP8.5, que como xa se sinalou na introdución caracterízase por asumir un valor do forzamento radiativo total de 8.5 Wm^{-2} , cunha tendencia crecente e cunha concentración de CO_2 no ano 2100 de 936 ppm.

Os datos diarios de temperatura máxima para o período histórico descargáronse para o período 1980-2005, mentres que as proxeccións futuras do escenario RCP8.5 tomáronse para o período 2006-2099.

2.2 Metodoloxía

Para realizar a análise dos eventos extremos no futuro utilizouse un enfoque baseado no uso dun multimodelo. Este enfoque consiste en promediar os valores de temperatura máxima dos 12 modelos descritos na Táboa 2 e despois realizar as diferentes análises sobre o resultado do promedio de todos os modelos. Diferentes estudos que traballaron con varios modelos de proxeccións futuras mostraron que este enfoque permite reducir os erros (Jacob *et al.*, 2014).

Un dos obxectivos deste traballo e analizar e cuantificar as variacións nas temperaturas máximas, eventos extremos e vagas de calor para o pasado e tamén para o futuro. Para este propósito calculáronse as tendencias seguindo un axuste lineal.

Como dispomos de doce RCMs, cada cálculo vai acompañado da desviación estándar, que se calculou seguindo a fórmula:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N - 1}} \quad (1)$$

Onde:

σ é a desviación estándar; x_i é o valor correspondente a cada RCM, mentres que \bar{x} é a media de todos os modelos; N é o número de RCMs, 12 neste caso.

2.2.1 Eventos extremos e vagas de calor.

Os eventos extremos fan referencia a tódolos fenómenos meteorolóxicos extremos (principalmente secas e vagas de calor) que poden acontecer nunha determinada localización. A definición que seguimos para realizar este traballo foi a empregada pola Axencia Meteorolóxica Española (AEMET). Así, definimos coma evento extremo de temperatura aquel día no que a temperatura máxima supera o percentil do 95% da serie de temperaturas máximas diarias tomando como referencia o período histórico para o cálculo deste percentil.

Por outro lado, e tomando tamén como referencia a definición proposta por AEMET podemos dicir que unha vaga de calor é un episodio no cal durante 3 días seguidos se dan as condicións meteorolóxicas que definen un evento extremo.

O manexo de datos neste traballo levouse a cabo mediante a linguaxe de programación MATLAB, o cal é un potente e fiable instrumento de software numérico xerado para a computación técnica. O seu software facilítanos a obtención e o tratamento de operacións de índole matemática, simulacións, análises e procesamento de datos así como a observación e a representación de gráficas.

3. Resultados

3.1 Temperatura máxima nas principais cidades galegas no pasado (1980-2005)

Este apartado mostra a evolución interanual e a tendencia da temperatura

máxima nas 7 grandes cidades galegas, considerando só a estación cálida (xuño-setembro), para o período 1980-2005. Os resultados que se amosan obtivéronse a partir do multimodelo.

Na Táboa 3 podemos ver os valores de tendencia das temperaturas máximas e da desviación estándar para as 7 principais cidades galegas. Os valores son similares para todas elas, con valores próximos a 0.4°C/década en tódolos casos. Unicamente nas cidades de A Coruña e Ferrol o valor de tendencia está por debaixo dos 0.4 °C/década, estando no resto de cidades lixeiramente por riba desta cifra. En xeral, os valores de desviación estándar que se obtiveron, son altos, ca excepción da cidade de A Coruña, o que da idea de certa variabilidade nas proxeccións entre os diferentes modelos.

Na Figura 3 podemos observar a variación interanual da temperatura máxima obtida do multimodel (líña azul e barras de erro) e a súa tendencia (líña vermella) nas 7 principais cidades. De forma xeral, pódese destacar a liña de tendencia de tódalas figuras, que en consonancia cos resultados da Táboa 3, podemos apreciar como en todas as cidades a temperatura máxima aumenta de maneira constante durante todo o intervalo temporal. Se se analiza este crecemento dunha maneira máis particular, podemos observar que o maior incremento en tódalas cidades deuse a partir do ano 1995, rexistrándose os valores máis altos da serie en torno ó ano 2000.

3.2 Temperaturas máximas para Galicia no futuro (2006-2099)

Este apartado mostra a evolución interanual e a tendencia da temperatura máxima nas 7 grandes cidades galegas, considerando só a estación cálida (xuño-setembro), para o período futuro (2006-

2099). Os resultados que se amosan obtivéronse a partir do multimodelo.

	Tendencia (°C/década)	SD (°C)
Vigo	0,41	0,37
Pontevedra	0,43	0,44
Santiago	0,42	0,4
A Coruña	0,31	0,14
Ferrol	0,37	0,25
Lugo	0,41	0,34
Ourense	0,42	0,4

TÁBOA 3. Valores de Tendencia (°C/década) e Desviación Estándar (SD) calculados a partir dun conxunto de RCMs de CORDEX para o período histórico (1980-2005) nas 7 principais cidades de Galicia.

Na Táboa 4 podemos ver os valores das tendencias e as desviacións estándar para as 7 principais cidades galegas. Neste caso, atopamos unha maior oscilación nos valores de tendencia e de desviación estándar en comparación co período histórico. O valor mínimo da tendencia futura da temperatura máxima é de 0,4 °C/década en A Coruña e o valor máximo é de 0,69 °C/década en Santiago, polo que se pode apreciar unha diferenza relativamente significativa de case 0,3 °C/década entre ambas cidades. No caso da desviación o valor mínimo é de 0,05 (A Coruña) e o máximo é de 0,13 (Ourense), polo que neste caso existe un maior consenso entre modelos sobre o que sucederá no futuro en comparación cos resultados para o período histórico (Táboa 3). Ademais, pódese observar como tan só a cidade de A Coruña queda por debaixo do valor de 0,5 °C/década (non imos a ter en conta Ferrol, pois está xustamente no límite). Neste caso, os valores obtidos de desviación estándar son baixos, especialmente o de A Coruña.

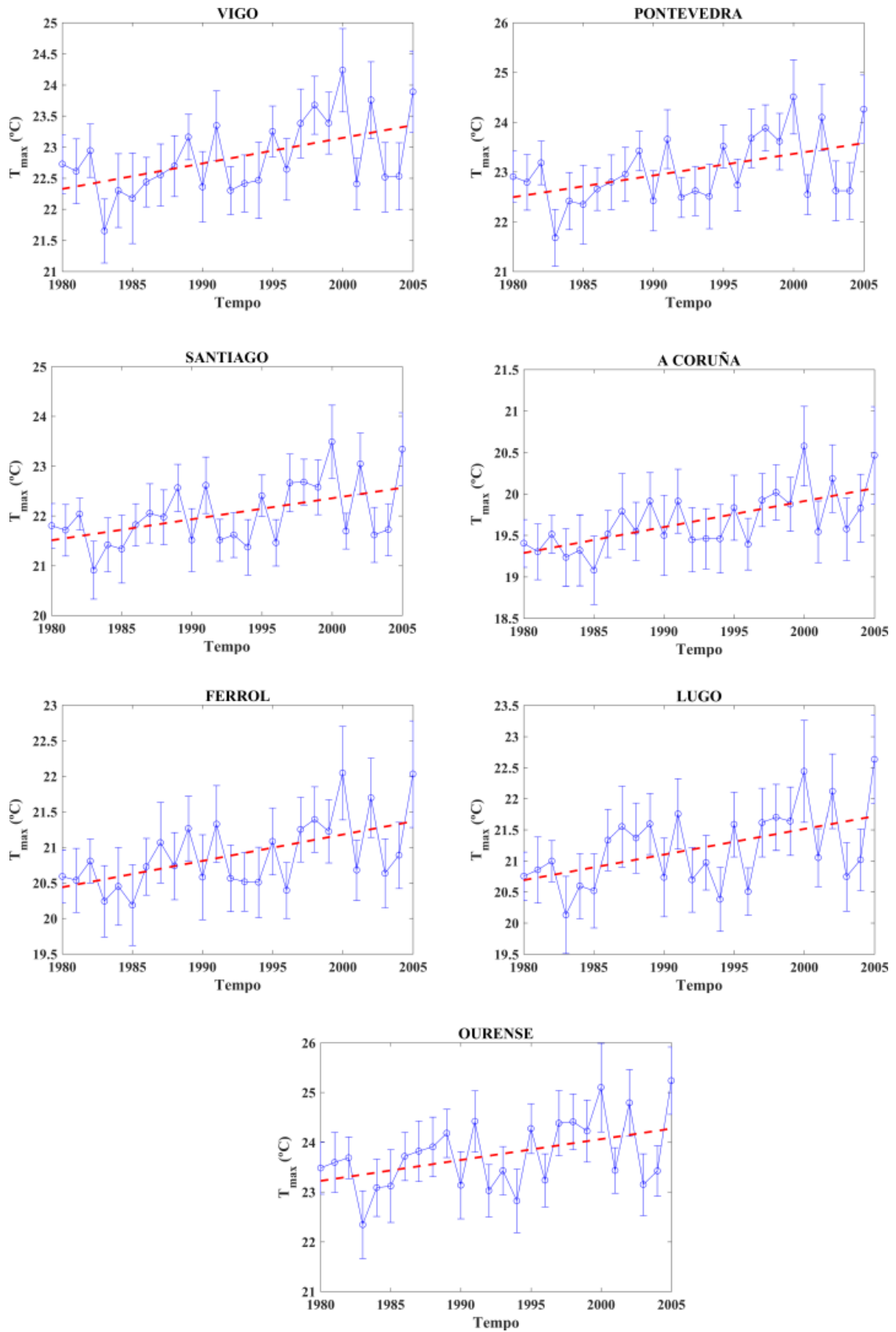


Fig. 3. Gráficas da variación da temperatura máxima elaborados a partir dun promedio de RCMs de CORDEX ($^{\circ}\text{C}$) para o período 1980-2005 nas 7 cidades principais galegas.

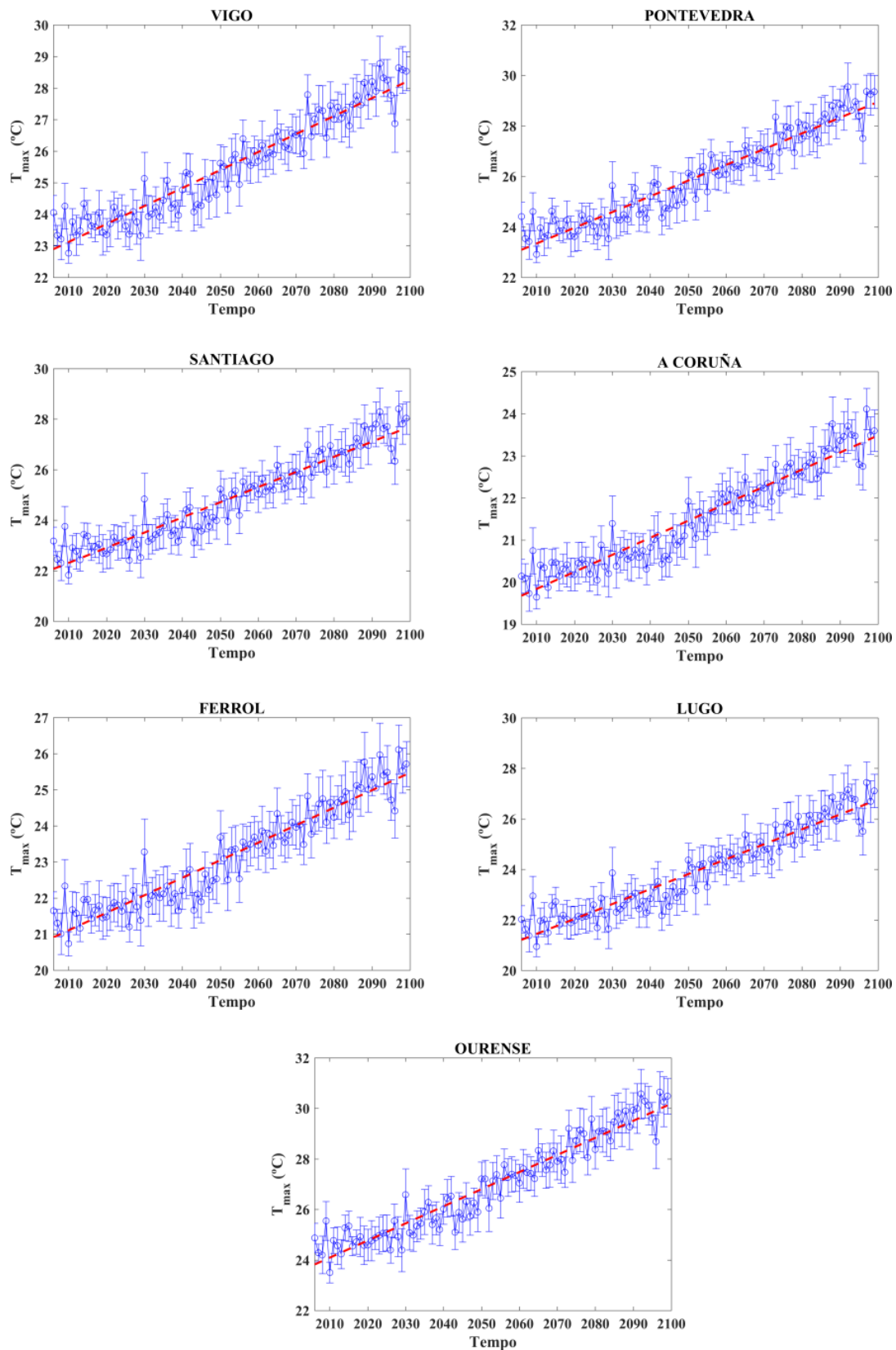


Fig. 4. Gráficas da variación da temperatura máxima elaborados a partir dun promedio de RCMs de CORDEX ($^{\circ}$ C) para o período 2006-2099 nas 7 cidades principais galegas.

Na Figura 4 podemos observar a variación interanual da temperatura máxima (liña azul cas súas barras de error) e a súa tendencia (liña vermella) nas 7 cidades galegas. Analizando os resultados da Táboa 4 e a Figura 4, podemos apreciar como novamente a temperatura máxima mantense nunha ascensión dos seus valores para as 7 principais cidades de maneira constante durante todo o intervalo temporal. Analizando as gráficas, vese que para finais de século está previsto que as medias anuais das temperaturas máximas exceda os 30 grados en Ourense, e os 28 grados en Vigo e Pontevedra, quedándose Santiago tamén preto dese valor. Na cidade de A Coruña espéranse as máximas máis baixas para finais de século, con valores próximos ós 23 grados.

	Tendencia (°C/década)	SD (°C)
Vigo	0,57	0,09
Pontevedra	0,62	0,11
Santiago	0,69	0,11
A Coruña	0,4	0,05
Ferrol	0,49	0,07
Lugo	0,6	0,12
Ourense	0,68	0,13

TÁBOA 4. Valores de Tendencia (°C/década) e Desviación Estándar (SD) calculados a partir dun conxunto de RCMs de CORDEX para o futuro (2006-2099) nas 7 principais cidades de Galicia.

3.3 Días con temperaturas extremas nas cidades galegas no futuro (2006-2099)

Nesta ocasión imos analizar a evolución interanual e a tendencia no número de eventos extremos futuros nas 7 grandes cidades da comunidade galega. O número de eventos extremos obtívose a partir do multimodel.

Na Táboa 5 podemos ver os valores de tendencia (nesta ocasión as unidades serán de días/década no canto de °C/década) e a súa desviación estándar para as 7 cidades. Os valores de tendencia oscilan entre 2,57 días/década (valor mínimo correspondente a Ferrol) e 4,14 (valor máximo correspondente a Ourense), polo tanto, a modo de valoración xeral dos resultados, podemos dicir que a cidade ourensá é a cidade con maior risco de sufrir este tipo de situacións extremas no futuro. Despois de Ourense, Vigo e Pontevedra son as cidades que mostran un maior incremento no número de días extremos, polo tanto, neste caso vemos que o sur da comunidade verase máis afectado por este tipo de eventos ó longo do século XXI. No relativo ás desviacións estándar, temos uns valores de desviación similares para todas as cidades con valores en torno a 1.

Na mesma liña dos apartados anteriores, na Figura 5 podemos observar a variación interanual do número de días con temperaturas máximas extremas (liña azul e barra de erro) e a súa tendencia (liña vermella) nas 7 cidades. Nesta figura podemos observar que o número de días de temperatura extrema vai a sufrir un marcado ascenso se se compara co período histórico. Así, vemos que aínda que a inicios de século ningunha cidade supera valores de 20 días por ano, estes valores xa se esperan acadar para mediados de século en tódalas cidades, con valores entono a 40 días por ano para finais de século en cidades coma Ourense ou Pontevedra.

Baseándonos nos resultados mostrados na Táboa 5 e na Figura 5, podemos apreciar como en todas as cidades o risco de eventos extremos futuros vai aumentando de maneira progresiva.

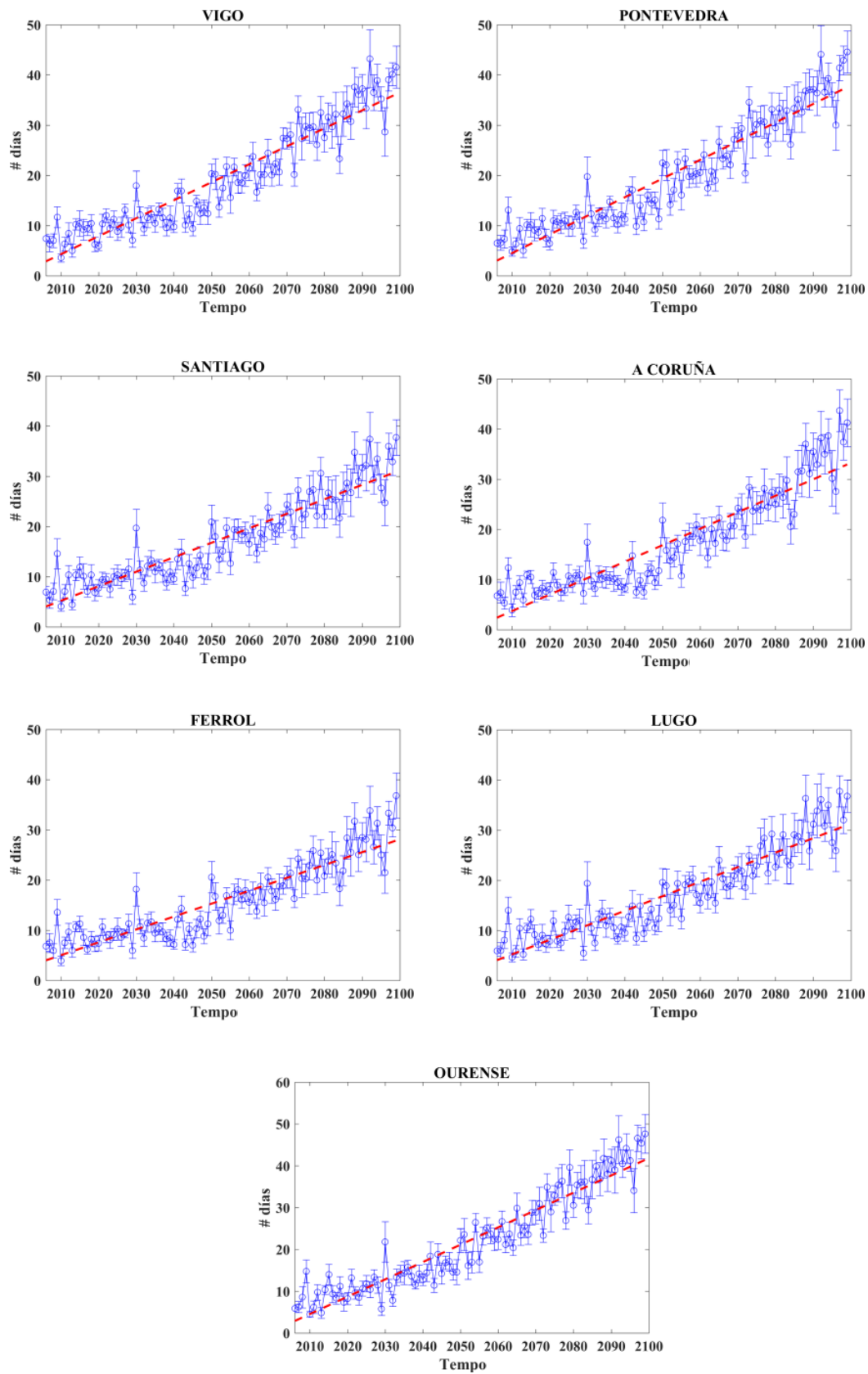


Fig. 5. Gráficas da evolución dos eventos extremos futuros no intervalo 2006-2099 para as 7 principais cidades galegas.

	Tendencia (días/década)	SD (días)
Vigo	3,58	0,87
Pontevedra	3,72	0,84
Santiago	2,89	0,95
A Coruña	3,28	1,17
Ferrol	2,57	0,95
Lugo	2,9	0,93
Ourense	4,14	1,05

TÁBOA 5. Valores de Tendencia (días/década) no número de eventos extremos no futuro e Desviación Estándar (SD) para as 7 principais cidades galegas.

3.4 Número de vagas de calor nas 7 cidades principais de Galicia no futuro (2006- 2099)

Este apartado mostra a evolución interanual e a variación no número de vagas de calor nas 7 principais cidades galegas, considerando só a estación cálida (xuño-setembro), para o período 2006-2099. O número de vagas de calor obtívose como resultado do multimodel. Na Táboa 6 móstranse os valores da tendencia no número de vagas de calor e a desviación estándar para as 7 cidades de Galicia. Os valores son semellantes para todas elas, ca excepción de Ferrol, que mostra un valor algo menor de 0,38 vagas/década. Por outro lado, os valores de desviación estándar que se obtiveron roldan en todos os casos o valor 0,14, un valor baixo se se compara os valores medios de tendencia.

Na Figura 6 podemos observar a variación interanual no número de vagas de calor (liña azul cas súas barras de error) e a súa tendencia (liña vermella) nas 7 cidades. A partir desta figura e tendo en conta o comentado sobre a Táboa 6, podemos deducir que as cidades de Vigo, Pontevedra e Ourense serán as cidades que terán maior posibilidade de aparición de vagas de calor ao longo do século. Durante a primeira metade do século a presenza de

vagas será máis ou menos constante agás nalgúns picos arredor do ano 2030 para Ourense, Santiago, Pontevedra e, nunha menor medida, A Coruña. Cabe resaltar que, concretamente será Ourense a que presente o pico máis elevado cunha media aproximada de 5 vagas (media exacta de 5,3) a finais do século, sendo así a cidade que máis posibilidades ten de ser afectada por este fenómeno climatolóxico. Na outra cara da moeda atoparíase a cidade ferrolá, a cal presenta unha media aproximada de 3 vagas (case 4, pois a media exacta é de 3,8) ao cabo do século. Deste xeito, será Ferrol a cidade menos afectada polo fenómeno das vagas de calor.

	Tendencia (nº vagas/déc.)	SD (nº vagas)
Vigo	0,53	0,14
Pontevedra	0,52	0,14
Santiago	0,41	0,14
A Coruña	0,44	0,15
Ferrol	0,38	0,14
Lugo	0,41	0,13
Ourense	0,53	0,13

TÁBOA 6. Valores de Tendencia (nº vagas/década) no número de vagas de calor futuras e Desviación Estándar (SD) para as 7 principais cidades da comunidade galega durante o período 2006-2099.

4. Discusión

Neste penúltimo punto do traballo analízanse de forma global os resultados que se amosaron na sección anterior, derivados da análise das proxeccións futuras de temperatura máxima a partir dun multimodelo de 12 RCMs do proxecto CORDEX para a estación cálida nas 7 principais cidades galegas.

En primeiro lugar analizamos as tendencias correspondentes ás temperaturas máximas para os períodos pasado (1980-2005) e futuro (2006-2099). Obtivemos que a temperatura mostra unha tendencia de claro ascenso

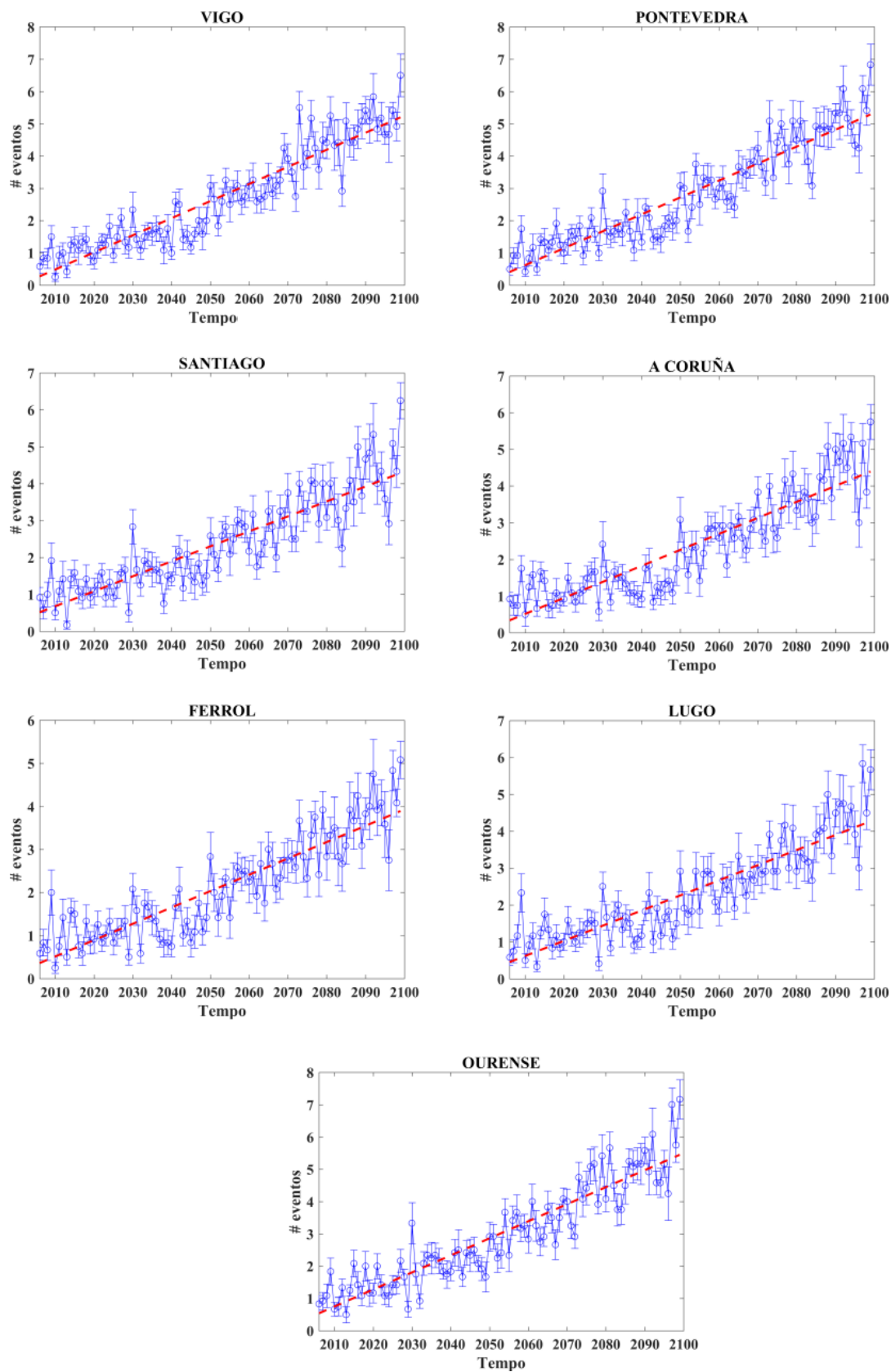


Fig. 6. Gráficas da evolución do número de vagas de calor no intervalo 2006-2099 para as 7 principais cidades galegas.

ao longo de todo o intervalo temporal, obtendo nas décadas estudadas para o pasado un incremento máximo de 0,86 °C. No caso do estudo das décadas futuras, o valor máximo obtido foi de 6,8 °C. No caso das temperaturas para o período futuro, obtivemos tamén unha tendencia claramente ascendente, destacando os valores de temperaturas máximas medias para as cidades de Ourense (30°C), Vigo e Pontevedra (28°C ambas) a finais de século. Será a cidade coruñesa a menos afectada por este incremento, pois agárdase segundo o noso estudo unha temperatura media de 23°C, tamén de cara a finais de século.

Para analizar como evolucionarán os eventos extremos no futuro procedeuse o seu cálculo empregando unha metodoloxía baseada no cálculo dos percentís para establecer os valores umbrais a partir dos cales consideramos un evento coma extremo. Neste caso consideramos que este enfoque é o máis apropiado xa que o cálculo se fai tendo en conta as características específicas de cada cidade, que é importante para coñecer tamén se a adaptación ós cambios será máis ou menos problemática, posto que na actualidade un valor de, por exemplo, 30°C pode ser considerado extremo nunha cidade e noutra non. Así, e de esperar que cidades que na actualidade xa sofren maiores temperaturas máximas medias estarán mellor adaptadas para paliar os efectos negativos do incremento que comentamos.

En relación ós eventos extremos tamén nos atopamos cunha tendencia de aumento ao longo do período futuro. Neste caso, cabe destacar que segundo os nosos estudos e análises, nas primeiras décadas do século XXI ningunha cidade supera o valor de 20 días con temperaturas extremas por ano e sen embargo se nos fixamos na recta final do século, xa nos atopamos con valores

preto de 40 días por ano en cidades coma Ourense, Vigo ou Santiago. É dicir, estamos a falar dun aumento que suporía literalmente o dobre de eventos extremos para estas cidades.

En canto as vagas de calor, o que observamos é que igual cas temperaturas máximas medias e os extremos, mostran tamén unha tendencia de ascenso ao longo do período futuro. Será nas cidades de Ourense, Vigo e Pontevedra onde maior número de vagas nos poderemos atopar ao longo do século, con valores de incremento lixeiramente superiores a 0,5 vagas por década. Cabe destacar que, como xa se mencionou nos puntos anteriores (coma por exemplo cando falamos do informe sobre as vagas de calor desenrolado por deCastro *et al.*, (2011), as vagas de calor son un fenómeno climatolóxico cun potencial perigoso realmente elevado, pois trátase de eventos temporais nos cales a zona afectada sofre unhas temperaturas moi elevadas prolongadas durante 3 días, podendo sufrir así graves consecuencias tanto a nivel natural (medio ambiente, fauna, flora, etc.) como a nivel social (efectos directos sobre a propia poboación civil). En resumo, é moi importante lograr unha concienciación eficiente sobre o perigo real que ditos fenómenos poden ocasionar.

Os resultados do presente estudo comparáronse cos resultados obtidos no “Informe de cambio climático de Galicia (2012-2015)” (Xunta de Galicia, 2016) elaborado pola Subdirección Xeral de Meteoroloxía e Cambio Climático pertencente á Xunta de Galicia. Neste informe abórdanse entre outros temas os puntos das temperaturas máximas, eventos extremos e vagas de calor. Neste caso, e baseándose nos resultados obtidos de análises en MeteoGalicia e tendo en conta o escenario RCP8.5, o informe expón que a liña de tendencia das temperatura máximas vai ir en

aumento ao longo das próximas décadas, falando no informe dun aumento medio nas temperaturas máximas de entre 5 e 6 °C durante o verán no interior de Galicia. Neste caso toman como referencia o intervalo temporal futuro 2061-2090 polo intervalo 2006-2099 que tomamos neste traballo, polo cal a comparación pode resultarnos perfectamente válida, pois o intervalo empregado no informe atópase dentro do intervalo empregado neste traballo. No tocante aos eventos extremos e baseándose en datos obtidos en MeteoGalicia, no informe apuntan un rango de aumento do 10-20% na frecuencia de aparición en vistas á fin do século. Como podemos apreciar, tanto os nosos estudos coma os do informe atópanse nunha sintonía bastante semellante.

Como ben mencionamos con anterioridade á hora de falar das temperaturas máximas, hai un factor denominado adaptabilidade o cal será moi importante para o desenrolo das 7 cidades galegas no futuro. Podemos definir este factor como a capacidade que terá cada cidade para asimilar da maneira máis eficiente posible os efectos que terán sobre as mesmas os aumentos de temperatura e a aparición de eventos extremos e vagas de calor no futuro. Por exemplo, Ourense será unha cidade que estará “mellor preparada” neste aspecto ca por exemplo Ferrol ou A Coruña, pois esta últimas non acostuman a sufrir picos de temperatura tan elevados coma Ourense. Isto quere dicir que ao longo do período, aínda que Ourense se enfrente a temperaturas máis altas cás outras, tamén cabe destacar que a primeira poderá ter unha mellor capacidade de adaptación ao novo escenario que se lle presente debido ó costume da cidade a elevadas temperaturas. Do mesmo xeito, tamén é necesario deixar claro que o feito de que nunha cidade coma Ourense, na cal as temperaturas “anormalmente” elevadas son máis comúns que noutras

cidades se incrementen todavía máis estes valores de temperatura pode dar lugar a situacións de gravidade extrema coma por exemplo pode ser un aumento drástico na porcentaxe de mortes a causa dos aumentos de temperatura e da aparición de eventos extremos e vagas de calor con maior frecuencia e en maior cantidade ca noutras localidades. Por exemplo, como ben puidemos ver no apartado de Resultados, en cidades coma Ourense ou Santiago atopámonos con valores de aumento de aproximadamente 6-7 °C nos valores de temperaturas máximas para o período de estudo futuro (2006-2099), superando en 3 °C a outras cidades coma A Coruña. E neste ámbito de estudo, unha diferenza de 3 °C é moi significativa. Estes datos, deberían servir a modo de concienciación dos diferentes gobernos e das diferentes institucións relevantes neste ámbito, para poder así ter a capacidade futura de poder establecer algún tipo de plan preventivo, para evitar que se chegue a escenarios tan bruscos e dramáticos como o é o escenario RCP 8.5

5. Conclusións

O presente traballo analizou a evolución futura das temperaturas máximas durante a estación cálida (xuño-setembro) nas sete principais cidades galegas: Vigo, Pontevedra, Santiago, A Coruña, Ferrol, Lugo e Ourense. Para este fin, empregáronse datos de temperaturas máximas obtidos do proxecto EURO-CORDEX (12 RCMs) baixo o escenario RCP8.5 para o período histórico (1980-2005) e futuro (2006-2099). Con esta información analizáronse as tendencias futuras das temperaturas máximas, do número de eventos extremos e das vagas de calor. As principais conclusións ás que chegamos son as seguintes:

- As temperaturas máximas irán en aumento ao longo do século XXI

nas 7 cidades galegas estudadas, chegando a darse aumentos moi significativos en certos casos coma o de Ourense ou Santiago cun aumento aproximado de 6-7 °C para finais de século.

- Os eventos extremos tamén irán en aumento durante as vindeiras décadas. Este síntoma de aumento será común de novo para tódalas cidades estudadas. As máis afectadas serán as cidades de Ourense (4,1 días/década) e Vigo (3,6 días/década), mentres que Ferrol (2,57 días/década) e Lugo (2,9 días/década) serán as que menos.
- As vagas de calor tamén se incrementarán no futuro, mostrando unha tendencia ascendente nas 7 cidades no futuro. Tamén na mesma liña, destacaremos o incremento de Ourense como a cidade máis afectada xunto a Vigo e Pontevedra, mostrando as tres uns valores lixeiramente superiores a 0,5 vagas/década para finais de século. As cidades de Ferrol, Santiago e Lugo amosaron valores de incremento lixeiramente máis baixos, con valores arredor de 0,4 vagas/década.

En definitiva, todos os resultados analizados lévannos á mesma fin: o aumento da temperatura máxima xa é un problema importante no presente, pero vai camiño de converterse nun problema máis grave no futuro. Ante este escenario, as zonas afectadas deberán de buscar algún xeito de aplicar medidas tanto a nivel ambiental como a nivel

social, para trataren de paliar da mellor forma posíbel os efectos adversos do incremento no número de eventos extremos e no número de vagas de calor estación cálida. Para contrarrestar estes posibles desenlaces fatais, as cidades terán que tratar de aplicar plans e medidas eficaces para seren capaces de levar a cabo un proceso de adaptación ao novo escenario que se lle presentará nas vindeiras décadas da mellor forma posíbel, intentando sufrir os mínimos danos durante o proceso.

Tódolos datos mostrados e estudados durante este traballo así coma noutros traballos desta índole deixan clara unha conclusión global e común: é necesaria (e urxente) unha concienciación real e unha aceptación do verdadeiro perigo que supón para a sociedade o cambio climático que estamos a vivir e que vivirán, no caso de seguir así, as vindeiras xeracións nun escenario aínda máis complicado se cabe, e isto precisa dunha aplicación de medidas e solucións inminentes.

Referencias

- DeCastro, M., Gomez-Gesteira, M., Ramos, A. M., Alvarez, I., & DeCastro, P. (2011). Effects of heat waves on human mortality, Galicia, Spain. *Climate Research*, 48 (2-3), 333-341.
- Hay, J.E., Easterling, D., Ebi, K.L., Kitoh, A., & Parry, M. (2016). Introduction to the special issue: Observed and projected changes in weather and climate extremes. *Weather and Climate Extremes* 11, 1-3.
- Hoeppe, P. (2016). Trends in weather related disasters - Consequences for insurers and society. *Weather and Climate Extremes* 11, 70-79.
- IPCC, (2013). Cambio climático 2013: Bases físicas. Contribución del grupo de trabajo I al Quinto Informe de

- Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. TF Stocker, D. Qin, G-K. Plattner, MMB. Tignor, SK. Allen, J.Boschung, A. Nauels, Y.Xla, V. & Bex, PM. Midgley, (eds.), Cambridge University Press.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., ... & Georgopoulou, E. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional environmental change*, 14(2), 563-578.
- Karl, T.R., & Easterling, D.R. (1999). Climate Extremes: Selected review and future research directions. *Climate Change* 42:309. doi:10.1023/A:1005436904097.
- Moss, R., Babiker, W., Brinkman, S., Calvo, E., Carter, T., Edmonds, J., ... & Jones, R. N. (2008). Towards new scenarios for the analysis of emissions: Climate change, impacts and response strategies.
- Schoof, J.T., & Robeson, S.M. (2016). Projecting changes in regional temperature and precipitation extremes in the United States. *Weather and Climate Extremes*, 11, 28-40.
- Sillmann, J., & Roeckner, E. (2008). Indices for extreme events in projections of anthropogenic climate change. *Climatic Change*, 86(1-2), 83-104.
- Wehner, M. (2013). Methods of projecting future changes in extremes. In *Extremes in a Changing Climate* (pp. 223-237). Springer, Dordrecht.
- Xunta de Galicia (2016). Informe de cambio climático de Galicia (2012-2015). Elaborado pola Consellería de Medio Ambiente, Territorio e Vivenda. URL: https://cambioclimatico.xunta.gal/c/document_library/get_file?file_path=/portal-cambio-climatico/Documentos_xeral/INFOR MECC2.pdf.