

La temperatura superficial del mar como herramienta de predicción climática

I. IGLESIAS*, M.N. LORENZO, M. GÓMEZ-GESTEIRA

* isaiglesias@uvigo.es

*Environmental Physics Laboratory, Facultade de Ciencias,
Universidade de Vigo*

Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain

y

J.J. TABOADA

MeteoGalicia

Santiago de Compostela, Spain

RESUMEN

Este estudio investiga las relaciones existentes entre las anomalías en la temperatura superficial del Atlántico Norte y un índice regional de precipitación aplicado al noroeste de la Península Ibérica. Se aplicó durante un período que va desde 1951 hasta el 2006, con escala temporal mensual y utilizando la correlación producto-momento de Pearson. Los resultados muestran una fuerte influencia de las anomalías de temperatura superficial oceánica sobre el índice de precipitación utilizado en algunos meses (febrero, abril, mayo, octubre y diciembre). La persistencia observada con desfases de dos meses permite la utilización de esta herramienta para predecir la precipitación. Las áreas del Atlántico Norte que muestran una alta correlación fueron convertidas en clústeres y utilizadas como variables de entrada de un modelo de regresión lineal. Se observaron correlaciones altas entre las anomalías de la lluvia predicha con este método y la observada.

Keywords: Noroeste de la Península Ibérica, temperatura superficial del mar, Atlántico Norte, precipitación, predictabilidad, análisis lineal, clústeres, Test de Student, Test de finitud, Test de interdependencia

1 Introducción

Se puede considerar a los océanos como uno de los principales componentes de regulación climática. Son la principal fuente de agua del planeta: cubren el 70.8% de la superficie del globo y contienen el 97% de toda el agua terrestre. Los océanos son calentados por los rayos solares convirtiéndose en el almacén de la mayor parte del calor mundial. Por esta razón su papel térmico es fundamental. Este almacenamiento de calor hace que su temperatura sea más elevada en invierno y más baja en verano si la comparamos con la tierra continental que se sitúa en su misma latitud. Todo esto se cumple a pesar de que las corrientes oceánicas dan lugar a desviaciones locales de esta norma. Este calor es adquirido y perdido muy lentamente debido a que el océano tiene un albedo muy bajo, alrededor del 10%, y absorbe la radiación solar de forma muy eficiente. La temperatura de las masas de agua la determinan tres flujos de calor: el intercambio de calor entre la atmósfera y el océano, el calor transferido por advección y difusión turbulenta y el imperceptible intercambio de calor en las aguas profundas oceánicas. Bajo estas condiciones, la temperatura superficial del mar (SST) juega un papel clave en el control del clima y estará influida por parámetros climáticos, meteorológicos, hidrodinámicos y topográficos. La temperatura promedio de toda el agua oceánica es 3.8 °C. Sin embargo, la distribución de la SST, con algunas variaciones, dependiendo de las corrientes marinas y de las masas continentales, varía desde -2 °C en el polo a 30 °C en el ecuador. Por ser la Tierra esférica y rotar alrededor del Sol con un cierto ángulo de inclinación, la cantidad de calor que recibe el océano varía con la latitud y la estación del año. De esta forma, la SST no se distribuirá de forma uniforme y será más cálida en

latitudes bajas y más fría en latitudes altas (Toba, 2003).

La monitorización de la SST es compleja debido a la vasta área oceánica y a los problemas en la toma de datos. Actualmente, los medios para su obtención son las observaciones realizadas por barcos, plataformas de observación meteorológica en el océano, boyas marinas y satélites. Puede haber modificación en las series temporales debido a los cambios en las técnicas de medición y la evolución de la instrumentación. Es por esto que se realizan correcciones en los datos de épocas anteriores. Se han creado varias series de datos en las últimas décadas que aportan a la comunidad científica series temporales de SST bastante fiables (Smith et al., 2008) que permiten la realización de numerosos trabajos sobre tendencias de la misma desde el siglo pasado, tanto en el mundo en general como en la Península Ibérica en particular (Gómez- Gesteira et al, 2008; deCastro et al., 2009).

Existe una íntima relación entre la atmósfera y el océano, pero hay que tener en cuenta que el sistema acoplado atmósfera-océano no puede permanecer en un estado estacionario ya que oscila constantemente alrededor de un punto de equilibrio. Estos dos sistemas son no lineales y tienen muchos grados de libertad, lo que complica su estudio. Sin embargo la SST puede ser útil en el estudio de estas relaciones ya que es el indicador de la interacción dinámica que existe entre estos dos medios. Se necesita el valor absoluto de la SST para estimar los flujos atmósfera-océano (Toba, 2003). Determinados procesos físicos que relacionan la atmósfera y el océano, como son la evaporación, la precipitación o el calentamiento atmosférico dependen directamente de la SST. Debido a la alta inercia del mar, a que la dinámica oceánica es mucho más lenta que la atmosférica y a la gran masa térmica de los océanos, la SST es una

variable fiable para ser usada como predictor climático (Rodwell et al., 1999). Se han realizado estudios en las pasadas décadas que demuestran que esta variable es de gran utilidad en la predicción mensual y estacional de la lluvia (Barnston, 1994). Esto es debido a que las anomalías que se puedan presentar en determinadas variables atmosféricas, en particular en la precipitación, suelen estar asociadas con anomalías de la SST (SSTA) en escalas temporales de meses o incluso de estaciones.

La variabilidad del clima en Europa es difícil de predecir debido a que está ubicado en latitudes medias. En estas latitudes, la ausencia de un forzamiento similar al ENSO, donde el acoplamiento atmósfera-océano se produzca de una

forma clara y fuerte, hace que sea complicado llevar a cabo una identificación de las conexiones atmósfera-océano y que la previsión estacional para estas regiones no esté muy desarrollada.

La parte Atlántica de la Península Ibérica, en particular Galicia (42-44°N, 10.5-6°O), tiene una gran influencia oceánica en su clima. Galicia está ubicada en la región húmeda de la Península Ibérica, siendo la parte más occidental del continente europeo y está rodeada de océano en el 50% de su perímetro. La mayor parte de su precipitación ocurre entre Octubre y Marzo, con un máximo en invierno (noviembre, diciembre, enero y febrero) y un mínimo en verano (junio, julio y agosto) (ver figura 1).

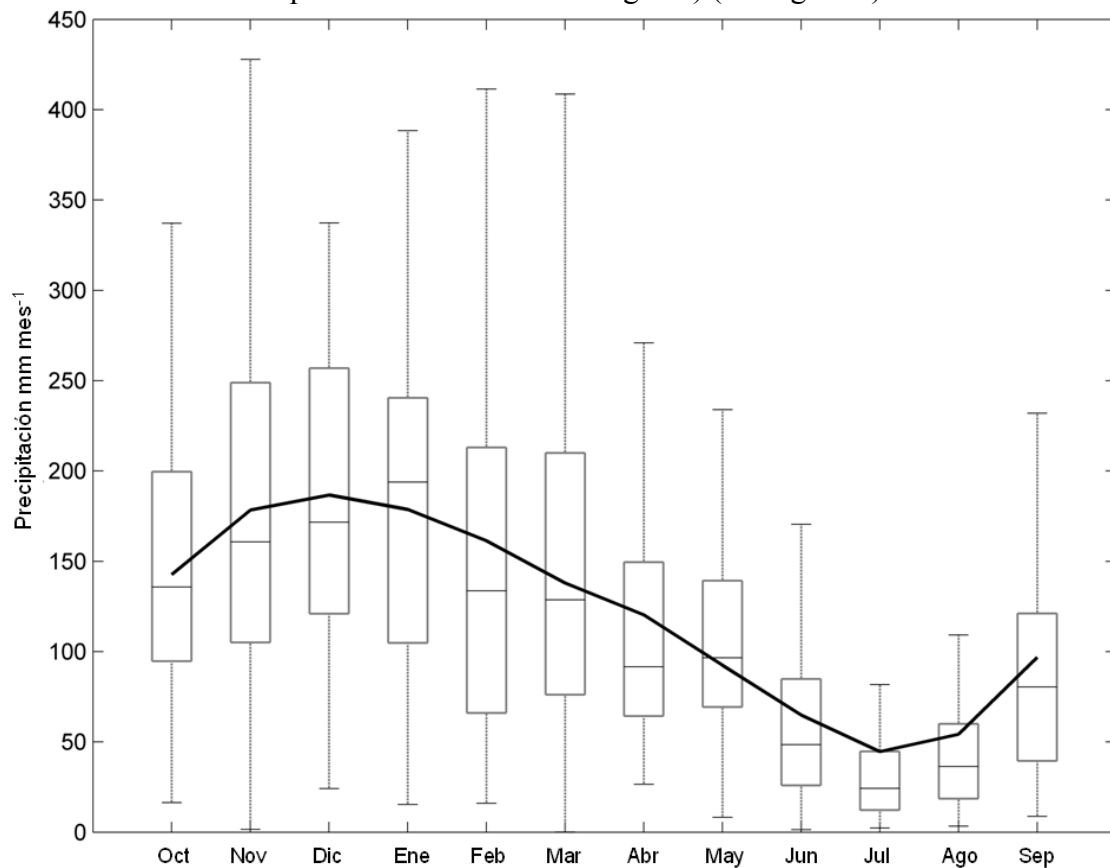


FIG 1: Variabilidad del ciclo hidrológico anual para la precipitación mensual de Galicia desde 1951 hasta el 2006. La línea representa la media mensual, la línea dentro de cada caja representa el valor medio para cada mes, el marcador superior/inferior del diagrama de cajas representa el máximo/mínimo valor de la precipitación y los límites superior/inferior de cada caja representan el tercer/primer cuartil respectivamente.

En invierno la corriente en chorro polar se sitúa en sus latitudes más bajas

permitiendo que los frentes fríos atraviesen el Atlántico Norte, llegando a

Galicia con importantes cantidades de precipitación. En primavera estos eventos disminuyen aunque, en media, esta estación es responsable del 24% de la precipitación anual (Lorenzo et al., 2009).

Los distintos componentes del sistema climático, y en particular la atmósfera y el océano, interaccionan entre sí de diferentes formas. Evaporación, precipitación y calentamiento atmosférico son algunos de los procesos que relacionan la SST con la atmósfera. Así, las anomalías de SST suelen ir acompañadas de anomalías en variables atmosféricas, en escalas temporales mensuales o estacionales. Los diferentes patrones de SST que se generen pueden inducir diferentes patrones en la atmósfera dando lugar a distintas situaciones. El hecho de que la dinámica oceánica sea más lenta que la atmosférica permite obtener cierto grado de predicción.

En este estudio se analizará como realizar la predicción de la evolución futura de la precipitación en una determinada área a partir del conocimiento de la SST. Este tipo de predicción es de vital importancia económica, porque permite predecir con unos meses de antelación el nivel de precipitación, lo cual puede ser utilizado para decidir la política a seguir con el agua acumulada en los embalses.

2 Datos utilizados

La base de datos de SST utilizada en este estudio se obtuvo de la página web de NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, EEUU, (<http://www.cdc.noaa.gov/>). Aunque existen diferentes versiones, en el presente estudio se utilizará la última de ellas (versión 3) (Smith et al., 2008). La media mensual de esta variable se distribuye en celdas de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, cubriendo el período desde 1854 hasta la actualidad, aunque la fiabilidad

estadística es importante sólo a partir de 1880. En este trabajo se tomarán los datos de SST entre enero de 1951 y diciembre del 2006.

Los datos de precipitación mensual están medidos en milímetros (mm) y cubren todo el territorio gallego. Proviene de la red de estaciones meteorológicas de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y de la red de estaciones meteorológicas de la Xunta de Galicia. De todas las estaciones meteorológicas disponibles se escogieron aquellas que tenían las series temporales más largas, coincidentes con el período de estudio elegido para la SST.

3 Métodos empleados

El método utilizado en la elaboración de este trabajo consiste de los siguientes pasos:

3.1 Toma de datos de SST y *detrend*.

De la base de datos de SST se toman los valores de la zona de interés durante el periodo de estudio. Al valor de SST de cada celda considerada se le extrajo su tendencia lineal y se normalizó con la correspondiente desviación estándar. Este proceso, que recibe el nombre de *detrend*, es especialmente importante para aquellas variables, como la temperatura que han tenido una tendencia clara, de aumento en este caso, durante el periodo de estudio.

3.2 Cálculo de anomalía de SST.

Tras el proceso de *detrend*, a los datos de SST se les calcula su anomalía. Esta representa su separación con respecto al valor medio durante un cierto periodo de referencia. El uso de la variable anomalía en lugar de la variable directa, SST, permite comparar meses cuyo valor medio es muy diferente entre sí. Así, por ejemplo, un enero especialmente cálido será siempre más frío que un agosto

especialmente frío, por lo que si se considera la anomalía de todos los meses que componen un año podrá verse que meses han estado por encima o debajo de la media, independientemente de que un mes sea de verano o invierno. La forma de cálculo de las SSTA es la siguiente:

$$SSTA_{ij} = SST_{ij} - \overline{SST}_{ij} \quad (1)$$

donde los índices i y j hacen referencia a la estación y al punto particular de medida, respectivamente.

3.3 Anomalía de precipitación.

Los datos de precipitación se expresan como anomalías relativas al período de estudio. El índice de anomalía de la lluvia es adimensional y de él se obtiene una primera aproximación de las variaciones mensuales. Recibirá el nombre de *NWIPR* (NorthWest Iberian Peninsula Rainfall es decir, precipitación en el noroeste de la Península Ibérica) y se define como

$$NWIPR = 100 \sum_1^N \left(X / \bar{X} \right) \quad (2)$$

donde X es la anomalía de lluvia mensual en una estación (mm), \bar{X} es la media anual de lluvia de la estación (mm) y N el número de estaciones (Philips y McGregor, 2001, Philips y McGregor, 2002, Lorenzo et al., 2009).

3.4 Test de Student.

El coeficiente de correlación de Pearson es un índice estadístico que mide la relación lineal que puede existir entre dos variables cuantitativas. Por lo tanto, se utiliza para asegurar que la relación entre la SSTA de cada celda cuadrada y *NWIPR* sea lineal. Una correlación indica la fuerza y la dirección de una relación lineal entre dos variables aleatorias. Se considera que dos variables están correlacionadas cuando los valores de una de ellas varían sistemáticamente con respecto a los valores de la otra. El Test de Student se

utiliza para comparar dos grupos independientes de observaciones con respecto a una variable numérica. Teniendo dos variables aleatorias gaussianas con una misma varianza, permite saber si tienen medias diferentes. Utilizando el Test de Student se consideraron solo aquellas correlaciones que mostraran un coeficiente de significancia mayor del 95%.

Es bien conocido que la correlación entre dos series puede darse de forma fortuita. Por ello, deben elaborarse una serie de tests que permitan descartar la posibilidad de una correlación aleatoria.

3.5 Test de finitud (finitness).

Para evitar correlaciones estadísticamente significativas entre números que realmente no están relacionados entre sí, se aplica un test de finitud. La celda tiene una determinada dimensión y por lo tanto es finita (Philips y McGregor, 2002). Esta dimensión se calcula asumiendo que, cuando se calcula el coeficiente de correlación para cualquier celda cuadrada dada, hay dos posibles salidas: Salida a: El coeficiente es significativo con un nivel de confianza del 95%. Salida b: El coeficiente no es significativo al 95%. Este proceso se repite N veces, siendo N el número de celdas cuadradas de la matriz de datos. Un proceso que tiene dos salidas (a+b) repetido N veces, tiene una distribución binomial de probabilidad. La expansión binomial de $(a+b)^N$ puede ser utilizada para determinar el número de celdas cuadradas que deberían tener correlaciones estadísticas significativas al 95% de nivel de confianza de un total de N , de tal forma que la probabilidad de que un resultado ocurra por azar sea menor que 0.05 (Livezey y Chen, 1983). Para el análisis mensual, restringido al Atlántico Norte, se utilizaron 1471 test independientes, así el porcentaje mínimo de celdas cuadradas que deben tener

correlaciones estadísticamente significativas al 95% está en el orden del 5%, siguiendo el diagrama de Livezey y Chen (1983).

3.6 Test de interdependencia.

El valor de SST de una celda cuadrada no es independiente del valor de SST que tienen las celdas cuadradas colindantes. Así, el límite impuesto por el criterio de finitud es muy bajo y se deberá aplicar un método más restrictivo. El método de Monte Carlo (Livezey y Chen, 1983) es un método probabilístico que utiliza simulaciones sucesivas de números aleatorios para analizar las distribuciones estadísticas de las variables consideradas. Resulta un método válido cuando no es posible estimar el número de test que son completamente independientes. Es un procedimiento que se realiza de forma repetitiva con diferentes entradas aleatorias obteniendo diferentes salidas estadísticas de los campos que se han considerado. A la hora de aplicarlo hay que tener en cuenta algunas consideraciones: La componente aleatoria debe introducirse de tal manera que conserve la interdependencia ya que son los efectos de ésta los que se desean analizar y el número de simulaciones debe ser lo suficientemente amplio como para estimar apropiadamente la distribución de probabilidad. Para esta simulación se reemplazan las series de precipitación con series aleatorias generadas por una población normal con media y varianza idénticas a las series de precipitación real. Así, las simulaciones de Monte Carlo (Livezey y Chen, 1983; Wilks, 1995) se utilizan en test de significancia de campo en los cuales la matriz está espacialmente correlacionada y por lo tanto usaremos este tipo de simulaciones con los datos de SST de dos meses: agosto y diciembre. Se eligieron estos dos meses por ser los más extremos en el régimen de lluvias de

nuestra región: agosto es el que presenta menor precipitación y diciembre es el que presenta mayor precipitación (ver figura 1). Los valores de las series aleatorias se correlacionan con los valores correspondientes de SSTA de las N celdas cuadradas y se busca el número de coeficientes que sean estadísticamente significativos a 0.05. Se repite el proceso un número de veces del orden del número de celdas. En cada nueva tirada al azar se registra el número de celdas que están correlacionadas con la serie de ruido con un nivel de confianza superior al 95%. Dicho número de celdas se representa por M . De todas las tiradas, se selecciona el 10% con el valor más alto de M y se calcula su media: $\langle M \rangle$. Sólo se considerará que los puntos determinados por la correlación real son válidos cuando el número de celdas con correlación significativa sobrepasa el valor de $\langle M \rangle$. Se utilizará el criterio de interdependencia por ser más restrictivo que el de finitud.

3.7 Localización de clústeres.

Se utilizarán clústeres, que se definirán como aquellas regiones con una fuerte correlación entre las dos variables utilizadas y un tamaño mínimo. Nótese que estos clústeres sólo se identificarán para aquellos meses que verifiquen el test de interdependencia. Primero se considerarán las áreas oceánicas con correlaciones SSTA:NWIPR mayores del 95% para cada mes y con diferentes desfases. Debe recordarse que el objetivo del método es predecir si la lluvia será mayor o menor que la media de precipitación en una región considerada a partir de los valores de SST en los meses anteriores. Después se identifican las áreas comunes a todos los desfases. Los valores medios de las SSTA de los clústeres considerados se utilizarán como variables de entrada de los modelos de regresión lineal que especificarán la anomalía en la precipitación debida a las

anomalías de SSTA. Se establece así una dependencia lineal entre la temperatura de los diferentes clústeres y la precipitación futura. Realmente, se trata de una dependencia multilínea ya que se consideran diferentes clústeres y diferentes desfases, normalmente de 1 y 2 meses.

3.8 Elaboración de tablas de contingencia.

Con los modelos anteriormente descritos se calculan los valores predichos de NWIPR y se comparan con los datos originales de NWIPR para comprobar la veracidad del método. Se puede crear un predictor discreto asumiendo dos posibles estados de la anomalía de precipitación: mayor o menor que el estado normal. Normalmente, sólo se considerarán los valores que estén fuera

del intervalo $\langle \text{NWIPR} \rangle \pm 1/2\sigma(\text{NWIPR})$ por tratarse de los eventos extremos. Con estos resultados y los modelos de regresión lineal se elaboran tablas de contingencia que comparan los datos predichos con los datos reales.

4 Resultados

La región de SST empleada en este trabajo corresponde al área del Atlántico Norte (0-70°N y 100°O-20°E, ver figura 2a) y el periodo de estudio sobre el que se calculan las anomalías estará entre 1951 y el 2006.

Para el estudio de la lluvia en Galicia se eligieron 4 estaciones situadas respectivamente en A Coruña (aeropuerto), Santiago de Compostela (aeropuerto), Pontevedra (Lourizán) y Vigo (aeropuerto) (ver figura 2b).

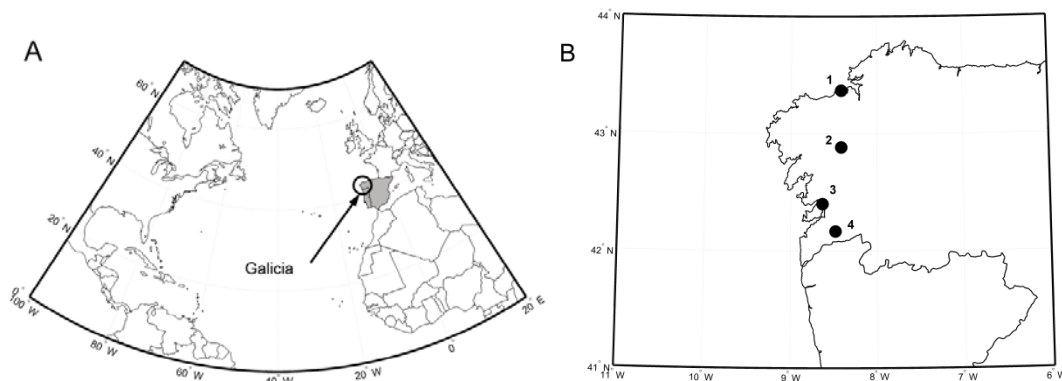


FIG 2: a) Región del Atlántico Norte considerada en este trabajo y ubicación de Galicia b) Ubicación geográfica de las estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio A Coruña (1), Santiago de Compostela (2), Pontevedra (3) y Vigo (4).

Inicialmente se buscaron las correlaciones de Pearson con desfase desde 0 hasta 3 meses entre las anomalías de la SSTA del Atlántico Norte y NWIPR, calculando las correlaciones de las medias mensuales SSTA:NWIPR. Estas correlaciones sin desfase y con distintos desfases están representadas en la tabla 1.

Mes	Porcentaje significativo (Desfase 0)	Porcentaje significativo (Desfase 1)	Porcentaje significativo (Desfase 2)	Porcentaje significativo (Desfase 3)
Enero	13.5	32.0*	6.0	16.2
Febrero	32.2*	11.2	15.7	14.3
Marzo	16.6	23.5*	31.2*	7.8
Abril	22.2*	20.5*	11.8	0.6
Mayo	27.8*	7.0	6.9	15.2
Junio	11.1	12.2	9.2	6.8
Julio	13.8	11.8	7.9	35.0*
Agosto	5.9	1.3	57.8*	14.1
Septiembre	3.0	67.8*	12.2	1.8
Octubre	68.7*	6.4	3.0	5.0
Noviembre	7.5	5.5	6.7	25.7*
Diciembre	20.6*	5.8	39.7*	14.8

TABLA 1: Test de significancia de campo para la correlación entre SSTA y NWIPR. Los meses y desfases que verifican el test de significancia de campo al nivel 0.1 están marcados con un asterisco.

Sólo 5 meses (febrero, abril, mayo, octubre y diciembre) presentan correlaciones estadísticamente significativas al considerar las correlaciones entre SSTA y NWIPR sin desfase. A pesar de eso, excluirémos diciembre en el estudio posterior porque su significancia pasa con dificultades el límite fijado por el criterio de interdependencia y, además, no se observan correlaciones significativas cuando se realiza el análisis considerando desfases. Resultados

similares se obtuvieron en el trabajo de Phillips y McGregor (2002) en el suroeste de Inglaterra y en el estudio de Phillips y Thorpe (2006) en Islandia. El criterio de interdependencia sólo se satisface para febrero, abril, mayo y octubre con 1 y 2 meses de desfase. El siguiente paso es analizar la distribución geográfica de las correlaciones significativas entre las SSTA y NWIPR (figura 3).

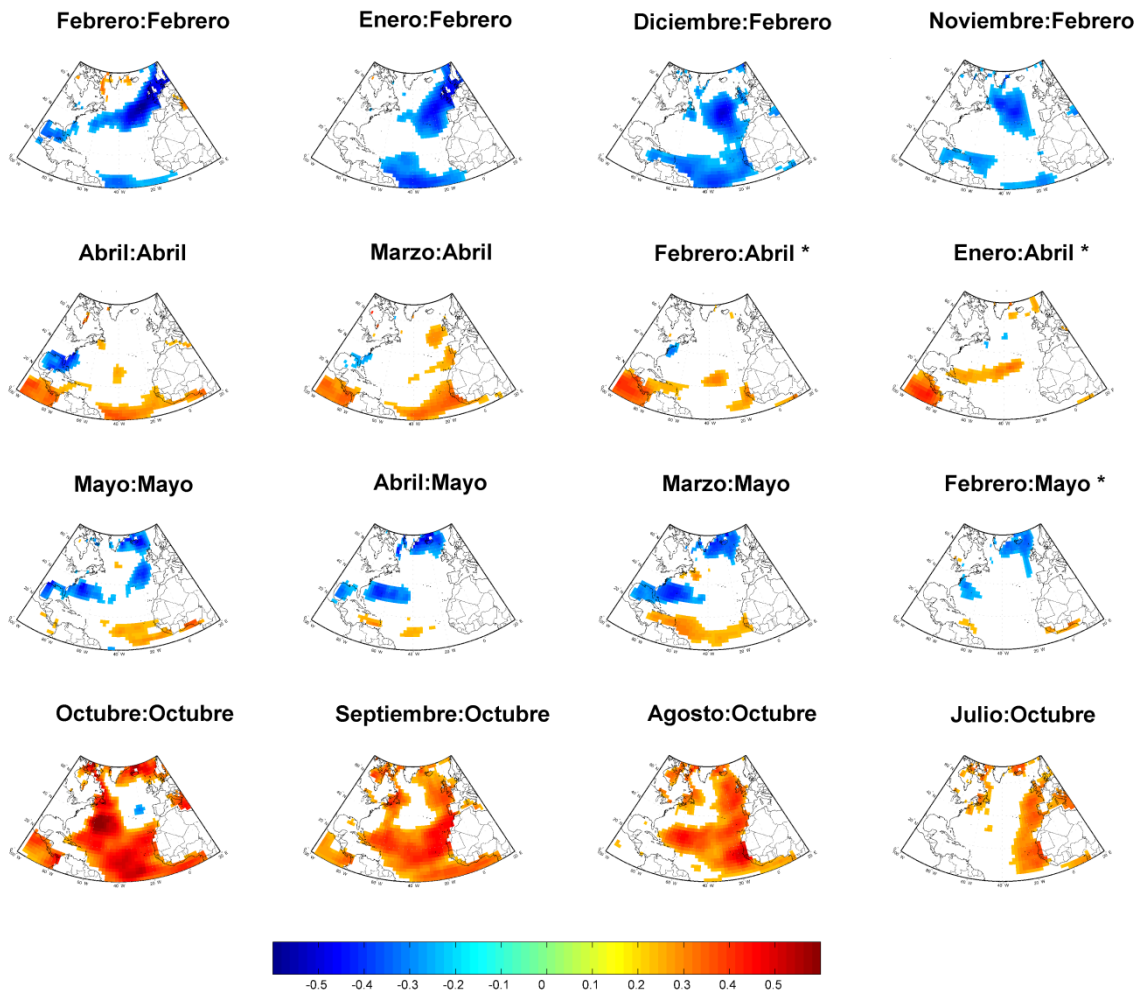


FIG 3: Distribución espacial de las correlaciones significativas SSTA:NWIPR. Las subfiguras marcadas con un asterisco no satisfacen el criterio de interdependencia aplicado.

Cuando analizamos, en la figura 3, las correlaciones sin desfase para febrero, podemos observar que existe una correlación negativa en forma de dos bandas que se alargan desde la costa americana hasta la región euro-africana. La primera banda está localizada en latitudes tropicales y se extiende desde Sudamérica hasta el Golfo de Guinea. La segunda cruza el Atlántico desde el Golfo de México hasta Escandinavia. El patrón de SSTA en noviembre, diciembre y enero (desfases 1, 2 y 3) relacionado con la lluvia en febrero se parece a la estructura del tripolo. Este “tripolo” oceánico está relacionado con la circulación atmosférica y con el patrón NAO invernal. Se puede observar que, en el tripolo, el lóbulo en la costa

este de los EEUU es insignificante. Este lóbulo solo se observa si consideramos una significancia del 90 %.

El patrón de SSTA en verano (julio, agosto y septiembre) relacionado con las anomalías de lluvia en octubre puede relacionarse con el patrón “horseshoe” (herradura) que aparece en esta estación. La anomalía negativa de SST fría que aparece al sureste de Terranova y la anomalía de SST cálida presente a lo largo del límite este del Atlántico pronostican una fase negativa de la NAO que se presentará meses más tarde (Czaja y Frankignoul, 1999; Drevillon et al., 2001; Cassou et al. 2004). En nuestro caso la correlación positiva con el límite este del Atlántico sugiere que el patrón de herradura precede a una NAO negativa que aumenta la posibilidad de

situaciones de lluvia en octubre, cuando los jet stream polares se aproximan a la latitud de Galicia. Además, en agosto y septiembre la “warm pool” atlántica o zona del Golfo de México está también positivamente correlacionada con la lluvia de octubre.

Los patrones que aparecen para mayo y abril no son tan claros. Una de sus explicaciones puede ser la posible distorsión del patrón tripolo por advección, con un patrón no discernible. Hay que hacer notar que para abril obtenemos un punto fuera del Atlántico, en el área del Pacífico ecuatorial, sugiriendo una conexión entre el área de “El Niño” y Galicia.

El siguiente paso es identificar los clústeres. Consideraremos correlaciones con desfase de 1 y 2 meses debido a la desaparición de la significancia de la

correlación de la SSTA con 3 meses. Los clústeres considerados (figura 4) serán:

- Febrero:
 - Clúster 1: Cerca de Irlanda y al suroeste de Gran Bretaña
 - Clúster 2: Atlántico ecuatorial central.
- Abril:
 - Clúster 1: En el Pacífico tropical, al sur de México
 - Clúster 2: En el Atlántico tropical, al sur de las islas de Cabo Verde
- Mayo:
 - Clúster 1: En frente de la costa este de los EEUU
 - Clúster 2: En el área que rodea a Islandia
- Octubre:
 - Clúster 1: En el área entre las islas Canarias y Cabo Verde
 - Clúster 2: Al norte del mar Caribe

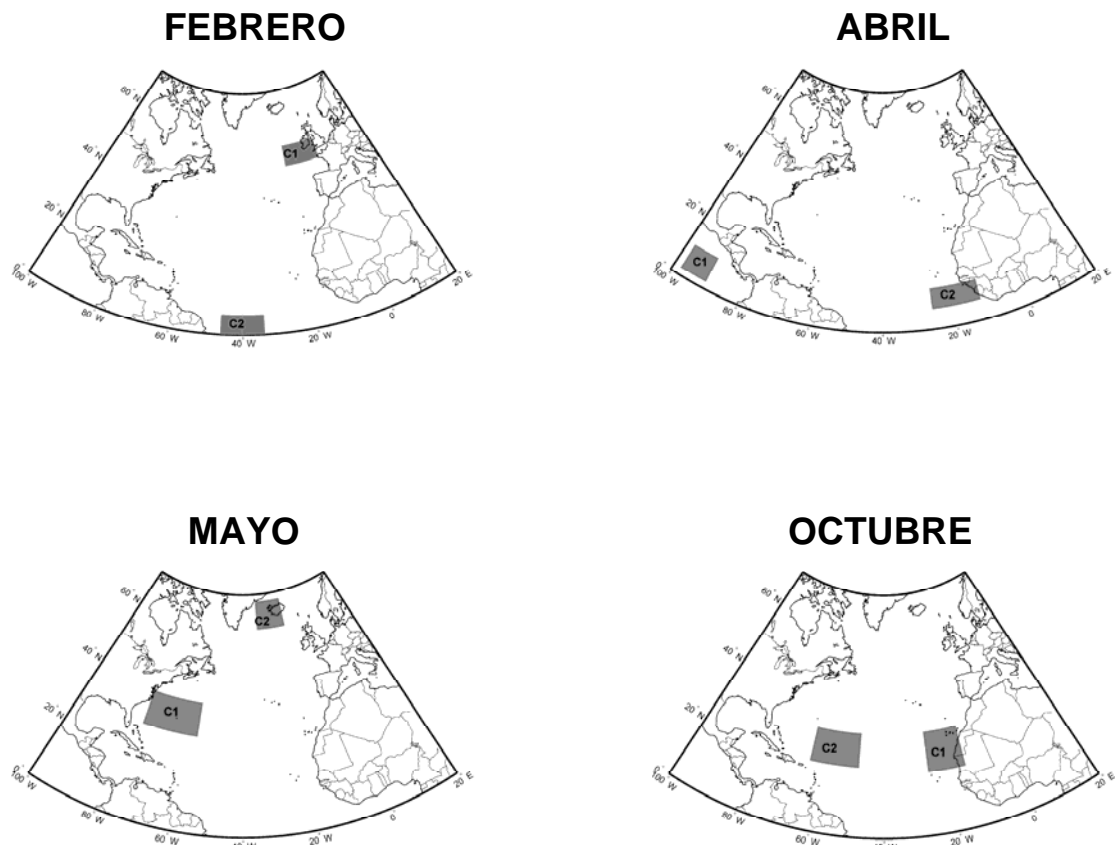


FIG 4: Clústeres considerados.

Se calculó la ecuación de regresión utilizando los clústeres de cada mes y considerando un mes y uno y dos meses

de desfase sobre NWIPR. Por lo tanto, las variables de entrada van a ser los valores medios de SSTA de los dos

clústeres considerados. Los resultados están resumidos en la tabla 2. En dicha tabla C_i hace referencia al número del

clúster (clúster 1 y clúster 2) y L_j es el desfase considerado para cada término.

Mes	Desfase	Ecuación	Correlación
Febrero	1 mes	$NWIPR=a*SSTA_C1L1+b*SSTA_C2L1$ $a=-0.3030, b=-0.3489$	0.5369
	1 y 2 mes	$NWIPR=a*SSTA_C1L1+b*SSTA_C2L1+c*SSTA_C1L2+d*SSTA_C2L2$ $a=-0.3588, b=-0.3389, c=-0.1176, d=0.2284$	0.5837
Abril	1 mes	$NWIPR=a*SSTA_C1L1+b*SSTA_C2L1$ $a=0.2655, b=0.1792$	0.4089
	1 y 2 mes	$NWIPR=a*SSTA_C1L1+b*SSTA_C2L1+c*SSTA_C1L2+d*SSTA_C2L2$ $a=-0.0221, b=0.1475, c=0.4189, d=-0.0208$	0.4355
Mayo	1 mes	$NWIPR=a*SSTA_C1L1+b*SSTA_C2L1$ $a=-0.4373, b=0.0422$	0.4156
	1 y 2 mes	$NWIPR=a*SSTA_C1L1+b*SSTA_C2L1+c*SSTA_C1L2+d*SSTA_C2L2$ $a=0.0214, b=0.2428, c=-0.1061, d=-0.0016$	0.5045
Octubre	1 mes	$NWIPR=a*SSTA_C1L1+b*SSTA_C2L1$ $a=0.2102, b=0.2234$	0.4525
	1 y 2 mes	$NWIPR=a*SSTA_C1L1+b*SSTA_C2L1+c*SSTA_C1L2+d*SSTA_C2L2$ $a=-0.2310, b=0.0421, c=0.4544, d=0.2823$	0.5862

TABLA 2: Anomalías de Precipitación de los meses considerados utilizando un mes y uno y dos meses de desfase sobre la SST.

En la figura 5 se muestra la comparación entre las anomalías de la lluvia real y la lluvia predicha para los meses significativos y en el período bajo estudio que va desde 1950 hasta el año 2006. El eje de las X representa los años y el eje de las Y representa la anomalía de lluvia. Para calcular los valores predichos se utilizaron las ecuaciones de la tabla 2. Los mejores resultados se obtuvieron en los meses de febrero y octubre. En general se puede observar en la figura 5, que la variabilidad de las series calculadas es baja si las comparamos con los valores reales. Esto se debe a que el análisis lineal utilizado

no tiene en cuenta los fenómenos extremos que pueden estar influidos por procesos no lineales. A pesar de esto, los resultados obtenidos muestran una correlación significativa entre SSTA y NWIPR desfasado. No obstante, esta correlación está siempre por debajo de 0.60, lo que indica que una parte importante de la variabilidad no puede ser explicada con un análisis lineal simple. Sin embargo, la relación entre las dos variables puede ser útil para anticipar posibles anomalías de lluvia (mayor o menor que la media) aunque no anticipará cuan anómala podrá ser.

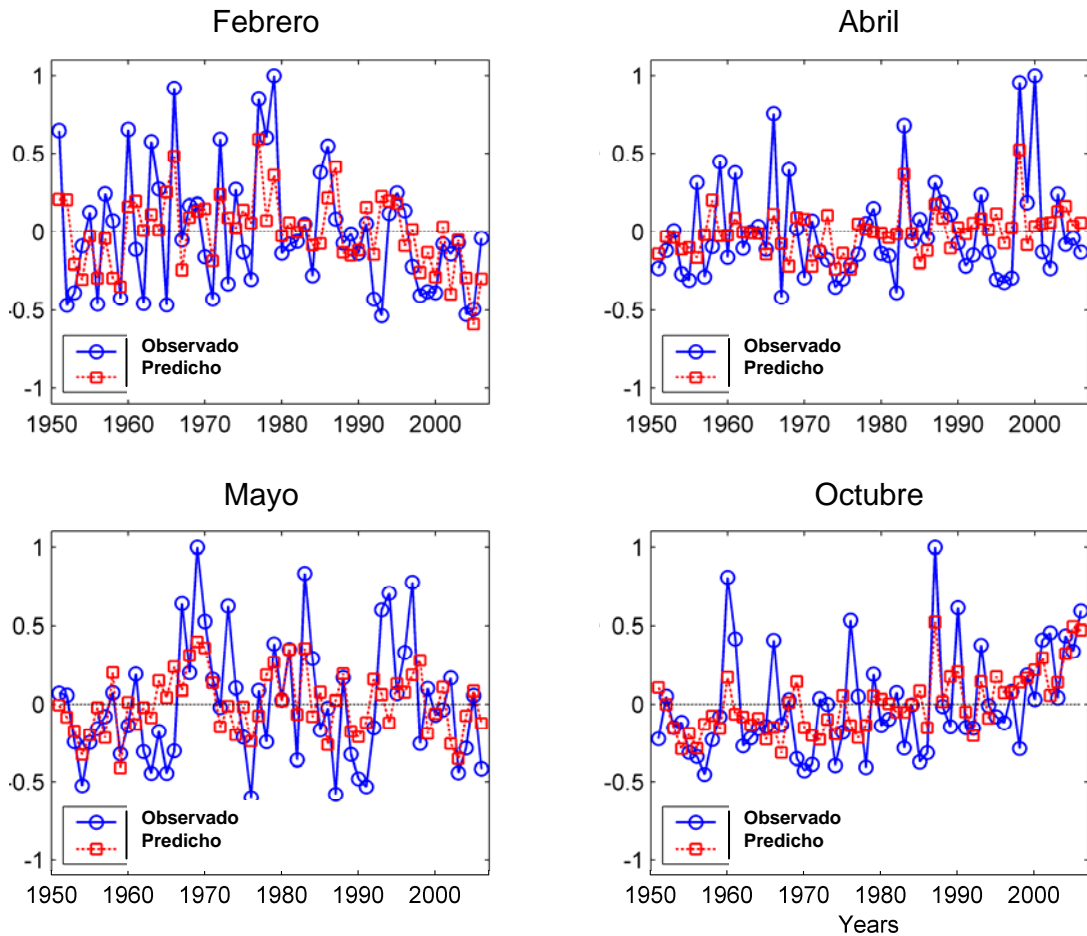


FIG 5: Comparación entre las anomalías de lluvia real y lluvia predicha.

Una vez calculadas las ecuaciones de los modelos de regresión lineal usando los clústeres con un mes y dos meses de

desfase se creará el predictor discreto. Los resultados se pueden ver en la tabla 3.

Febrero	Observado (-)	Observado (+)
Predicho (-)	10	0
Predicho (+)	3	8
Abril	Observado (-)	Observado (+)
Predicho (-)	8	3
Predicho (+)	2	8
Mayo	Observado (-)	Observado (+)
Predicho (-)	10	1
Predicho (+)	3	7
Octubre	Observado (-)	Observado (+)
Predicho (-)	9	2
Predicho (+)	3	9

TABLA 3: Tabla de contingencia utilizando las ecuaciones de los ajustes lineales para predecir eventos de precipitación extrema.

Los resultados observados muestran la exactitud del método en la predicción de

eventos extremos de precipitación, tanto aquellos que están por encima de la

media, como los que están por debajo. La peor predicción observada corresponde al mes de abril, donde sólo el 76% de los eventos extremos fueron correctamente identificados en la tabla de contingencia. La mejor predicción corresponde al mes de febrero con el 86%. El mes de mayo presenta un 81 % y el de octubre un 78 % de los eventos correctamente predichos.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación bajo el proyecto CGL2009-09143. J.J. Taboada agradece la financiación del Departamento de Medioambiente de la Xunta de Galicia.

Referencias

- Barnston, A. G., 1994: Linear statistical short-term climate predictive skill in the Northern Hemisphere. *J. Clim.*, 7, 1513-1564.
- Cassou, C., C. Deser, L. Terray, J. W. Hurrell, y M. Drévillon, 2004: Summer sea surface temperature conditions in the North Atlantic and their impact upon the atmospheric circulation in early winter. *J. Clim.*, 17, 3349-3363.
- deCastro, M., M. Gómez-Gesteira, I. Álvarez y J. L. G. Gesteira, 2009: Present warming within the context of cooling–warming cycles observed since 1854 in the Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.*, 29, 8, 1053-1059.
- Czaja, A. y C. Frankignoul, 1999: Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 26, (19), 2969-2972.
- Drévillon, M, L. Terray, P. Rogel y C. Cassou, 2001: Midlatitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP reanalysis. *Clim. Dyn.*, 18, 331-344.
- Gómez-Gesteira, M., M. deCastro, I. Álvarez, y J. L. G. Gesteira, 2008: Coastal sea surface temperature warming trend along the continental part of the Atlantic Arc (1985–2005). *J. Geophys. Res.*, 113.
- Livezey, R. E. y W. Y. Chen, 1983: Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques. *Mon. Weather Rev.*, 111, 46-59.
- Lorenzo, M. N., I. Iglesias, J. J. Taboada y M. Gómez-Gesteira, 2009: Relationship between monthly rainfall in NW Iberian Peninsula and North Atlantic sea surface temperature. *Int. J. Climatol.*, DOI 10.1002/joc.1959.
- Lorenzo, M. N., J. J. Taboada, I. Iglesias y M. Gómez-Gesteira, 2010: Predictability of the spring rainfall in North-west of Iberian from sea surfaces temperatures of ENSO areas. *Clim. Change.*, DOI: 10.1007/s10584-010-9991-6.
- Philips, I. D. y G. R. McGregor, 2001: Western European water vapour flux-Southwest England rainfall associations. *J. Hydrometeorol.*, 5, 505-523.
- Philips, I. D. y G. R. McGregor, 2002: The relationship between monthly and seasonal south-west England rainfall anomalies and concurrent North Atlantic sea surface temperatures. *Int. J. Climatol.*, 22, 197-217.
- Philips, I. D. y J. Thorpe, 2006: Icelandic precipitation-North Atlantic sea-surface temperature associations. *Int. J. Climatol.*, 26, 1201-1221.
- Rodwell M. J., D. P. Rowell y C. K. Folland 1999. Oceanic Forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European Climate. *Nature*, 398, 320-323.
- Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson y J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA's historical

- merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006). *J. Clim.*, 17, 2466-2477.
- Toba, Y. (editor) 2003. *Ocean-Atmosphere interactions*. Terra Scientific Publishing Company, Tokio. Kluber Academic Publishers, Dordrech, London, Boston.
- Wilks, D. S. 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: an Introduction*. International Geophysics Series, 59, Academic Press, 464 pp.