

EPHYSLAB
DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA
UNIVERSIDAD DE VIGO



INTERACCIÓN OCÉANO-ATMÓSFERA:
INFLUENCIA DE LA SST Y DE LA
CIRCULACIÓN TERMOHALINA

Memoria presentada por
Isabel Iglesias Fernández
para optar al título de doctor
por la Universidad de Vigo.
Octubre, 2010

Universidade de Vigo, Campus de Ourense
Isabel Iglesias Fernández (isaiglesias@uvigo.es)
Interacción océano-atmósfera: Influencia de la SST y de la circulación termohalina
Ourense, Octubre del 2010.

Imagen de la portada: http://www.psc.edu/research/parallel_apps/temp.00510.gif,
del proyecto High Tide in Ocean Modeling del Pittsburgh Supercomputing Center
(<http://www.psc.edu/science/OKeefe/OKeefe.html>)

Dra. María de las Nieves Lorenzo González profesora del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo y **Dr. Juan José Taboada Hidalgo** Coordinador de Predicción Operativa de Meteogalicia:

CERTIFICAN

Que la presente memoria titulada “Interacción océano-atmósfera: Influencia de la SST y de la circulación termohalina”, ha sido realizada bajo su dirección por Isabel Iglesias Fernández en el Departamento de Física Aplicada en el programa de doctorado de Ciencias del Clima: Meteorología, Oceanografía Física y Cambio Climático de la Facultad de Ciencias de Ourense para optar al título de Doctor por la Universidad de Vigo.

Y para que así conste firman la presente en Ourense a 4 de Octubre del 2010

Dra. María de las Nieves Lorenzo González

Dr. Juan José Taboada Hidalgo

Agradecimientos

En primer lugar me gustaría expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que tanto directa como indirectamente han participado en la realización de esta tesis doctoral.

A Nieves por todas las horas dedicadas al desarrollo de este trabajo, por su gran ayuda y por haber confiado en mí.

A Juan por sus grandes ideas y comentarios productivos y dedicar parte de su tiempo a esta tesis doctoral.

A todo el grupo de investigación, especialmente a Moncho y a Luis por haberme admitido en su equipo, y también a Maite e Inés. Gracias a todos por vuestros consejos e inestimable ayuda.

A mis compañeros de laboratorio, que ya son mis amigos: Alex Ou, Alex Pt, Anxo, Jose y Fran, que han hecho que madrugar todos los días para ir a trabajar sea menos duro. Espero que esos cafés, pases de pelota, partidas de cartas y de ping pong no terminen nunca. Siempre conseguís hacerme sonreír. También a todas aquellas personas que han ido pasando por el grupo a lo largo de estos cuatro años y que nunca olvidaré.

A Belén por haberme hecho un hueco en su apretada agenda y enseñarme tantísimas cosas en un período tan corto. Y como no, a todos los que conocí en Madrid: Marta, Íñigo, Álvaro, Javi, Marta, Jorge, Esteban, Blanca, Bea, Teresa, Javi, Irene, Laura, Aitor y Alex.

Un agradecimiento especial a mis padres, porque sin ellos nunca hubiese llegado a donde estoy, y a toda mi familia (que no sois pocos) especialmente a Santi, que me convenció para que hiciera Física y que se merece parte del éxito de esta tesis doctoral.

A Miguel, gracias por todo, por tu apoyo y por estar ahí en los momentos difíciles.

A María, Marta y Lucía, Laura Mex, Laura Izquierdo, Fátima, Yoli, Emma, Tamara, Iria, Mari, Ana, Josiño, Camilo y Miguel por las cuantiosas tardes y noches de conversaciones, risas y fiestas, por las tardes de café y los fin de semanas de escaqueo del trabajo. Por todos los viajes y excursiones. En fin, muchas gracias por vuestra larga larguísima amistad y vuestro apoyo incondicional. Nos vemos a las 7 en la Ibense.

Como no, a mis compañeros de carrera y estupendos amigos: Rocío, Eva, Hector, Ana, David, Iwona, Pawel,... Gracias por las horas de biblioteca, los cafés y la ayuda proporcionada. Aunque no nos veamos se que estais ahí.

Y para terminar a todos los aquellos de los que me he podido olvidar, espero que sepáis perdonarme. Sois muchos pero también os debo todo esto.

Muchas gracias a todos y por todo.

Resumen

La comprensión de la interacción entre la atmósfera y el océano es necesaria si se quiere hacer una predicción climática acertada. El océano es un gran almacén de calor que limita y modera el clima a escala estacional además de promover cambios climáticos a largo plazo. En este estudio se propone analizar la influencia que el océano ejerce en el clima, tanto a través de la corriente de circulación termohalina que recorre las profundidades oceánicas, como a través de la temperatura superficial del mar.

Para la consecución del primer objetivo fue necesario el uso de modelos climáticos que permitieran simular la evolución del clima durante largos periodos de tiempo en los que se pudiera perturbar el comportamiento de la circulación termohalina y observar su respuesta. Este estudio ha permitido comprobar la importancia de la variabilidad natural del clima, no siempre considerada en los modelos climáticos.

La segunda parte de este estudio ha revelado el potencial predictivo que tiene la temperatura superficial del mar de cara a la elaboración de predicciones estacionales. En concreto este trabajo se ha centrado en estudiar aquellas áreas del océano que tienen una mayor influencia sobre el clima de las latitudes medias del Atlántico Norte, y en particular sobre el clima del Noroeste de la Península Ibérica.

La memoria que aquí se presenta consta de 4 capítulos cuyo contenido se explica a continuación.

En el capítulo 1 se presenta una introducción donde se habla de forma general de la interacción existente entre la atmósfera y el océano así como de cada uno de estos subsistemas climáticos con sus características particulares.

En el capítulo 2 se analiza la influencia que la consideración de la variabilidad climática natural tiene sobre la circulación del océano profundo a través del estudio del comportamiento de la circulación termohalina en diferentes modelos climáticos. Asimismo, se estudian los efectos que los cambios observados en la circulación termohalina tienen sobre el comportamiento del clima a nivel mundial.

En el capítulo 3 se estudia el potencial predictivo que la temperatura superficial del océano global tiene sobre las latitudes medias del Atlántico Norte y en particular sobre la precipitación y la temperatura del noroeste de la Península Ibérica. Para este estudio se llevarán a cabo múltiples análisis estadísticos debidamente explicados en el propio capítulo.

En el capítulo 4 se resumen las conclusiones de la memoria así como las futuras líneas de investigación que se consideran tras la realización de este trabajo.

Índice

1. Introducción.....	1
1.1. Interacción Océano – Atmósfera.....	1
1.2. El Océano.....	4
1.2.1. Corrientes superficiales.....	11
1.2.2. Corrientes profundas.....	12
1.3. La Atmósfera.....	15
1.3.1. Modos o patrones de teleconexión.....	19
1.3.1.1.La Oscilación del Atlántico Norte.....	20
1.3.1.2.Patrón del Atlántico Este.....	23
1.3.1.3.Patrón del Atlántico Este/Rusia Occidental.....	24
1.3.1.4.Patrón Escandinavo.....	24
1.3.1.5.ENSO.....	25
2. Influencia de la variabilidad natural de alta y baja frecuencia sobre la THC: Consecuencias para el clima.....	31
2.1. La THC.....	31
2.2. El papel de la THC en el sistema climático.....	34
2.3. Modelos climáticos.....	41
2.4. El sistema climático como un sistema caótico. Forzamientos estocásticos.....	43
2.5. Datos y métodos.....	46
2.5.1. Simulación de los forzamientos estocásticos.....	46
2.5.2. Descripción del toy model.....	47
2.5.3. Descripción del modelo de complejidad intermedia.....	51
2.6. Resultados.....	51
2.6.1. Comportamiento de la THC en un modelo simple.....	51

2.6.1.1. Forzamiento en el acoplamiento atmosférico.....	52
2.6.1.2. Forzamiento en el acoplamiento oceánico.....	56
2.6.2. Comportamiento de la THC en un modelo climático de complejidad intermedia.....	59
2.7. Discusión.....	77
3. La SST y su influencia sobre el clima.....	79
3.1. La SST.....	79
3.2. Descripción del área de estudio.....	80
3.2.1. Influencia de los patrones de circulación.....	83
3.3. Datos.....	86
3.3.1. SST.....	86
3.3.2. Precipitación.....	87
3.3.3. Temperatura.....	88
3.3.4. Índices de teleconexión.....	89
3.3.5. Presión a nivel del mar, viento zonal y función de corriente.....	89
3.4. Métodos.....	89
3.4.1. Tratamiento de las series de datos.....	89
3.4.2. Coeficiente de correlación.....	91
3.4.3. Análisis de clusters y modelos de regresión lineal.....	94
3.4.4. Análisis de componentes principales.....	95
3.4.5. Tablas de contingencia.....	97
3.5. Resultados.....	97
3.5.1. Relación entre anomalías de SST y Patrones de variabilidad en el Atlántico Norte.....	97
3.5.2. Relación entre anomalías de SST y la precipitación estacional.....	106
3.5.3. Relación entre anomalías de SST del Atlántico Norte y la precipitación mensual.....	127
3.6. Discusión.....	133
4. Conclusiones.....	135
Anexo 1: Acrónimos.....	139

Anexo 2: Índice de tablas.....	143
Anexo 3: Índice de figuras.....	147
Bibliografía.....	157
Lista de publicaciones.....	173

Capítulo 1:

Introducción

1.1 INTERACCIÓN OCÉANO-ATMÓSFERA

El clima es la realización de un estado medio de la atmósfera para una determinada región, pero el sistema climático está constituido por cinco sistemas no aislados que interactúan unos con otros de forma compleja, estableciendo transferencias de materia y energía. Cada uno de ellos tiene sus propias características. Estos cinco sistemas son:

- Atmósfera
- Hidrosfera
- Litosfera o superficie terrestre
- Biosfera
- Criosfera

Por lo tanto, para comprender el comportamiento del clima es necesario conocer las interacciones entre los distintos componentes. Algunas de ellas están representadas en la figura 1.1. A pesar de esto, en la predicción meteorológica diaria, la mayoría de los modelos sólo analizan el comportamiento de la atmósfera, ya que su variabilidad temporal es muy superior a la del resto de subsistemas climáticos. En las predicciones mensuales y estacionales se hace necesario tener en cuenta las interacciones entre la hidrosfera y la atmósfera, ya que en esta escala temporal el océano empieza a tener claras influencias en el comportamiento de los distintos procesos atmosféricos. Para estudios predictivos a escalas superiores a las decadales e interdecadales se hace imprescindible la inclusión de la criosfera y la biosfera. La litosfera se considera constante salvo en aquellos estudios cuya escala temporal sea de miles de años.

Este trabajo se centra principalmente en el estudio del efecto que las interacciones océano-atmósfera tienen sobre el clima, ya que la escala temporal de predicción será estacional o anual, aunque también se utilizarán escalas más largas para el estudio de los efectos del colapso de la circulación termohalina.

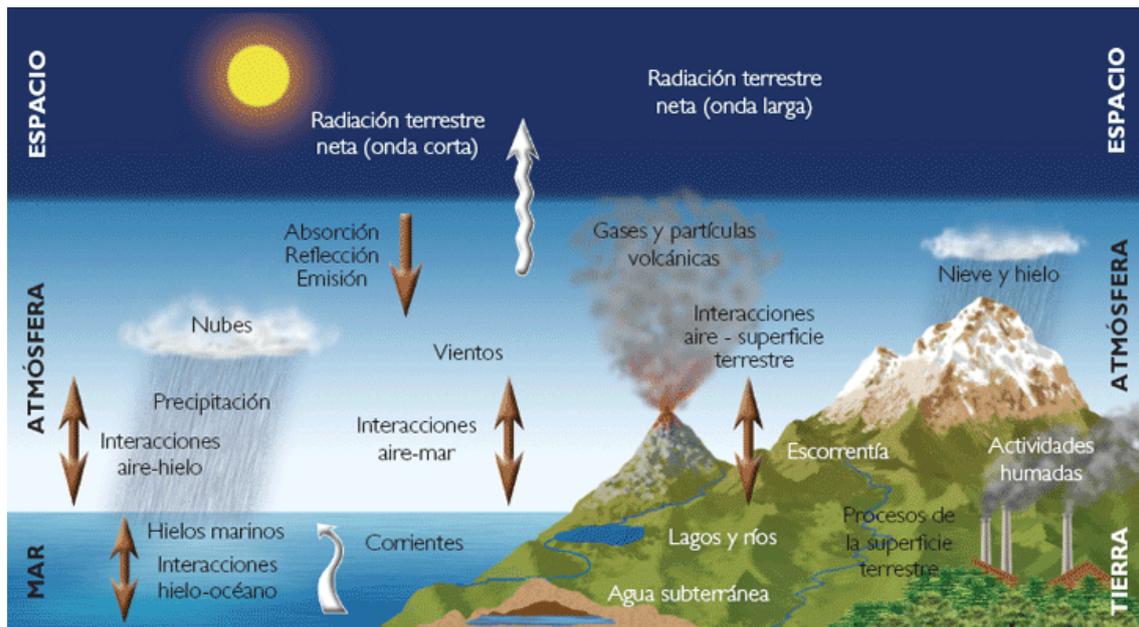


Figura 1.1: Interacciones entre los distintos componentes del sistema climático

Existe una fuerte relación entre la atmósfera y el océano, pero hay que tener en cuenta que estos dos sistemas son no lineales y tienen muchos grados de libertad, lo que complica su estudio y comprensión. La atmósfera es una gran máquina térmica en la que la diferencia constante de temperatura entre los polos y el ecuador proporciona la energía necesaria para inducir las circulaciones oceánicas y atmosféricas.

La mayor parte de la energía que llega a la Tierra procede del Sol. La atmósfera es casi transparente a esta radiación entrante, pero los océanos no. La energía que llega a los océanos es absorbida por la capa superficial, que es muy fina en comparación a la profundidad oceánica. 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 temperatura superficial del mar (en adelante SST, del inglés Sea Surface Temperature) no se distribuirá de forma uniforme y será más cálida en latitudes bajas y más fría en latitudes altas. Esto también afectará a la densidad del agua oceánica. Por este motivo, la energía térmica que el océano emite a la atmósfera también será irregular (Toba, 2003). Los principales procesos de interacción atmósfera-océano incluyen cambios de calor, intercambios de agua dulce entre la capa límite de los dos fluidos, variaciones de densidad, evaporación y cizalladura del viento. Esto hace que el océano se encuentre verticalmente estratificado en función de la temperatura y la densidad de sus aguas. La energía que se transfiere de la atmósfera a la capa superficial de mezcla del océano conduce la circulación oceánica superficial. A su vez, la energía del océano vuelve a la atmósfera afectando a la circulación atmosférica, al tiempo y al clima. De esta forma, se cierra un ciclo continuo de transferencia de energía y materia que es vital para la comprensión de los diferentes procesos meteorológicos y climáticos que tienen lugar en la Tierra (Rogers, 1995).

Los flujos que conectan ambos medios son el flujo de momento, el flujo de energía y el flujo de materiales. El flujo de momento está representado por los vientos actuando sobre la superficie del mar. Los flujos de energía pueden ser turbulentos o radiativos. El radiativo es de onda corta y de onda larga, mientras que el turbulento es el flujo de calor sensible y el de calor latente que están directamente relacionados con el transporte de vapor desde los océanos a la atmósfera. Por último el flujo de materiales será de agua en forma de vapor o precipitación y de gases que componen la atmósfera, como el dióxido de carbono (Toba, 2003).

En muchas ocasiones se han realizado comparaciones dinámicas y estructurales entre la atmósfera y el océano, en particular con su comportamiento por encima de la termoclina permanente y por debajo de la tropopausa, que son las dos barreras estabilizadoras en el océano y en la atmósfera respectivamente (ver sección 1.2 y 1.3). En estas dos zonas, las circulaciones se mantienen por los gradientes latitudinales de energía térmica que se dirigen a los polos y actúan por la fuerza de Coriolis. Las principales diferencias entre los comportamientos de la atmósfera y del océano son las que provienen de la mayor densidad y viscosidad del agua oceánica y del rozamiento que afecta al océano en su movimiento. La atmósfera solo sufre rozamiento con la superficie terrestre mientras que la circulación oceánica tiene distintos forzamientos (Marshall y Plumb, 2008).

El océano es la principal fuente de agua del planeta; la evaporación de agua de la superficie oceánica es una de las principales formas de transmisión de energía entre el océano y la atmósfera. Este vapor asciende hasta condensarse y formar nubes. Las nubes modifican la temperatura de la atmósfera y del océano, absorbiendo la radiación de onda larga de la superficie y reflejando la radiación entrante de onda corta. Los cambios en la temperatura o circulación de los patrones oceánicos y atmosféricos cambian la cantidad y tipo de las nubes actuando a su vez sobre la precipitación. Este flujo de agua dulce neto, expresado como la precipitación menos la evaporación, constituye uno de los principales procesos de interacción entre el océano y la atmósfera y forma parte de lo que se conoce como ciclo hidrológico (figura 1.2).

Otros de los principales procesos que conectan la atmósfera y el océano son la energía que entra en el océano por medio del viento, y el flujo superficial neto de calor. Estas interacciones tienen lugar en la interfaz aire-agua (Rogers, 1995).

Los grandes avances en la comprensión de la relación entre la atmósfera y los océanos se han producido gracias a tres avances técnicos que son: el desarrollo de nuevos instrumentos de observación como los satélites meteorológicos, vehículos automáticos como las boyas ARGO, la implantación de nuevas técnicas experimentales que permiten simular la atmósfera y el océano y los progresos en computación creando ordenadores de gran velocidad que utilizan modelos matemáticos para la predicción.

Hay muchos ejemplos que estudian los efectos de la interacción atmósfera-océano. Se sabe que las anomalías de SST del Atlántico ejercen influencias importantes sobre el clima de Europa, África y Sudamérica. Las SST más cálidas al noroeste de África provocan un aumento de las lluvias monzónicas sobre África occidental, mientras que la sequía en Sahel está relacionada con un enfriamiento del Atlántico Norte.

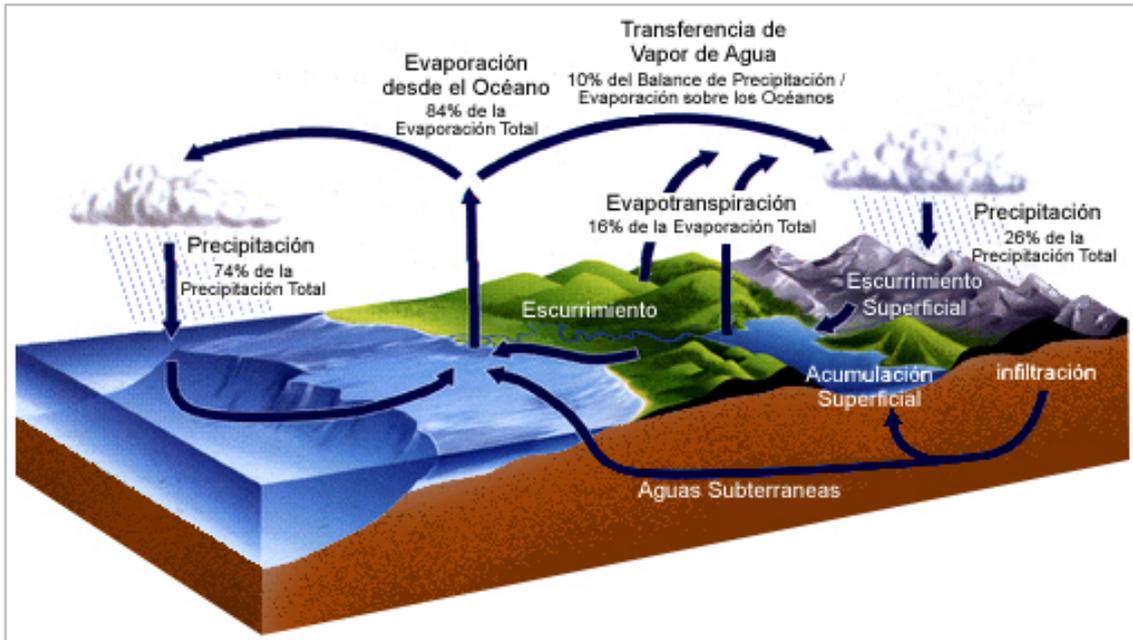


Figura 1.2: Ciclo hidrológico (http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/)

También hay relaciones similares entre las sequías del nordeste de Brasil y la SST de las aguas tropicales (Barry y Chorley, 1998). El fenómeno El Niño-Oscilación del sur (en adelante ENSO, del inglés El Niño-Southern Oscillation) es también ejemplo de la interacción atmósfera-océano. Pero la característica más obvia de la circulación oceánica superficial es el control que ejerce sobre ella la circulación planetaria de vientos de bajo nivel, sobre todo las circulaciones ciclónicas subtropicales oceánicas y los vientos del oeste.

1.2 EL OCÉANO

Como se comentó en la sección 1.1, los océanos son la principal fuente de agua del planeta. Cubren el 70.8 % de la superficie del planeta y contienen el 97 % de toda el agua terrestre, pero su distribución es desigual. Las masas continentales se encuentran concentradas en el Hemisferio Norte, mientras que el Hemisferio Sur tiene un predominio oceánico, conteniendo el 60 % de toda la superficie oceánica (ver figura 1.3)

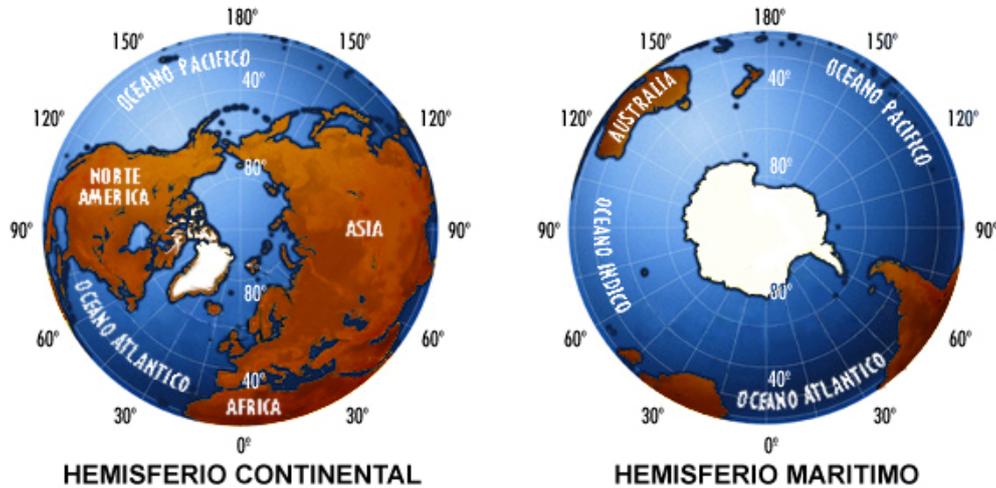


Figura 1.3: Hemisferios continental (Norte) y marítimo (Sur)
 (http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/)

Hay cinco cuencas oceánicas principales (figura 1.4):

- El océano Pacífico: El mayor, tan largo como el Índico y el Atlántico juntos, cubriendo una tercera parte de la superficie de la Tierra.
- El océano Atlántico: Situado entre el oeste de Europa y África y el este de América.
- El océano Índico: Localizado al sur de Asia y de Oriente Medio.
- El océano Glacial Ártico: Ubicado en la región del Polo Norte.
- El océano Antártico: También llamado océano Meridional, situado en la región del Polo Sur.

Los océanos Pacífico y Atlántico a menudo se distinguen en norte y sur, así tenemos el Atlántico Norte, el Atlántico Sur, el Pacífico Norte y el Pacífico Sur.

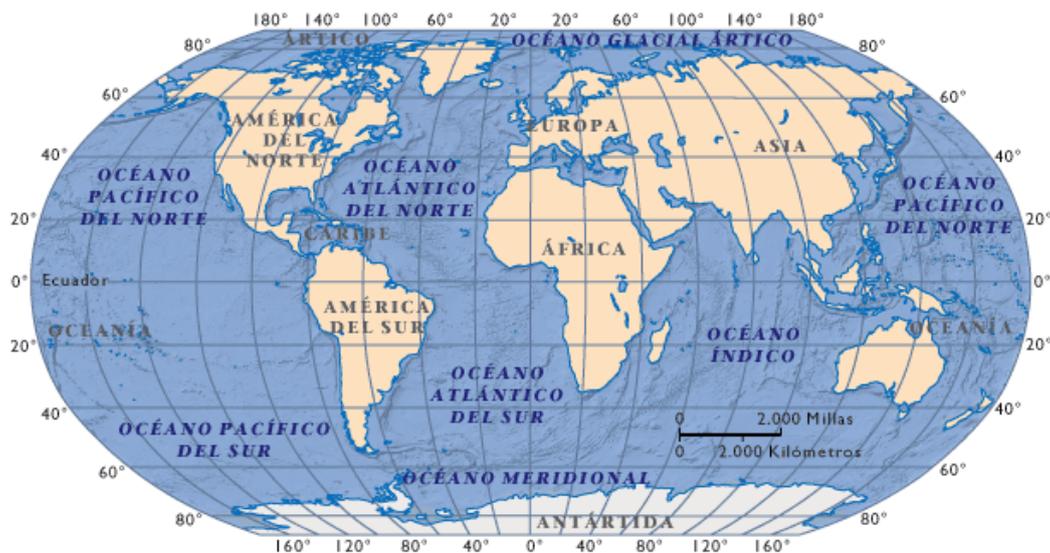


Figura 1.4: Océanos y continentes de la Tierra

Además de las cuencas oceánicas también podemos hablar de la existencia de 67 mares según la máxima autoridad internacional en materia de delimitación de mares: The International Hydrographic Organization, (IHO). Los mares se definen como una extensión de agua salada menor que el océano. Se diferencian principalmente por el contacto con el océano, pudiendo ser abiertos o cerrados: si está rodeado casi totalmente por tierra, como el mar Negro o el mar Mediterráneo, se habla de mar continental, mientras que si está muy abierto, como el mar de la China, se habla de mar litoral. También se usa el término “mar” para porciones oceánicas que no están divididas por zonas de tierra pero que tienen características oceanográficas especiales, como el mar Cantábrico, el mar de Labrador o el mar de los Sargazos entre otros (Pickard y Emery, 1990).

Los océanos tienen una profundidad media de 3.8 km, aunque las tres cuartas partes del área total oceánica se encuentran entre los 3 y los 6 km de profundidad. La temperatura media de toda el agua oceánica es de 3.5 °C, pero existe una gran variación vertical y latitudinal. Si tenemos en cuenta el descenso de la temperatura a medida que descendemos en profundidad podemos distinguir tres capas térmicas (ver figura 1.5 y 1.7 a) (Barry y Chorley, 1998):

- **La capa estacional o capa de mezcla:** Es la capa superior de los océanos en contacto directo con la atmósfera. La profundidad de la capa de mezcla se determina mediante la temperatura aunque también influye la salinidad. Tiene unas pocas decenas de metros de profundidad por encima de los 60° de latitud, unos 400 m en los 40° de latitud y 100-200 m en el ecuador. La mayoría de la luz solar es absorbida en esta capa calentándola. El viento y las ondas la mezclan haciendo que la temperatura se uniformice en ella, por lo tanto está sometida a la mezcla térmica desde la superficie. Es la capa que actúa sobre el clima y representa un gran almacén térmico. Si no existiera produciría veranos mucho más ardientes e inviernos mucho más gélidos (Garduño, 1994). Presenta dos escalas temporales de variación: diaria y estacional.
- **Termoclina:** Es una capa donde la temperatura disminuye rápidamente con la profundidad. La termoclina varía con la latitud y la estación: es permanente en los trópicos, variable en los climas templados (más fuerte en los veranos), y débil o inexistente en las regiones polares, donde la columna de agua está tan fría en la superficie como en el fondo. Su estratificación es estable y tiende a impedir la mezcla vertical, actuando de barrera entre la capa de mezcla más caliente y las profundidades oceánicas más frías. En mar abierto, a 60° de latitud, la termoclina va desde 200 hasta 1000 m de profundidad, a 40° de latitud se extiende desde los 400 hasta los 1100 m y en el ecuador de los 200 hasta los 800 m. Dentro de la termoclina existen dos capas. Donde se localiza el gradiente máximo de temperatura se sitúa la termoclina oceánica o permanente. Por encima de esta, en latitudes medias en primavera y verano, el calentamiento de la superficie oceánica origina la formación de una termoclina estacional por encima de la permanente, entre los 50 y 100 m de profundidad. En otoño e invierno dicha capa tiende a deshacerse cuando la pérdida de calor en la superficie genera inestabilidad y la convección resultante mezcla la columna de agua a una mayor profundidad.
- **Agua profunda:** Contiene aproximadamente el 80 % del volumen total de agua oceánica. Su temperatura es fría, oscilando entre los 0 y los 3 °C y está

pobremente mezclada. Los movimientos del agua en esta capa están gobernados por variaciones de densidad debidos a las variaciones de salinidad, lo que se conoce como mecanismo termohalino.



Figura 1.5: Capas oceánicas en función de su temperatura

El tiempo que tarda la energía calorífica en difundirse en la capa mezclada superior es de 2 a 7 meses y en las aguas profundas más de 300 años.

La capacidad que tiene el agua para disolver muchas sustancias convierte a los mares y océanos en disoluciones complejas. El agua del mar contiene la mayor parte de los elementos conocidos, pero los más abundantes son los iones: cloro, sulfato, sodio, magnesio y potasio. El cloro y el sodio comprenderían el 85 % de los iones disueltos. La concentración de estos elementos varía de un lugar a otro de los océanos. La cantidad total de material disuelto en el agua oceánica recibe el nombre de salinidad, aunque el término técnico de salinidad en el océano es halinidad. El promedio de salinidad del agua oceánica es de 34.7 gramos de sal por litro de solución: g/L (Pickard y Emery, 1990). Cuando la evaporación es muy alta, se produce una concentración mayor de sales, en especial en mares cerrados donde es difícil que las aguas se mezclen. El efecto contrario lo produce la precipitación, ya que ésta aporta agua dulce a la superficie oceánica disminuyendo su salinidad. Por ello, esta variable oceánica no sólo depende de la ubicación geográfica sino también del período del año considerado. Se encuentran bajos niveles de salinidad en los mares Árticos y en las regiones polares, producto del deshielo del verano así como en las regiones de desembocadura de los ríos. Los valores máximos de salinidad ocurren en regiones de gran evaporación como el Mediterráneo este, y el mar Rojo donde se miden valores de salinidad 39 y 41. En media, el océano Atlántico Norte es el más salado en su superficie, con valores de salinidad de 35.5. En el Atlántico Sur y en el Pacífico Sur la salinidad es menor, alrededor de 35.2. El Pacífico Norte es el que presenta menor salinidad 34.2. Estas variaciones se producen debido a que en las regiones subtropicales, la evaporación excede a la precipitación lo que produce una mayor salinidad superficial (en adelante SSS, del inglés Sea Surface Salinity), mientras que en latitudes altas y cerca del ecuador la precipitación excede a la evaporación, produciendo una menor SSS (ver figura 1.6).

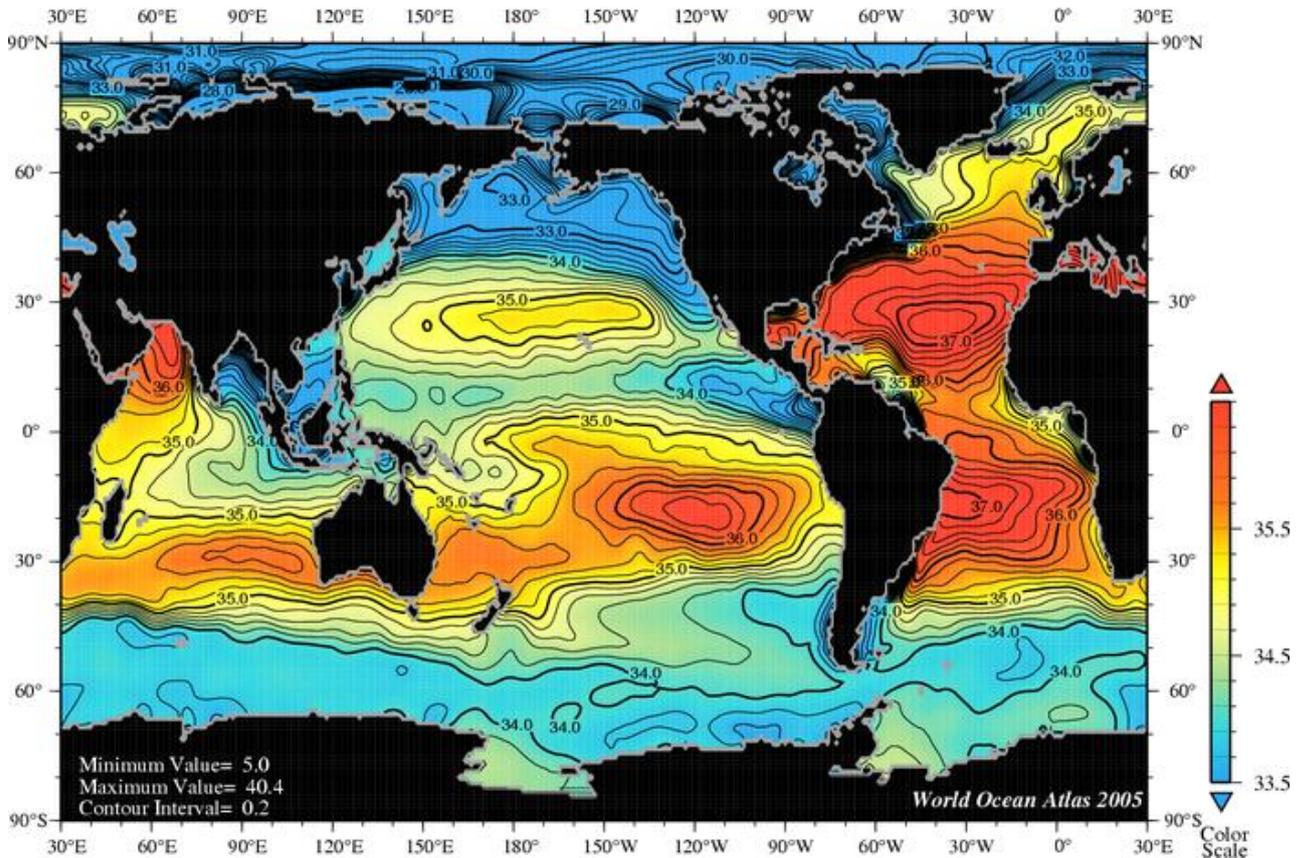


Figura 1.6: Media anual de la SSS (World Ocean Atlas 2005 de su página Web: <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05F/woa05f.html>)

Si en lugar de analizar la estratificación vertical del océano en función de la temperatura la analizamos en función de la salinidad, tendríamos de nuevo 3 capas en las que la haloclina sustituye a la termoclina. El comportamiento en la capa de mezcla y en la haloclina es similar al que se describió para la capa de mezcla y la termoclina en el análisis con la temperatura. La diferencia se produce en el agua profunda debido a un repunte de la salinidad una vez sobrepasada la haloclina, después del cual la salinidad aumenta de forma lenta a medida que nos adentramos en aguas profundas (figura 1.7 b). Otra propiedad importante en el estudio de océano es la densidad. La densidad del agua del mar depende de su temperatura y salinidad (propiedades termohalinas) y también de su profundidad ya que el agua no es completamente incompresible y presenta variaciones con la presión. Cuanto más fría se encuentre y mayor cantidad de sal contenga, más densa será. Por lo tanto, el comportamiento de las capas oceánicas desde el punto de vista de la densidad es contrario a los anteriormente descritos. Comienza con un mínimo de densidad en la capa de mezcla, donde la temperatura de las aguas marinas es alta debido a la insolación. Aumenta de forma rápida en la capa equivalente a la termoclina y la haloclina, que en este momento recibe el nombre de pinoquina, y, una vez sobrepasada esta capa, la disminución de temperatura y el aumento de salinidad se equiparan, de forma que la densidad se mantiene constante hasta el fondo oceánico (figura 1.7 c).

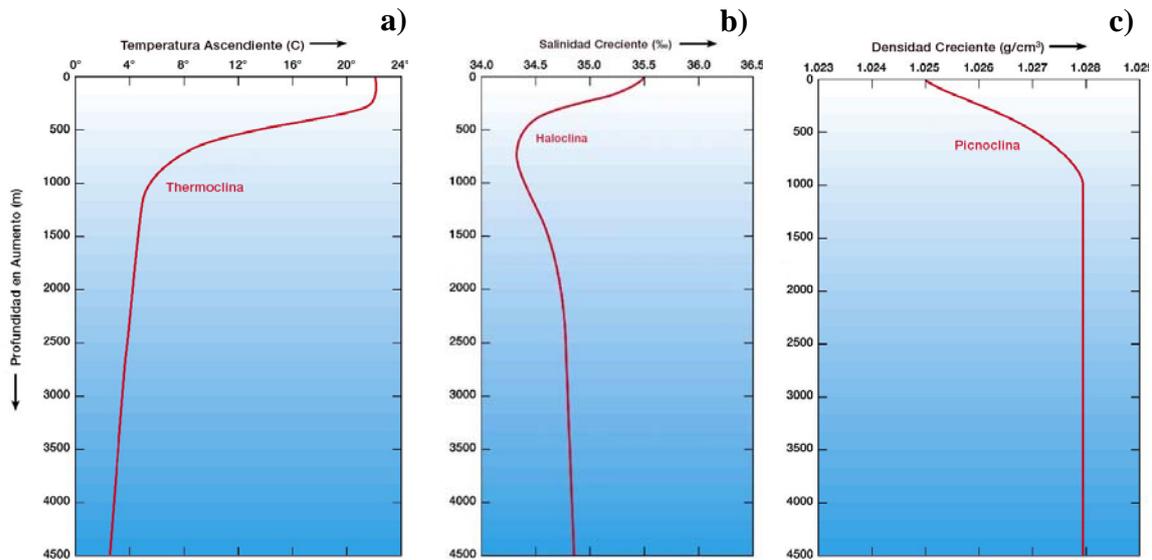


Figura 1.7: Variación de (a) temperatura, (b) salinidad y (c) densidad en el océano en función de su profundidad en latitudes medias-bajas (<http://www.windows.ucar.edu/>)

Los océanos actúan como un reservorio térmico. Este almacenamiento de calor hace que estén más calientes en invierno y más frescos en verano si se comparan con la tierra continental que se sitúa en su misma latitud. Esto es así a pesar de que las corrientes oceánicas puedan dar lugar a desviaciones locales de esta norma. El 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. Este calor que almacenan los océanos es mucho mayor que el almacenado por la atmósfera. Solamente los dos metros y medio más superficiales del océano almacenan tanto calor como la atmósfera en su totalidad. Así, el océano puede moderar y limitar el clima a corto plazo y promover cambios climáticos a largo plazo a través de la circulación de agua profunda.

La monitorización de la temperatura superficial de los océanos es compleja debido a la vasta área oceánica y a los problemas en la toma de datos. No obstante, debido a que la temperatura se mide de forma relativamente sencilla, fue una de los primeros parámetros oceánicos estudiados. La toma de datos de la temperatura comenzó a mediados del siglo XIX y procedían de determinaciones realizadas desde barcos. La forma de medir la temperatura antes de 1940 era lanzando un cubo por el lateral del barco para recoger una muestra, se subía a la superficie y se esperaba unos minutos para tomar la medida de temperatura (Abeledo, 1998). A día de hoy los métodos para tomar esta variable son muchos y muy diversos. Los medios para su obtención son las observaciones realizadas por barcos comerciales, barcos de investigación oceanográfica, plataformas de observación meteorológica en el océano, boyas marinas y satélites. La percepción remota satelital es la que nos permite conocer la temperatura superficial del mar a escala global. Las series temporales pueden verse modificadas por la evolución en las técnicas de medición y mejora de la instrumentación, con lo que hay que realizar correcciones en los datos de épocas anteriores. Se han creado varias series de datos en las últimas décadas aportando a la comunidad científica series temporales de SST bastante fiables (Rayner et al, 2003; Smith y Reynolds, 2003 y 2004).

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 masas continentales, varía desde -2 °C en el polo a 30 °C en el ecuador como se puede ver en la figura 1.8.

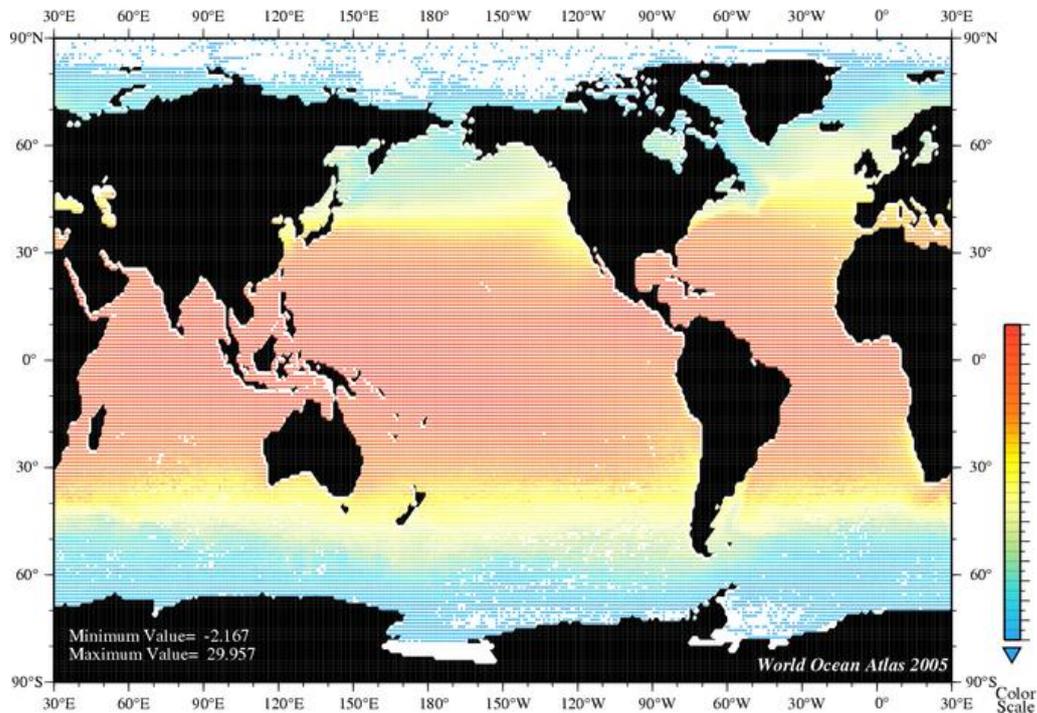


Figura 1.8: Media anual de la temperatura superficial oceánica, en °C (World Ocean Atlas 2005 de su página web: <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05F/woa05f.html>)

Generalmente, las SST más cálidas se encuentran en las zonas tropicales (sobre los 30 °C) y las más frías en las altas latitudes (sobre los 0 °C). También existen grandes variaciones este-oeste. Estas variaciones son notables en los trópicos, con temperaturas relativamente frías al este y cálidas al oeste del océano Pacífico. Esta región más cálida coincide con las regiones donde se produce la mayor convección atmosférica, que se hace especialmente activa cuando las temperaturas de la superficie oceánica superan los 27 °C, lo que incrementa la importancia del Pacífico tropical en los análisis climáticos. En latitudes medias, aparecen también diferencias este-oeste debido a las corrientes frías circulando hacia el ecuador y las cálidas circulando hacia los polos (ver figura 1.9). También aparecen zonas en California y África que presentan regiones con SST relativamente frías y que no están relacionadas directamente con la influencia de las corrientes marinas, sino con sistemas de afloramiento (Marshall y Plumb, 2008).

La superficie oceánica calienta las capas bajas de la atmósfera de forma diferencial. Esta diferencia de temperatura atmosférica creará vientos que a su vez generarán corrientes superficiales oceánicas que distribuirán el calor por la superficie oceánica. La dinámica oceánica o circulación oceánica puede dividirse en base a dos mecanismos principales de circulación que son la circulación debida al forzamiento del viento, conducida por el efecto del viento sobre las aguas superficiales oceánicas, y la circulación debida a las diferencias de densidad. El primer mecanismo da lugar a las corrientes superficiales (figura 1.9) y el segundo explicaría las corrientes profundas más lentas que las

zonales en cada una de las cuencas, alcanzando velocidades medias zonales de 20 cm/s. En el Hemisferio Sur, también existen circulaciones cerradas. La más destacada de ellas es la corriente Circumpolar Antártica que gira alrededor de la Antártida sin impedimento de la costa, a una velocidad de 30 cm/s. Es por esto, que de todas las corrientes oceánicas esta es la que más se asemeja a las corrientes en chorro atmosféricas (Barry y Chorley, 1998).

La atmósfera es la causante de los vientos que ponen en movimiento las aguas superficiales del océano, dando lugar a este tipo de corrientes. Por otro lado, la presión que ejercen los vientos sobre la superficie del agua produce las olas debido a la fricción e influye en la circulación oceánica a través de la transferencia de momento al océano. La velocidad de los vientos también provoca que la evaporación en la superficie oceánica se intensifique rápidamente favoreciendo la generación de tormentas y borrascas profundas. Por lo tanto, este tipo de corrientes serán horizontales y superficiales, teniendo influencia en unos pocos cientos de metros de profundidad y se moverán a velocidades bajas, de unos pocos kilómetros por hora.

1.2.2 Corrientes profundas

Las corrientes profundas consisten en un inmenso sistema de corrientes oceánicas que distribuyen el calor a través del planeta. Las corrientes superficiales como la corriente del Golfo (figura 1.9) son conducidas por el viento y la rotación de la tierra. Sin embargo este cinturón de corrientes (figura 1.10) conocido como "ocean conveyor belt" o "circulación termohalina" (en adelante THC, del inglés ThermoHaline Circulation) es conducido por diferencias de densidad y temperatura. Además de transportar calor estas corrientes también transportan oxígeno y nutrientes. Si la temperatura del agua disminuye, la densidad aumenta, de forma que las aguas más cálidas se dispondrán sobre las más frías.

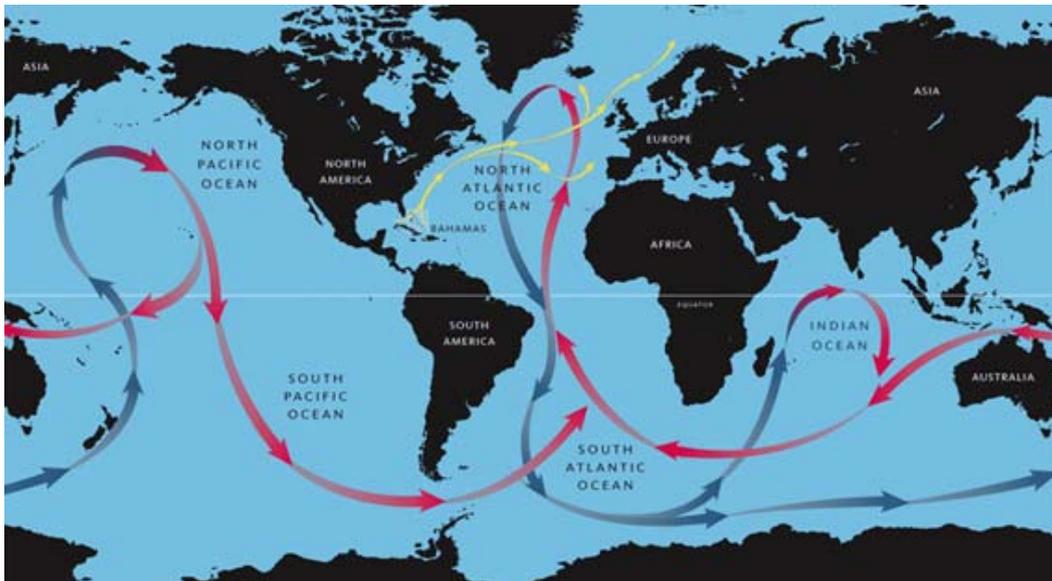


Figura 1.10: Representación de la THC alrededor del globo. En amarillo está representada la corriente del Golfo, en rojo la THC superficial cálida y en azul la THC fría profunda

Las corrientes profundas en el océano se inician con un hundimiento de agua fría y densa en latitudes altas. Hay dos formas de producir este fenómeno. Una es debida a un incremento de la densidad de la capa superficial producido por un enfriamiento de la superficie del agua. Esto es lo que sucede en las altas latitudes del Atlántico Norte, en la zona del mar de Groenlandia, donde el agua superficial se enfría y se hunde entre Groenlandia y Escocia. También ocurre en el mar del Labrador. El otro procedimiento sucede cuando se congela el agua marina y eyecta la sal incrementando la densidad del agua líquida que queda. El hielo marino no está formado por agua pura, ya que pequeñas partículas de sal quedan atrapadas en su interior, pero suele ser menos salado que el agua marina que lo formó. Por lo tanto, el agua líquida restante contendrá toda esta sal que no forma parte del hielo y así será más densa que antes, produciéndose el hundimiento. Este es el proceso que produce el hundimiento en el noreste del mar de Weddell, en el Atlántico Sur formando el agua más densa de todo el Atlántico. Pero también se da en el mar de Ross y en las cuencas de las costas de Adélie, Enderby y Wilkes de la Antártida (figura 1.11). Este fenómeno de hundimiento es difícil de observar debido a las condiciones inhóspitas de las regiones en las que se producen, pero de todas ellas la mejor para realizar observaciones es el mar de Labrador. Además, la circulación abisal es tan débil que su escala temporal es muy larga y es imposible observarla de forma directa, con lo que su movimiento se debe deducir teóricamente más que por observación. Por lo tanto, el agua densa que se forma en la superficie en pequeñas y muy localizadas regiones polares oceánicas induciría la circulación en las profundidades marinas. Pero por cada partícula de agua que se hunde otra debe volver a la superficie. Este brazo superficial de retorno de las partículas no tiene lugar en un único o en unas pocas localizaciones determinadas. Es por esto razonable suponer que existe un afloramiento general de agua marina que compensa estos hundimientos en las cuencas polares (Marshall y Plumb, 2008).

En los trópicos, también se produce un incremento de la salinidad debido a la evaporación, pero suele ir acompañado de un fuerte calentamiento solar que aumenta la temperatura de la superficie oceánica haciendo que este efecto prevalezca sobre la evaporación haciendo que el agua sea menos densa (Pickard y Emery, 1990).

Originalmente se pensaba que la mayor parte del hundimiento de agua que fuerza la circulación profunda o de diferencias de densidad, también conocida con el nombre de THC, ocurría en el océano Atlántico septentrional. En ese lugar un promedio de 10 a 15 millones de metros cúbicos de agua cada segundo, equivalentes a más de 10 veces toda el agua que entra al océano por ríos, es llevada a profundidades de varios miles de metros (figura 1.11). Esta agua se conoce como el Agua Nor-Atlántica Profunda (en adelante NADW, del inglés North Atlantic Deep Water). Para reemplazar el contenido total de agua producto de este proceso de formación se requieren alrededor de 1000 años, estableciéndose así la escala de tiempo de esta cinta transportadora. El agua que circula en el océano profundo actualmente tuvo su último contacto con la atmósfera varios siglos atrás (Ribbe, 2001).

Desde las áreas polares del norte el agua profunda fluye hacia el sur como una corriente de profundidad. Una vez cruzado el ecuador, ésta se mueve hacia el hemisferio austral donde finalmente se une a la corriente Circumpolar Antártica. Esta corriente la produce el viento y circula hacia el este sin límites continentales, extendiéndose 16000 km. El flujo de la corriente Circumpolar Antártica facilita el transporte del NADW hacia las profundidades de los océanos Índico y Pacífico.

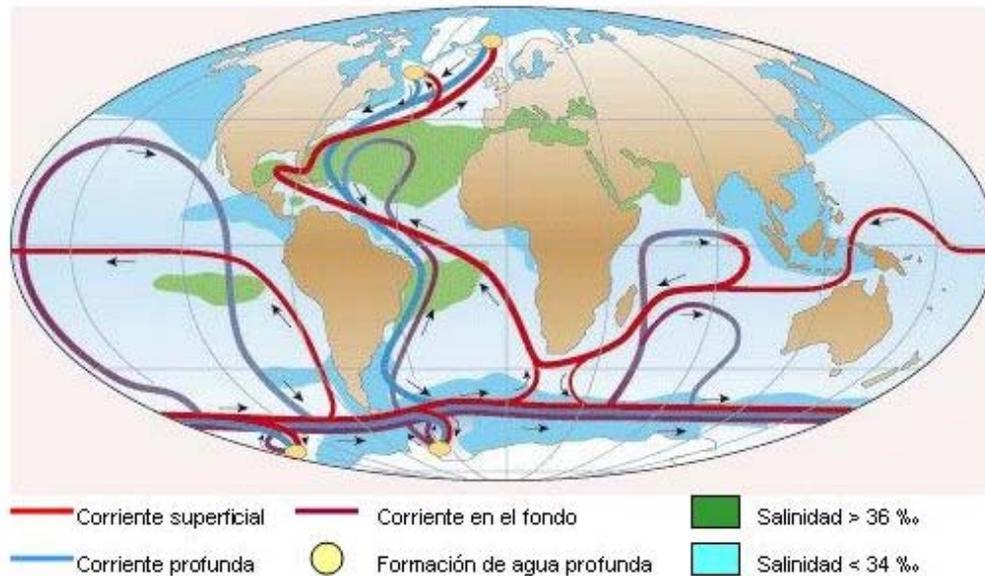


Figura 1.11: Este mapa muestra la localización general y dirección de las corrientes de agua caliente superficial (rojo) y de agua fría profunda (azul) de la THC. El color de fondo representa la salinidad en pss (escala práctica de salinidad, del inglés practical salinity scale). El color azul indica valores bajos de salinidad y el verde valores altos. Los marcadores amarillos sitúan las regiones principales de hundimiento

Debido al principio de conservación de masas, el NADW que fluye desde el Hemisferio Norte debe ser reemplazado por un flujo de agua superficial hacia el norte. Es en el Hemisferio Sur y en los océanos Índico y Pacífico donde el agua aflora y las propiedades del océano profundo ascienden lentamente hacia la superficie. Este movimiento es muy lento, con un promedio global de 4-5 metros por año aproximadamente. El agua superficial forma la rama menos densa de la THC y se combina con las corrientes causadas por el viento en su viaje de retorno hacia el océano Atlántico Norte. La rama superficial de la termohalina que se conoce como Corriente del Golfo y que lleva agua cálida desde el Golfo de México hasta Islandia, produce que la SST del Atlántico Norte sea más cálida que la del Pacífico Norte. Este concepto de la THC surgió durante los últimos 50 años, comenzando con los trabajos de Stommel y Arons (1960 a y 1960 b), Munk (1966) y culminando con Broecker (1991) y su popular representación esquemática de la cinta transportadora. Recientemente la comunidad científica ha retomado las hipótesis propuestas originalmente por Stommel y Arons. Se argumenta nuevamente que una cantidad equivalente de agua profunda se forma en el océano austral (Broecker et al., 1998) contribuyendo como una segunda fuente de la circulación de la cinta transportadora. Bajo revisión está también la visión original en la que el movimiento emergente del agua profunda tiene lugar uniformemente en el océano (Munk y Stommel, 1998). Existe evidencia de que el movimiento ascendente, de agua fría y pesada, es posible a través de la acción global de mareas causadas por el efecto de la luna y el Sol. Gran cantidad de la energía mareal es disipada sobre la intrincada topografía de las dorsales oceánicas, taludes y plataformas continentales, potenciando localmente la mezcla vertical que tradicionalmente se pensaba era uniforme en el interior del océano. Esta mezcla revuelve agua de la superficie y del fondo calentando así el océano profundo y enfriando su superficie.

Las unidades para cuantificar el flujo de agua ocasionado por este movimiento se denominan sverdrups (Sv). Un Sv equivale al movimiento de un millón de metros cúbicos por segundo. El hundimiento entre Groenlandia y Escocia sería de unos 1-2 Sv, y combinándose con el NADW alcanzaría los 10-20 Sv. En el mar de Weddell comenzaría entre 2 y 4 Sv y al mezclarse con el NADW se incrementaría hasta 20-40 Sv.

La THC actual depende del balance de los flujos de calor y agua dulce en el océano Atlántico Norte. Ambas propiedades controlan la densidad y flotabilidad del agua oceánica superficial. Existe evidencia de que este balance ha sido perturbado en el pasado. La THC global colapsó en varias ocasiones durante el pasado geológico de la Tierra. El mismo colapso podría ocurrir en un periodo de tan solo pocas décadas, y tendría graves consecuencias sobre las condiciones atmosféricas locales y globales (Ribbe, 2001).

Actualmente, se lleva a cabo un seguimiento continuo de la THC a través de un número creciente de observaciones. Dichas observaciones se utilizan para validar las simulaciones de los modelos que predicen el futuro comportamiento de esta corriente.

1.3 LA ATMÓSFERA

La atmósfera terrestre es la capa gaseosa que rodea a la Tierra. Juntamente con la hidrosfera constituyen el sistema de capas fluidas terrestres, cuyas dinámicas están estrechamente relacionadas.

Protege la vida terrestre absorbiendo gran parte de la radiación solar ultravioleta en la capa de ozono, reduciendo las diferencias de temperatura entre el día y la noche y actuando como escudo protector contra los meteoritos. El 75 % de la atmósfera se encuentra en los primeros 11 km de altura desde la superficie planetaria.

La composición de la atmósfera a nivel del mar para aire seco es:

- 78 % de Nitrógeno
- 21 % de Oxígeno
- 0.9 % de Argón
- 0.03 % de Dióxido de Carbono
- y 0.02 % de otros constituyentes

A la composición del aire seco debe agregarse el vapor de agua, en proporción variable, formando el aire húmedo. Como máximo llega al 4 % del volumen total. El vapor de agua disminuye rápidamente con la altura, de modo que a 30 km sólo se encuentran trazas del mismo. El aire, además, contiene materiales en suspensión como polvo, sal marina, hollín, etc.

Casi todas las moléculas del aire están concentradas relativamente cerca de la superficie debido a la fuerza de atracción gravitacional que ejerce la Tierra sobre cualquier objeto que pese algo. Además, el aire es muy compresible, con lo que las capas inferiores serán mucho más densas que las superiores. Por este motivo se encuentra estratificada y cada uno de los estratos tendrá propiedades diferentes. La división de la atmósfera puede plantearse con diversos criterios, los principales son: la modificación que se produce en la composición del aire con la altitud y la evolución de las temperaturas por dicha causa.

- Estructura de la atmósfera según el criterio químico (figura 1.12):
 1. **Homosfera:** Llega hasta los 80 km de altura y presenta una composición química homogénea.
 2. **Heterosfera:** Limita inferiormente con la homosfera. Su límite superior es impreciso. Se caracteriza por presentar una estratificación de sus componentes: el nitrógeno se sitúa entre los 90 y los 200 km de altura, el oxígeno entre los 200 y los 1000 km, le sigue el helio desde los 1100 hasta los 3500 km, y finalmente, el hidrógeno a partir de los 3500 km.

- Estructura de la atmósfera según la temperatura (figura 1.12):
 1. **Troposfera:** Es la capa más próxima a la superficie terrestre, estando en contacto directo con ella en su parte más baja. Contiene la mitad de la atmósfera de la Tierra y prácticamente todos los aerosoles y el vapor de agua. En esta capa se producen los fenómenos meteorológicos responsables de los cambios del tiempo atmosférico y su turbulencia es bastante acusada. Llega hasta los 11 km de altura en media, pero esta altura varía con la latitud. En los polos no alcanza los 8 km, mientras que en las zonas ecuatoriales puede llegar a los 16 km. En ella, la temperatura desciende con la altitud hasta alcanzar temperaturas inferiores a los -50 °C. Esto es así porque es calentada por transferencia turbulenta de calor desde la superficie terrestre y a medida que nos alejamos del foco de calor la temperatura disminuye. La variación media de la temperatura por kilómetro de ascenso es de 6.5 °C. El límite entre esta capa y la siguiente recibe el nombre de **tropopausa**. En ella se produce una inversión de la temperatura y actúa como tapadera que limita la convección y hace que la troposfera permanezca en gran parte estanca. Es por esto que las nubes más altas no acostumbran a sobrepasar la tropopausa, solamente lo hacen algunos cirros y algunas grandes nubes de desarrollo vertical.
 2. **Estratosfera:** Es la segunda capa más próxima a la superficie terrestre. Se encuentra sobre la troposfera y llega hasta una altura de unos 48 km. El límite superior recibe el nombre de **estratopausa**. La temperatura aumenta progresivamente con la altura hasta pocos grados bajo cero. En ella se encuentra la mayor parte de la capa de ozono (a los 22 km se localiza su concentración máxima) que retiene las radiaciones ultravioletas del espacio exterior. Esta absorción de radiación ultravioleta puede aumentar mucho la temperatura debido a que la densidad del aire es mucho menor.
 3. **Mesosfera:** Llega hasta los 80 km de altura y en ella la temperatura vuelve a descender hasta el orden de los -133 °C, el valor mínimo de toda la atmósfera. El 99.9 % del aire se encuentra por debajo de esta región, por lo que su presión es muy baja. Entre esta capa y la siguiente existe otra región divisoria que es la **mesopausa**.
 4. **Termosfera:** Es la capa que va de los 80 a los 500 km de altura. En ella los gases se encuentran en estado de disgregación atómica, abundando las partículas con carga eléctrica. La temperatura vuelve a aumentar de

nuevo hasta superar los 1000 °C, sin embargo, estas elevadas temperaturas no se corresponden con la sensación de calor que tendríamos en la troposfera porque en la termosfera la densidad del aire es extremadamente baja. La temperatura en esta capa sufre fuertes variaciones diurnas y estacionales.

5. **Exosfera:** Se encuentra a partir de los 1000 km, y apenas existen moléculas de materia. Es la región que exploran los satélites artificiales.

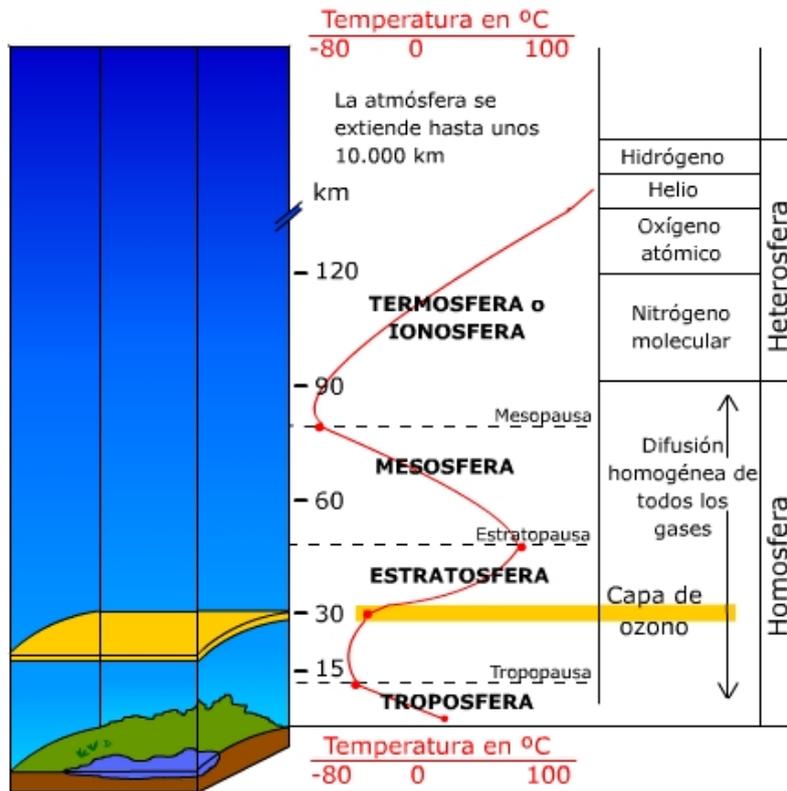


Figura 1.12: Capas de la atmósfera

La fuerza de la gravedad terrestre actúa también sobre la atmósfera dotándola de su propio peso. El peso de la envoltura gaseosa de nuestro planeta es de unos 6×10^{18} kg aproximadamente. La superficie terrestre y todos los objetos y seres vivos que se encuentran sobre ella soportan el peso de la atmósfera, o lo que es lo mismo, están sometidos a la presión de la atmósfera. Además, la presión atmosférica sufre variaciones tanto en la escala vertical como en la horizontal. La presión varía verticalmente, pues a medida que aumenta la altitud disminuye la presión en progresión geométrica. En la escala horizontal, las diferencias de presión están relacionadas con las variaciones de la temperatura y humedad en la superficie terrestre. El aire en contacto con una zona superficial cálida se calienta. Como el calor dilata los gases, el aire se hace más ligero. Consecuentemente, la presión del aire sobre la superficie desciende. Por su parte, un aire enfriado por el contacto con regiones frías se comprime y tiende a descender sobre la superficie aumentando la presión.

El viento es una de las consecuencias más importantes de las variaciones de la presión y se puede definir como el movimiento del aire originado por las diferencias de esta

variable entre dos puntos. Este desplazamiento se produce desde las zonas de altas presiones hasta las zonas de bajas presiones.

La energía presente en la atmósfera proviene del Sol y de la Tierra. Su papel en el clima vendrá determinado por las propiedades de absorción y reflexión de la radiación que tengan sus componentes, y por la forma en la cual se distribuya la energía, ya sea por conducción o por convección.

La troposfera recibe calor de una forma desigual, ya que la máxima insolación se da en el ecuador y la mínima en los polos. Este calentamiento desigual es el motor que mueve el aire en la troposfera. El aire que se calienta en el ecuador, es ligero y asciende, mientras que el aire frío en los polos es pesado y desciende. Si no fuera por la rotación terrestre se establecería una corriente de aire desde los polos al ecuador al nivel del suelo y una corriente en dirección contraria en altura. Sin embargo, la conservación del momento angular, o lo que es lo mismo, la presencia de la fuerza de Coriolis, impide que esto sea así. La fuerza de Coriolis desvía estas corrientes generando tres zonas o células, con descendencias sobre los 30° de latitud y ascensiones sobre los 60°, además de la ascensión ecuatorial y la descendencia polar (figura 1.13).

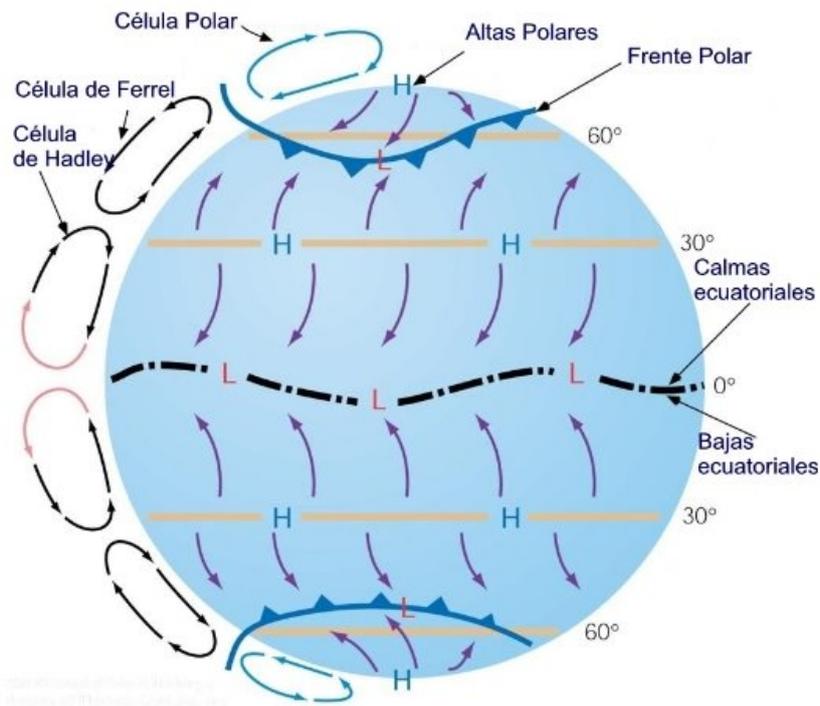


Figura 1.13: Circulación general de la atmósfera, células de Hadley, Ferrel y polar

Como consecuencia de las diferencias que existen entre la temperatura de las masas de aire ecuatoriales y la temperatura de las masas de aire polares, se genera un flujo de aire a nivel planetario que se mueve de oeste a este por efecto de la rotación de la Tierra. Este flujo se denomina corriente en chorro y existen dos corrientes principales, una subtropical localizada a unos 30° de latitud y otra polar a unos 60° de latitud (figura 1.14). Sus dimensiones suelen ser de miles de kilómetros de largo, centenares de kilómetros de ancho y pocos kilómetros de espesor. Se mueve a velocidades que oscilan entre los 60 y los 550 km/h, y generalmente se encuentra a no más de 20 km de altura.

Estas corrientes actúan como guía de los sistemas ciclónicos de tormentas que se encuentran en los niveles más bajos de la atmósfera. Por lo tanto, conocer el curso de las corrientes en chorro resulta importante para el pronóstico meteorológico. Además, estas corrientes juegan un papel significativo en la creación de supercélulas, que son sistemas de tormentas que pueden generar tornados.

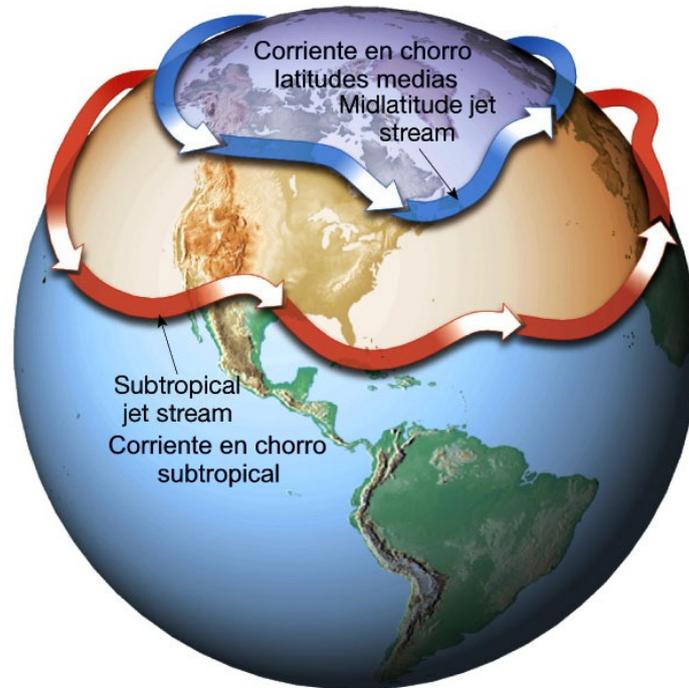


Figura 1.14: Corriente en chorro polar y subtropical

1.3.1 Modos o patrones de teleconexión

Existen numerosos términos para denominar a los patrones de variabilidad atmosféricos (Quadrelli y Wallace, 2004). Teleconexiones, patrones u oscilaciones hacen referencia a los modos preferentes de variabilidad de baja frecuencia (larga escala temporal). Se pueden definir como recurrentes y persistentes patrones sinópticos de presión y anomalías de circulación que se suelen extender ocupando amplias áreas geográficas y que ejercen una gran influencia en el clima (Hurrell, 1996). Presentan amplias escalas espaciales, y su escala temporal puede variar desde varias semanas, meses o incluso años. De todas estas escalas temporales la más común no es excesivamente larga (varias semanas o meses) y presentan una gran importancia en años consecutivos, reflejando una parte importante de la variabilidad interanual e interdecadal.

También se denomina teleconexión a las relaciones que puedan aparecer entre dos fenómenos meteorológicos aparentemente independientes por su lejana ubicación geográfica y por la diferencia temporal que aparezca entre la ocurrencia de uno y la ocurrencia de otro.

Por lo tanto, las teleconexiones son fenómenos integrantes del sistema climático que muestran fluctuaciones recurrentes de la circulación, tanto oceánica como atmosférica, en zonas distantes que presentan correlación entre ellas. Reflejan aspectos importantes de la variabilidad interna del sistema y también de la interacción entre la atmósfera y

otros componentes como los océanos, que presentan mayor inercia. Se determinan mediante una estructura espacial conocida por patrón de teleconexión (en adelante TelePat, del inglés Teleconnection Pattern), y una serie temporal, que recibe el nombre de índice de teleconexión, y que caracteriza su evolución a través del tiempo, su amplitud y su fase (Rodríguez-Fonseca y Rodríguez-Puebla, 2010). Reflejan cambios a gran escala en los patrones de la corriente de chorro y en los de las ondas atmosféricas. Influyen en la temperatura, la precipitación y la localización de la corriente de chorro en vastas regiones. Por lo tanto se les puede atribuir la creación de patrones de tiempo anómalos que tienen lugar simultáneamente en lugares aparentemente muy distantes. Todo esto los transforma en una excelente herramienta de pronóstico si se puede predecir su comportamiento con meses de antelación.

Barnston y Livezey (1987) realizaron el primer trabajo de investigación para tratar de encontrar todos los modos de variabilidad en el Hemisferio Norte. Para ello utilizaron la técnica de Análisis de Componentes principales Rotadas (en adelante RPCA, del inglés Rotated Principal Component Analysis). Fueron capaces de identificar trece esquemas de variabilidad en los campos de presión y geopotencial, de los cuales los principales modos preferentes de variabilidad de baja frecuencia son:

- La Oscilación del Atlántico Norte (en adelante NAO, del inglés North Atlantic Oscillation)
- El patrón del Atlántico este (en adelante EA, del inglés East Atlantic pattern)
- El patrón del Atlántico este - Rusia Occidental (en adelante EA/WR, del inglés East Atlantic/West Russian pattern)
- El patrón Escandinavo (en adelante SCA, del inglés SCandinavian pattern)
- El patrón Polar - Eurasia (en adelante POL, del inglés POLar pattern)
- El patrón del Pacífico Oeste (en adelante WP, del inglés West Pacific pattern)
- El patrón del Pacífico este - Pacífico Norte (en adelante EP-NP, del inglés East Pacific-North Pacific pattern)
- El patrón del Pacífico/Norteamérica (en adelante PNA, del inglés Pacific North América pattern)
- El patrón Tropical del Hemisferio Norte (en adelante TNH del inglés Tropical North Hemisphere pattern)
- El patrón de Transición Pacífica (en adelante PT, del inglés Pacific Transition pattern).

Como este trabajo centra su análisis en el suroeste europeo, los principales patrones que han mostrado influencia en la zona de estudio son aquellos que actúan sobre el Atlántico Norte y Eurasia. Estos patrones serán: NAO, EA, EA/WR y SCA.

1.3.1.1 La Oscilación del Atlántico Norte

La NAO es la teleconexión más importante y más estudiada por ser el patrón principal de variabilidad en el Hemisferio Norte (Hurrell, 1996). Se puede definir como una oscilación atmosférica de masa entre el anticiclón subtropical de las Azores y la región de bajas presiones situada cerca de Islandia (figura 1.15). La diferencia de presión entre estos dos centros es la que describe a este patrón. Afecta mucho a Europa y su influencia es mayor en invierno.

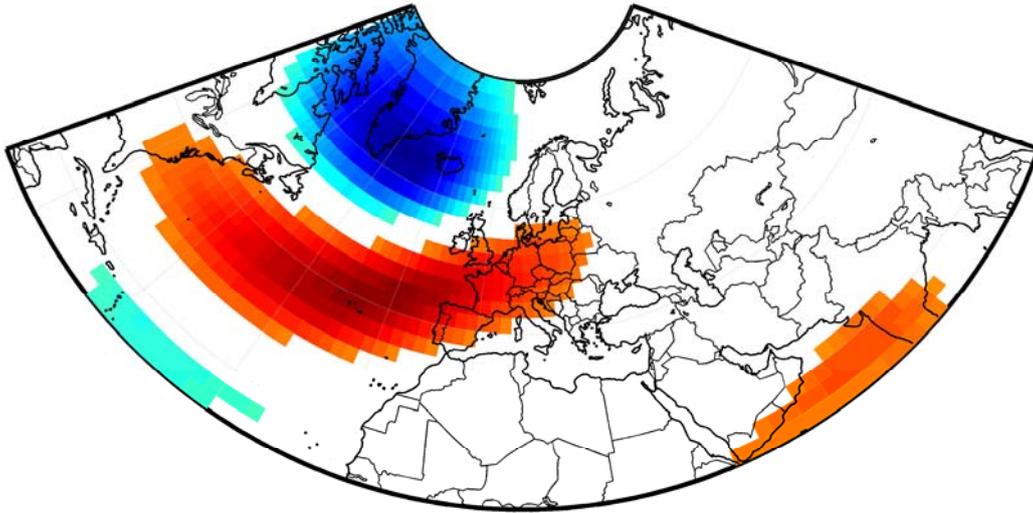


Figura 1.15: Patrón espacial de NAO. Esta imagen fue calculada correlacionando las series temporales mensuales de los diferentes patrones y las anomalías estandarizadas en altitud de 1950 al 2005 (Lorenzo et al., 2008 a)

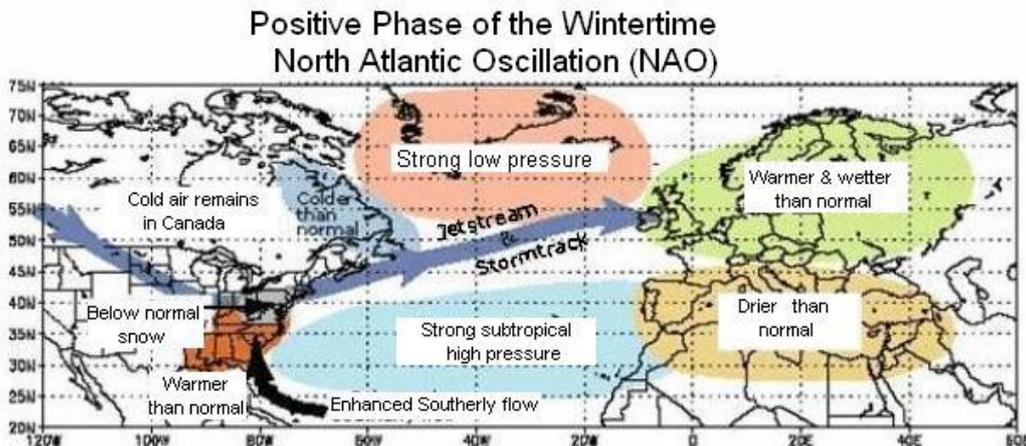
Presenta dos fases: NAO positiva y NAO negativa, que producen condiciones meteorológicas diferentes alrededor del Atlántico Norte. Esto es así debido a que dichas fases están asociadas a cambios en la intensidad y localización de la corriente de chorro y de la trayectoria de las tormentas en el Atlántico Norte, con modulaciones a gran escala de los patrones zonales y meridionales normales de transporte de calor y humedad. Esto produce cambios en los patrones de temperatura y precipitación desde el este de Norteamérica hasta el oeste y el centro de Europa.

En la fase positiva de la NAO (figura 1.16 a), la diferencia de presión existente entre las Azores e Islandia es muy grande. En Islandia estará por debajo de la media y en las Azores por encima. Las tormentas invernales serán fuertes y frecuentes y cruzarán el Atlántico en dirección noreste debido a que el fuerte anticiclón de las Azores las desviará hacia esas latitudes. Los inviernos serán fríos y secos en el Mediterráneo y cálidos y húmedos en el noreste de Europa. Habrá temperaturas por encima de la media en el este de los Estados Unidos y por debajo de la media en Groenlandia.

En la fase negativa de la NAO (figura 1.16 b), la diferencia de presión existente entre las Azores e Islandia es más pequeña y por lo tanto las tormentas de invierno serán menos frecuentes y mucho más débiles, siguiendo un recorrido más hacia el sur y llevando aire cálido y húmedo al Mediterráneo, ya que el anticiclón de las Azores ahora no bloquea su paso. Las anomalías serán contrarias a las observadas durante una fase positiva.

Este patrón presenta una considerable variabilidad entre estaciones y años y se suceden prolongados períodos donde las dos fases del patrón son comunes.

a)



b)

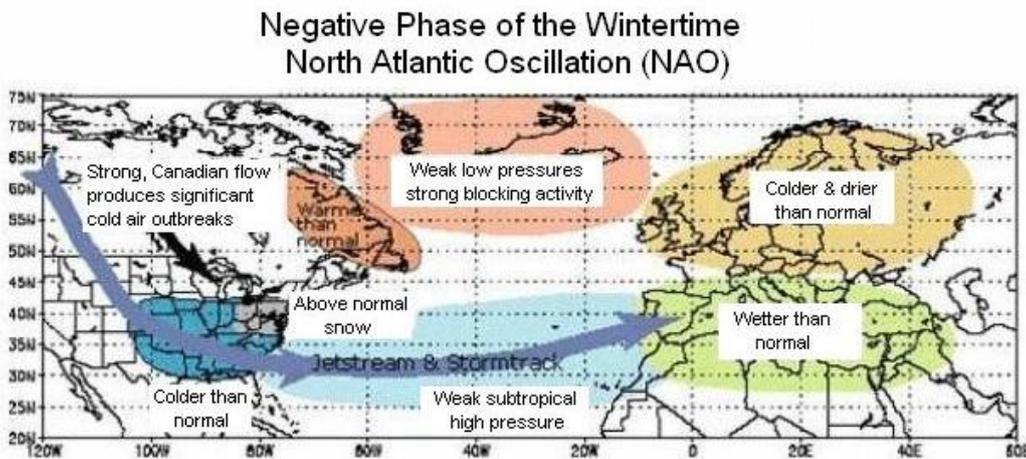


Figura 1.16: Efectos de la NAO sobre las regiones de influencias según se encuentre en fase (a) positiva, o (b) negativa (<http://www.crh.noaa.gov/images/dmx/long-range-forecasting-indices.pdf>)

Hay trabajos que revelan que la SST del Atlántico Norte es una importante fuente de variabilidad de la NAO (Rodwell et al., 1999). Otros estudios demuestran su dependencia con las anomalías de SST (en adelante SSTA, del inglés Sea Surface Temperature Anomaly) de invierno del Atlántico Norte formando el patrón tripolo que ha sido bastante estudiado (Marshall et al., 2001; Visbeck et al., 2003). Incluso existen evidencias de una retroalimentación de este patrón tripolo con la NAO (Czaja y Frankignoul, 2002). También ha sido investigada la relación entre el patrón “horseshoe” (herradura) que aparece en verano con el patrón NAO en invierno (Cassou et al., 2004 a). Otros trabajos (Cassou et al., 2004 b; Paeth et al., 2003) han estudiado la influencia de las SSTA de los océanos globales sobre la NAO invernal, pero se ha encontrado que esta influencia es pequeña fuera del área del Atlántico Norte.

1.3.1.2 Patrón del Atlántico Este

El EA es el segundo modo de variabilidad de baja frecuencia más importante que actúa sobre el Atlántico Norte y está presente en todos los meses. Tiene una estructura muy similar a la NAO porque se basa, igual que ella, en un dipolo de anomalías norte – sur que se extiende por todo el Atlántico Norte. Sus centros están situados hacia el sureste en relación a los de la NAO, uno sobre las altas latitudes del Atlántico Norte y Escandinavia y el otro sobre el norte de África y el mar Mediterráneo (figura 1.17).

Este patrón presenta dos fases, una positiva y otra negativa. En la fase positiva, el centro de altas latitudes del Atlántico Norte tiene anomalías negativas, mientras que el centro de bajas latitudes tiene anomalías positivas. Las temperaturas superficiales estarán por encima de la media en Europa, particularmente en el norte de la Península Ibérica, y por debajo de la media en el norte y centro de los Estados Unidos. Esta fase intensifica los vientos del oeste sobre las latitudes centrales del este del Atlántico Norte y mayor parte de Europa. En la fase negativa la situación cambia, con un fuerte flujo partido sobre las latitudes centrales del este del Atlántico Norte y mayor parte de Europa, asociado con un bloqueo anticiclónico en la vecindad de Groenlandia y Gran Bretaña. Este patrón presenta una variabilidad interdecadal.

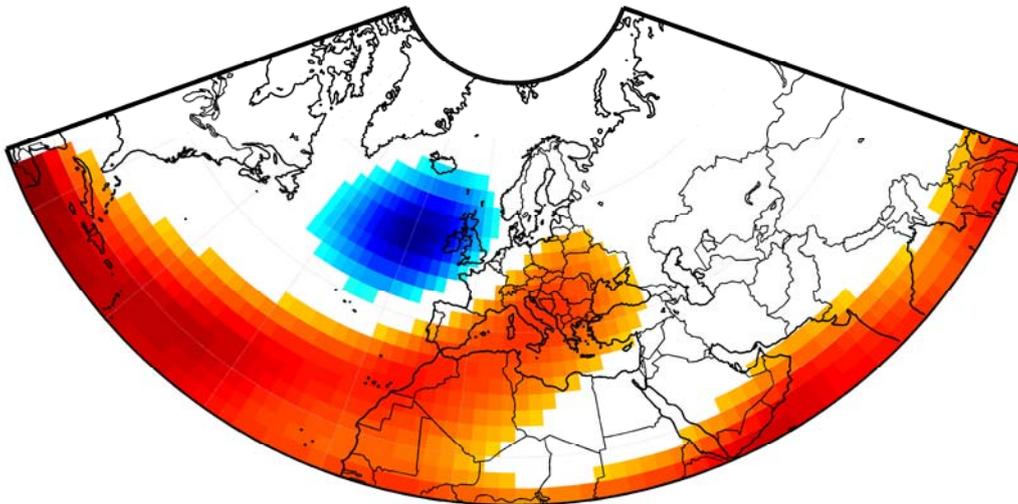


Figura 1.17: Patrón espacial de EA. Esta imagen fue calculada correlacionando las series temporales mensuales de los diferentes patrones y las anomalías estandarizadas en altitud de 1950 al 2005 (Lorenzo et al., 2008 a)

EA explica una parte significativa de la variabilidad de la lluvia y de la temperatura en la parte oeste de la Península Ibérica (Lorenzo y Taboada, 2005; Lorenzo et al., 2008 a; Rodrigo y Trigo, 2007; Rodríguez-Fonseca y Serrano, 2002; Saenz et al., 2001; Serrano et al., 1999; Vicente-Serrano y López-Moreno, 2006). También se ha observado que tiene una fuerte relación sobre los episodios de afloramiento de la costa noroeste de la Península Ibérica (deCastro et al., 2008 a y b). Por otro lado, las tendencias en los extremos de temperatura observadas en la Península Ibérica se asocian con este patrón (Rodríguez-Puebla et al., 2009)

1.3.1.3 Patrón del Atlántico Este/Rusia Occidental

El EA/WR es el tercer patrón que más afecta a Eurasia a lo largo del año (figura 1.18). Durante los meses de invierno tiene dos centros principales de anomalías sobre el mar Caspio y Europa occidental y otros dos centros de signos opuestos a los anteriores que se sitúan en el oeste y noroeste de Rusia y en el noroeste de Europa. En primavera aparece un tercer centro de anomalías en las costas portuguesas del mismo signo que el que está sobre Rusia. En otoño, este último centro aparece más retirado en dirección oeste, ya que sufre un pronunciado retroceso hacia Terranova.

También este patrón se caracteriza por tener dos fases. En la fase positiva, el centro sobre Europa occidental y noroeste de China adquiere valores positivos en las anomalías, y en el centro del Atlántico Norte y el norte del mar Caspio muestra valores negativos (Barnston y Livezey, 1987; Wallace y Gutzler, 1981). Las fases negativas más pronunciadas y persistentes tienden a producirse en invierno y al principio de la primavera.

Las principales anomalías en la temperatura superficial van asociadas con la fase positiva de este patrón y son temperaturas por encima de la media en el este de Asia y por debajo de la media en el este de Rusia y noroeste de África. Las precipitaciones están por encima de la media al este de China y por debajo de la media en Europa central.

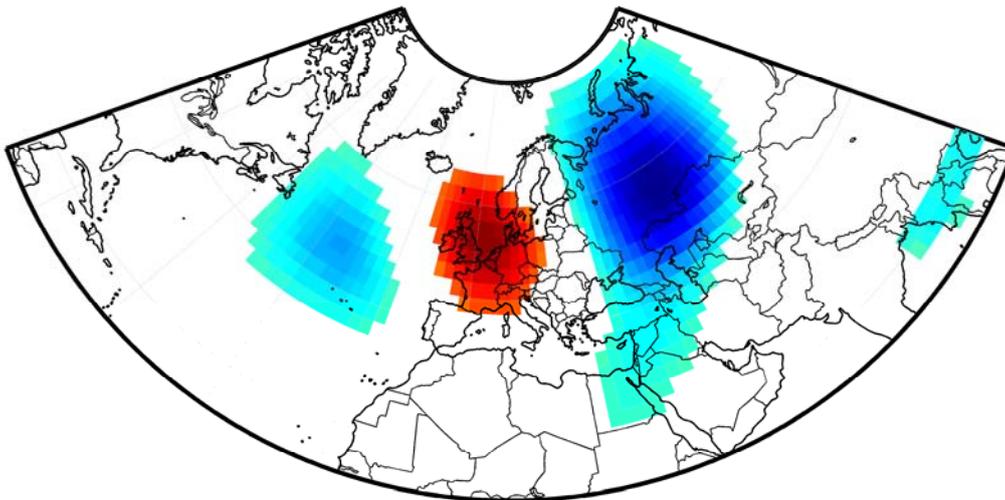


Figura 1.18: Patrón espacial de EA/WR. Esta imagen fue calculada correlacionando las series temporales mensuales de los diferentes patrones y las anomalías estandarizadas en altitud de 1950 al 2005 (Lorenzo et al., 2008 a)

1.3.1.4 Patrón escandinavo

El SCA presenta un centro primario de anomalías que abarca Escandinavia y grandes porciones del océano Ártico y norte de Siberia, y está presente todo el año. Tiene otros dos centros adicionales y más débiles, de signo opuesto al anterior, situados sobre Europa occidental, Mongolia y el oeste de China (figura 1.19).

En su fase positiva, se observan valores positivos de las anomalías sobre Escandinavia y oeste de Rusia y valores negativos de las anomalías sobre los otros centros. Su fase negativa está asociada con anomalías negativas sobre Escandinavia y el oeste de Rusia y valores positivos de las anomalías sobre los otros centros. Las anomalías positivas en esta fase bloquean los anticiclones. Así, las temperaturas serán más bajas que la media a lo largo de Rusia central y el oeste de Europa y habrá más precipitaciones de lo normal en el centro y sur de Europa y menos de lo normal en Escandinavia. Su variabilidad es estacional, interdecadal e interanual.

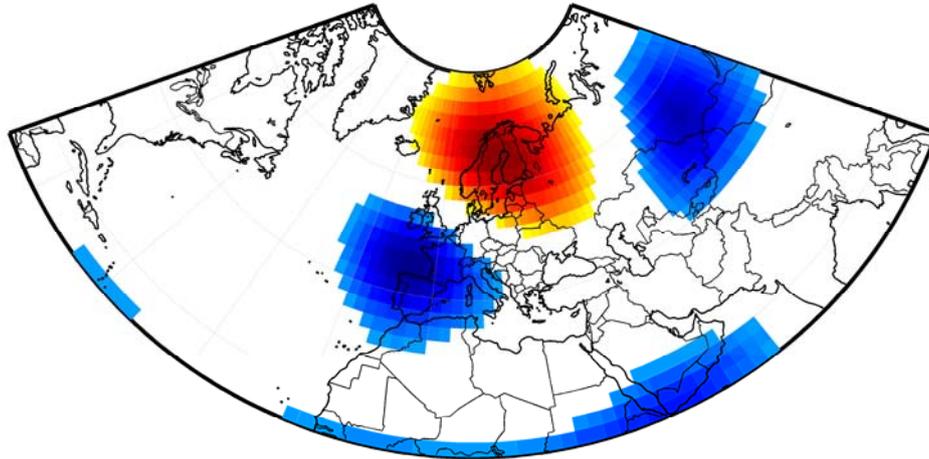


Figura 1.19: Patrón espacial de SCA. Esta imagen fue calculada correlacionando las series temporales mensuales de los diferentes patrones y las anomalías estandarizadas en altitud de 1950 al 2005 (Lorenzo et al., 2008 a)

Este patrón tiene influencia en la variabilidad de la precipitación y temperatura sobre la Península Ibérica (Lorenzo y Taboada, 2005; Lorenzo et al., 2008 a; Rodríguez-Fonseca y Serrano, 2002; Serrano et al., 1999).

Como mencionamos anteriormente, existen numerosos patrones y modos de oscilación, lo que hace que el área europea esté fuertemente influenciada por los patrones que se encuentran sobre el Atlántico Norte. Pero no debe limitarse el estudio a esta región, ya que Europa también sufre la influencia de patrones o modos de oscilación de otras latitudes. El fenómeno del ENSO es un claro ejemplo de ello.

1.3.1.5 ENSO

El ENSO es el fenómeno más importante de variabilidad natural del clima global en escalas interanuales, y está caracterizado por fluctuaciones del sistema atmósfera-océano en la región del Pacífico tropical. Se denomina El Niño a un calentamiento de las aguas superficiales del Pacífico oriental, y Oscilación Sur a una variación a gran escala del sistema de presión atmosférica sobre los trópicos. Estos dos fenómenos presentan una relación entre ellos manifestando de forma clara e intensa la interacción océano-atmósfera.

Originariamente El Niño era el término que los pescadores de la costa de Perú le daban a una invasión estacional de una corriente oceánica caliente del sur (ver figura 1.20 a) que desplazaba a la corriente fría del norte en la que solían faenar. Actualmente, hace

referencia a un ciclo continuo e irregular de cambios en las condiciones oceánicas (la parte conocida como El Niño) y atmosféricas (parte conocida como Oscilación Sur) que afectan al planeta. El fenómeno contrario, es decir la presencia de temperaturas anormalmente frías en la superficie del mar en dicha región (ver figura 1.20 b), se denomina La Niña.

El cambio de condiciones El Niño – La Niña – El Niño dura aproximadamente unos cuatro años, pero presenta un carácter bastante irregular. De forma general, un suceso ENSO comienza a principios de año, desarrolla su máxima intensidad en un intervalo que va de seis a ocho meses, se mantiene en su etapa madura durante unos diez meses más y disminuye durante los últimos seis meses. Pero hay sucesos que pueden presentar mayor o menor duración (García y Hernández, 2000).

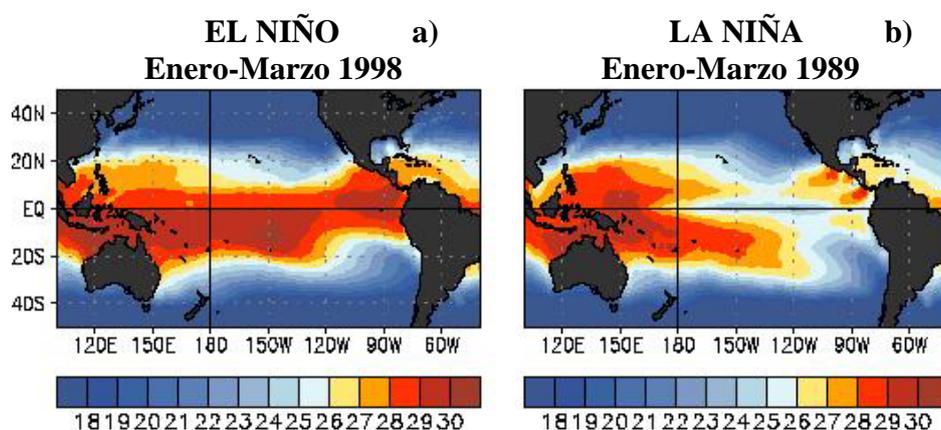


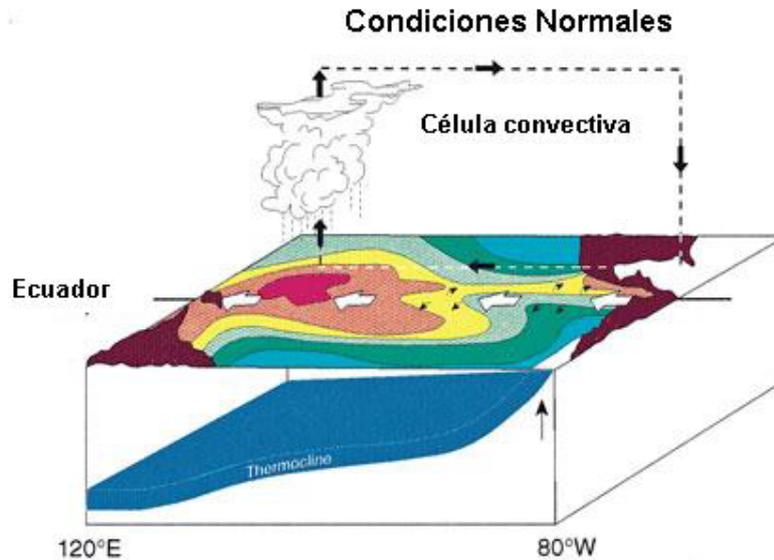
Figura 1.20: Media de las SST del Pacífico entre enero y marzo durante (a) el evento Niño de 1998 y (b) El evento Niña de 1989 (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/ensocycle.shtml)

Se puede decir que el ENSO comienza con la aparición de corrientes oceánicas en las costas del Pacífico Sur durante el verano austral. Se inicia en el Pacífico tropical cerca de Australia e Indonesia donde la SST se eleva unos grados. Estas aguas cálidas inician un desplazamiento hacia el este, alcanzando unos seis meses más tarde, las costas de América del Sur. Además, este incremento de la SST también produce cambios en la salinidad de las aguas y en las corrientes marinas de la región afectada. Mientras esto tiene lugar en el océano, en la atmósfera tiene lugar una distribución de presiones, descendiendo en el Pacífico este y ascendiendo en el Pacífico oeste, ocasionando variaciones en las direcciones y velocidades de los vientos (Abeledo, 1998).

Existe un índice que recibe el nombre de Índice de Oscilación Sur (en adelante SOI, del inglés Southern Oscillation Index) y que se utiliza para medir la parte atmosférica del fenómeno. Se puede definir como la diferencia entre las anomalías de presión atmosférica entre Tahití y Darwin (Australia) ubicadas en el Pacífico este y oeste respectivamente. Estas ubicaciones quedan cerca de los centros de la Oscilación del Sur. Las series del SOI suelen coincidir bastante bien con los cambios observados en las temperaturas oceánicas en el Pacífico tropical este. Durante un fenómeno ENSO, la presión atmosférica es relativamente baja en Tahití y alta en Darwin, y corresponderá con una fase negativa del SOI (García y Hernández, 2000). Los períodos prolongados de SOI negativo coinciden con aguas oceánicas anormalmente cálidas, típicas de los episodios de El Niño. Si los períodos prolongados presentan una fase positiva del SOI,

las aguas del Pacífico tropical estarán anormalmente frías, correspondiendo con un episodio de La Niña.

a)



b)

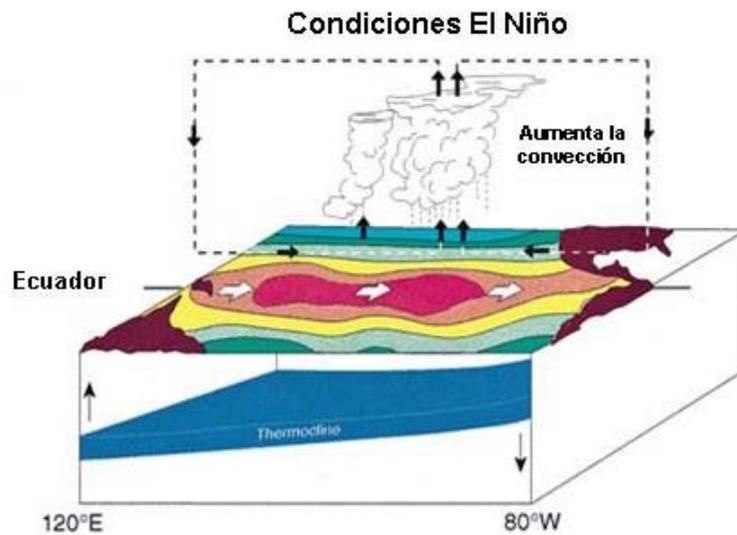


Figura 1.21: Representación esquemática de (a) las condiciones normales y (b) las condiciones de “El Niño”. El gradiente de temperatura va desde los tonos rojo, naranja y amarillo que indican temperaturas más cálidas, hasta los tonos verde y azul que indican temperaturas más frías
(http://www7.nationalacademies.org/opus/spanish_elnino.html)

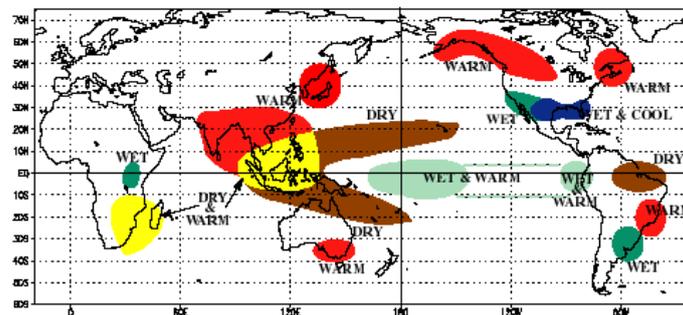
En situaciones normales (figura 1.21 a), el aire sobre las aguas frías del Pacífico oriental es demasiado denso como para ascender lo suficientemente alto y permitir que el vapor de agua se condense formando nubes y lluvia. Es por esto que algunas zonas de Perú y

Ecuador quedan desérticas. La alta presión en el este y la baja situada sobre aguas más calientes al oeste provocan que el aire sople en dirección oeste, generando y reforzando los vientos alisios. Estos vientos absorben toda la humedad del océano a medida que se van desplazando hacia el Pacífico occidental, donde el aire húmedo se condensará y producirá los monzones sobre Nueva Guinea e Indonesia. Además, los alisios empujan las aguas más calientes de la superficie hacia el oeste a lo largo del ecuador hasta que se acumulan en la costa de Indonesia. Esta densa capa de agua caliente ejerce una presión sobre la termoclina.

Mientras tiene lugar un evento El Niño (figura 1.21 b), los alisios se debilitan y a medida que estos disminuyen el aire húmedo y caliente asciende sobre el Pacífico central en lugar de hacerlo hacia el oeste. Las lluvias monzónicas desaparecen sobre la India e Indonesia y se producen temporales de lluvias en las costas occidentales de América del Norte y del Sur. Cuando los vientos alisios cesan del todo, se libera el agua caliente que se movía de oeste a este por el Pacífico, empujando la termoclina hacia el fondo en el Pacífico oriental e impidiendo la ascensión de agua fría desde el fondo. Este bloqueo del agua fría impide la ascensión de los nutrientes del fondo disminuyendo la pesca. Debido a esto, aumenta la SST en el este de la cuenca.

El ENSO es un patrón tropical que constituye la mayor fuente de variabilidad de los trópicos, pero también tiene influencia en latitudes extratropicales como se puede ver en las figuras 1.22 y 1.23.

a)



b)

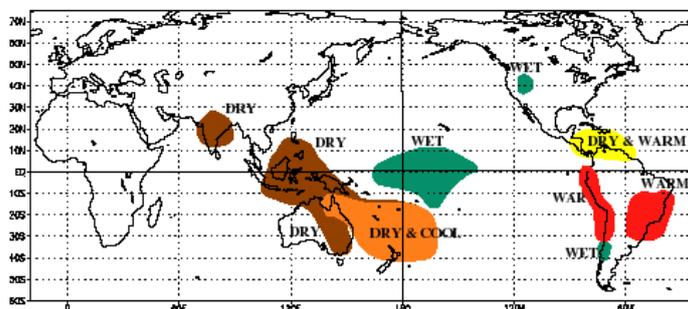
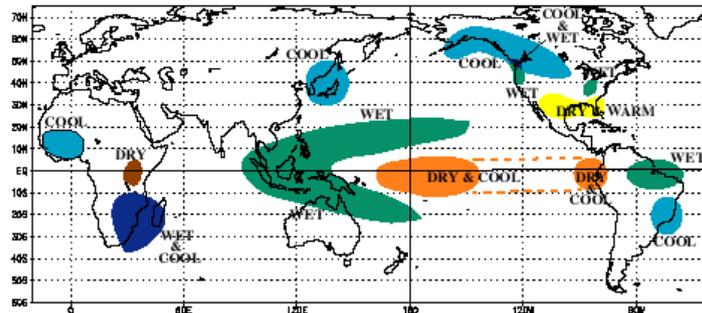


Figura 1.22: Episodio de El Niño y sus efectos en otras regiones para (a) período invernal (diciembre-enero) y (b) período estival (junio-agosto)
[/www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.shtml)

a)



b)

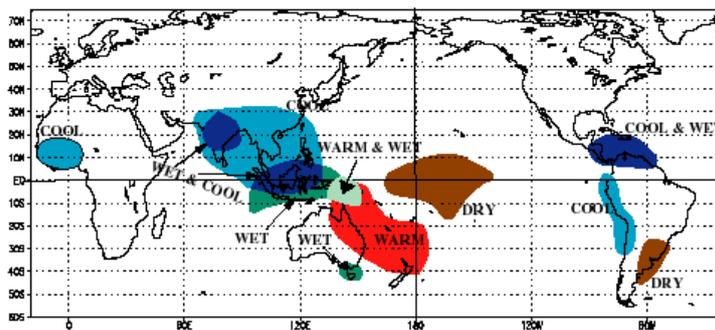


Figura 1.23: Episodio de La Niña y sus efectos en otras regiones para (a) período invernal (diciembre-enero) y (b) período estival (junio-agosto) (www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.shtml)

Hay que tener en cuenta que los mecanismos que explican las teleconexiones con el ENSO no ocurren de forma lineal. Para explicar la transmisión de la señal de ENSO hasta el sector Euro-Atlántico existen diversas hipótesis aceptadas. La primera de ellas sería por medio de anomalías estratosféricas (Randel, 2004) debido a que el ENSO afecta a la tropopausa sobre las regiones del Pacífico. Otra posible transmisión sería por medio de interacciones con el área del Atlántico tropical produciendo anomalías en la SST de esta región del Atlántico. Los efectos serían más fuertes si las SST del Pacífico tropical y del Atlántico tropical están en fase. Y por último por medio de la modificación de la PNA debido a que el ENSO produce alteraciones en el Pacífico Norte. Dichas anomalías se transmitirían hacia el Atlántico Norte vía ondas de Rossby (Brönnimann, 2007). Existen discrepancias en torno a las relaciones físicas que lo producen, e incluso hay autores que sugieren que pueden actuar a la vez dependiendo de la estación considerada y del evento ENSO que tenga lugar, es decir, si es un evento tipo Niño o un evento tipo Niña. Este hecho hace difícil la separación de las hipótesis, lo que complica la distinción de cuál de las tres formas de transmisión tiene mayor repercusión sobre el área europea (Rodríguez-Fonseca y Rodríguez-Puebla, 2010). Para medir la intensidad con la que se produce un fenómeno ENSO se han desarrollado diversos índices. Con anterioridad ya se ha descrito el SOI, que se encarga de la parte atmosférica del fenómeno. Otro de ellos es el índice multivariante del ENSO, que se basa en una media pesada de seis variables que son: presión a nivel del mar (en adelante SLP, del inglés Sea Level Pressure), componentes este-oeste y norte-sur del viento en

superficie, temperatura del mar, temperatura del aire y valor total de la nubosidad. Los valores positivos de este índice corresponderán con eventos tipo Niño. También se puede medir el índice de El Niño utilizando las SSTA de determinadas regiones del Pacífico tropical. Dependiendo de las regiones consideradas tenemos un índice de El Niño determinado, como se puede ver en la figura 1.24.

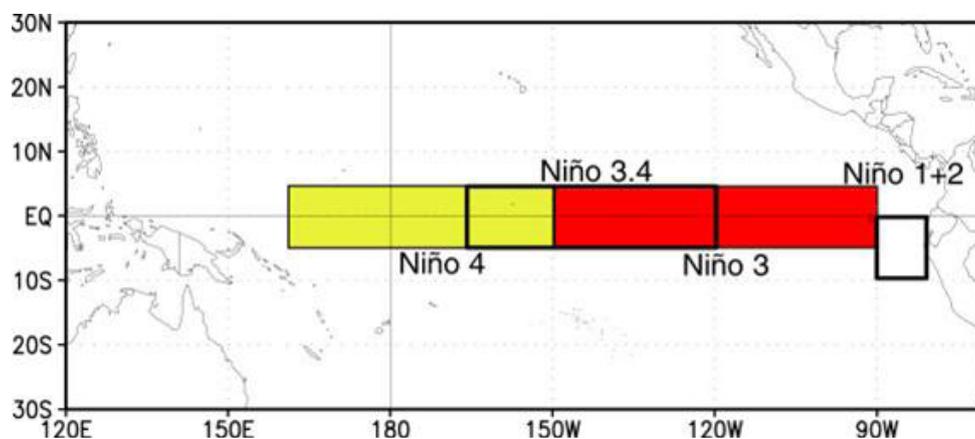


Figura 1.24: Índices de El Niño basados en la SST de determinadas regiones del Pacífico Ecuatorial (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/lanina/enso_evolution-status-fcsts-web.pdf)

Basado en el Niño 3.4 se creó otro índice que recibe el nombre de Índice de El Niño Oceánico (en adelante ONI, del inglés Oceanic Niño Index). Este índice, se define como una media móvil de tres meses de la SST en esta región. Es el índice principal que se utiliza para monitorizar y predecir el estado del ENSO. Un estado El Niño se caracterizará por un ONI positivo igual o mayor que $+0.5$ °C. Un estado La Niña se caracterizará por un ONI menor o igual que -0.5 °C. Todos los valores que queden entre esos dos serán estados neutrales. Para que se considere un estado Niño o Niña estos valores se deben mantener, como mínimo, cinco estaciones. Las estaciones engloban tres meses y estos meses se solapan unos con otros, es decir, enero, febrero y marzo sería la primera estación, febrero, marzo y abril, la segunda, marzo, abril y mayo la tercera y así sucesivamente.

Capítulo 2:

Influencia de la variabilidad de alta y baja frecuencia sobre la THC. Consecuencias para el clima

2.1 LA THC

Como se ha dicho en el capítulo 1, la circulación oceánica es un sistema físico complejo que está gobernado por las ecuaciones de calor, salinidad, momento y masa. Los procesos que producen la circulación en los océanos son las fuerzas de marea, el rozamiento del viento sobre la superficie oceánica y las diferencias de densidad. Como ejemplo está la corriente de Humboldt que es una corriente fría y extensa con baja salinidad que es conducida por el rozamiento del viento que se extiende a lo largo de la costa oeste de América del Sur, desde el norte de Perú al sur de Chile. Otro ejemplo de circulación dirigida por el viento es la corriente del Golfo localizada en el Atlántico Norte. Y un ejemplo de corrientes que se producen por diferencias de densidad es la THC.

Los estudios de los mecanismos dinámicos de las circulaciones conducidas por el viento son muchos y están muy desarrollados (Pedlosky, 1996), pero el comportamiento de las corrientes oceánicas profundas, y en particular la THC, no está tan bien comprendido, en parte debido a la dificultad de estudiar estas corrientes in situ. Se puede reducir la media zonal de la THC a un giro vertical en el transporte meridional del sistema de circulación (en adelante MOC, del inglés Meridional Overturning Circulation) con sus fuentes de agua profunda localizadas en las latitudes altas de ambos hemisferios.

En la sección 1.2.2 se ha hablado de las principales características de la THC. Ahora se entrará en una descripción más pormenorizada de la misma.

La THC es un fenómeno global con interacciones interoceánicas e interhemisféricas. Es un proceso influenciado por la topografía, la distribución global del rozamiento de los vientos sobre la superficie oceánica, el calor superficial y los flujos de agua dulce.

Incluye alta convección localizada y un amplio afloramiento extendido a todo el océano global. En este esquema conceptual se puede decir que los procesos principales que actúan en la formación y movimiento de la THC son la convección y el afloramiento (Munk y Wunsch, 1998; Marotzke, 2000).

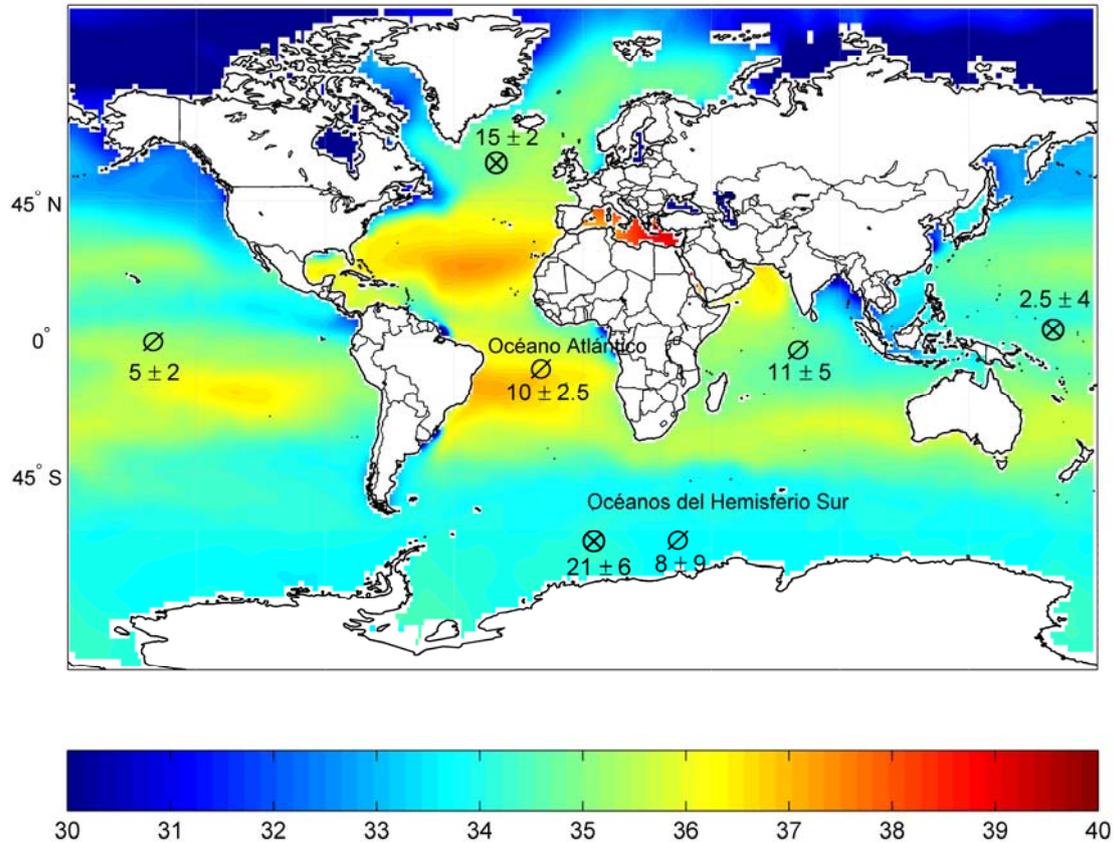


Figura 2.1: Áreas principales de afloramiento (Ø) y de hundimiento (⊗) observadas en el “World Ocean Circulation Experiment project” por Ganachaud y Wunsch, 2000. La SSS (en psu) fue obtenida de los registros climatológicos anuales del World Ocean Atlas 2005 (<ftp://ftp.nodc.noaa.gov/>)

En el Hemisferio Norte, las principales regiones de formación de agua profunda están localizadas en los mares árticos: mar de Groenlandia y mar de Barents, y también en el mar de Labrador. En el Hemisferio Sur tenemos el mar de Weddel, el de Ross y el de la costa de Adelie (van Aken, 2007), mientras que la distribución de los afloramientos tiene lugar al norte de la latitud de 7 °S. En la figura 2.1 se localizan los principales lugares de formación de agua profunda (⊗) y las principales regiones de afloramiento (Ø) de la THC medidas por el World Ocean Circulation Experiment (WOCE project) y basadas en el trabajo de Ganachaud y Wunsch, 2000. Los números en la figura 2.1 indican el volumen de transporte en los principales puntos de afloramiento y hundimiento en Sv.

La masa de agua que se forma en el Atlántico Norte recibe el nombre de NADW (ver figura 2.2), y las masas de agua fría y salada de los mares de Weddel y Ross se llaman Aguas Profundas del Antártico. En el Pacífico Norte, no se produce formación de agua profunda debido a que la salinidad es demasiado baja.

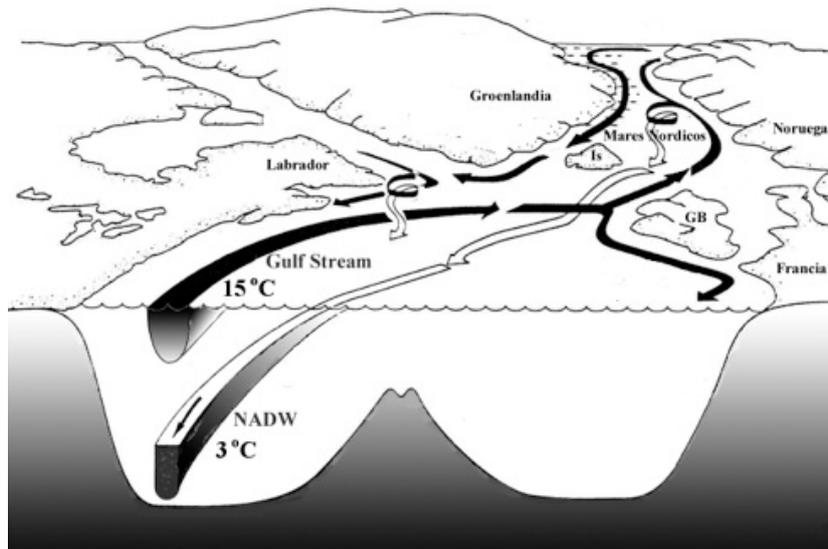


Figura 2.2: Representación de la corriente del golfo (gulf stream) y del NADW en la zona del Atlántico Norte. (http://web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)

La rama atlántica de la THC tiene un papel fundamental en el clima global, transportando aproximadamente 1PW (1015 W) de calor hacia el norte del Atlántico (Bryden e Imawaki, 2001, Ganachaud y Wunsch, 2000 y 2003; Munk y Wunsch, 1998; Trenberth y Solomon, 1994). Este calor es liberado a la atmósfera, moderando las temperaturas invernales del Atlántico Norte. La transferencia media de calor del Atlántico Norte en enero está representada en la figura 2.3.

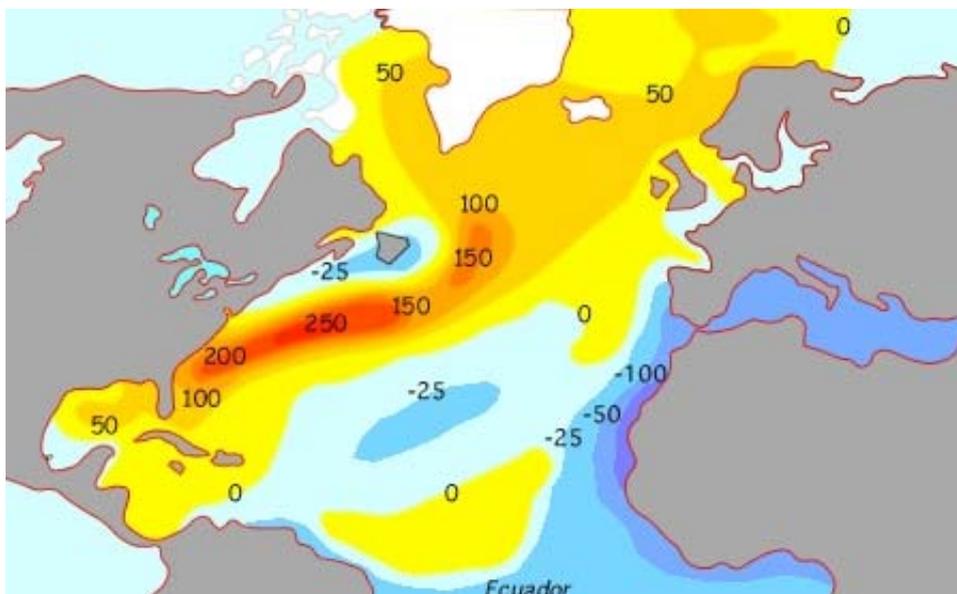


Figura 2.3: Transferencia media de calor del Atlántico Norte en enero transferida del mar a la atmósfera (en W/m^2) (http://web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)

No se conoce completamente el efecto cuantitativo de la THC sobre el clima de las áreas continentales que rodean al Atlántico Norte. Se han hecho estimaciones eliminando la formación del NADW en los modelos climáticos. Dichos experimentos sugieren que existe un enfriamiento con un máximo de 10 K sobre los mares nórdicos, mientras que la extensión espacial que dicho enfriamiento alcanza depende del modelo considerado (Rahmstorf, 2006). En la última década se han realizado medidas de la magnitud de esta circulación para determinar si existe una tendencia a la disminución en el contexto actual de cambio climático. Sin embargo, hasta el momento, en las observaciones realizadas por el programa “Rapid Climate Change” (Cunningham et al., 2007) no se puede distinguir la tendencia observada por Bryden et al., 2005 de la variabilidad natural. Otros investigadores (Schott et al., 2004) han llegado a la conclusión de que, al considerar escalas de tiempo pequeñas, el flujo de agua profunda no presenta una tendencia significativa en la última década. La variabilidad natural de la THC no puede separarse de la NAO al considerar escalas de tiempo interanuales. Cuando la NAO se encuentra en su fase positiva, la intensidad del viento es mayor en el Atlántico Norte, disminuyendo la SST y aumentando la formación de NADW (Delworth y Dixon, 2000). Al considerar escalas multidecadales hay que tener en cuenta a la Oscilación Multidecadal del Atlántico (en adelante AMO, del inglés Atlantic Multidecadal Oscillation) que ha sido relacionada con la variabilidad multidecadal de la THC (Delworth y Mann, 2000; Knight, 2005). La AMO oscila entre calentamientos y enfriamientos que tienen lugar en el Atlántico Norte, con un período que oscila entre 50 y 70 años (Kerr, 2000), lo que influye en la formación de NADW y en las anomalías en la THC.

2.2 EL PAPEL DE LA THC EN EL SISTEMA CLIMÁTICO

La evolución del clima a través del tiempo depende de numerosos parámetros que interactúan en la variabilidad natural. Algunos de estos parámetros son la deriva de los continentes, variaciones en la órbita terrestre, variaciones en la actividad solar o la actividad volcánica. Para estudiar los cambios climáticos abruptos del pasado y ver como ha sido la evolución del clima a lo largo de la historia geológica de la Tierra se utilizan los registros proxy. Los datos proxy o indicadores paleoclimáticos son registros naturales que se encuentran enterrados en sedimentos del fondo de los océanos, en arrecifes de coral, congelados en glaciares y calotas de hielo, o preservados en los anillos de árboles.

En la figura 2.4 se muestran los principales tipos de registros proxy, con el intervalo de muestreo, el alcance temporal y las variables climáticas de las que nos dan información. La vida de la Tierra está llena de cambios climáticos abruptos y radicales. Desde su origen, ha pasado por multitud de estados y configuraciones que nada tienen que ver con el presente actual.

Hace unos 100 millones de años (en adelante Ma) la temperatura media de la superficie del planeta era entre 6 y 12 °C mayor que la actual. Por estudios de fósiles hallados en las profundidades del Ártico se calcula que las aguas tenían una temperatura media de entre 15 y 20 °C (Jenkyns et al., 2004).

Proxy Tipo	Intervalo muestreo (min.)	Alcance temporal (orden: años)	Temp.	Precip. o balance agua	Composic. Química (aire o agua)	Biomasa o vegetación	Erupciones volcánicas	Nivel del mar	Actividad solar
Records Historicos	día/hr	~10 ³	X	X	X	X	X	X	X
Anillos árboles	año/estación	~10 ⁴	X	X		X	X		X
Sedimentos lacustres	años a 20 años	~10 ⁴ ~10 ⁶	X	X		X	X		
Corales	Años	~10 ⁴	X	X	X			X	
Testigos de hielo	Años	~5 X 10 ⁵	X	X	X	X	X		X
Polen	20 años	~10 ⁵	X	X		X			
Speleothems	100 años	~5 X 10 ⁵	X	X	X				
Loess	100 años	~10 ⁶		X		X			
Característ. Geomórficas	100 años	~10 ⁶	X	X			X	X	
Sedimentos marinos	500 años	~10 ⁷	X	X	X	X	X	X	

Figura 2.4: Principales tipos de registros proxy y sus características

Las causas de este clima cálido y húmedo, que se manifestó especialmente entre 120 y 90 Ma son:

- Una alta concentración de CO₂ y vapor de agua.
- Un clima más oceánico, con una distribución de mares y continentes que favorecería la exportación marina de calor de los trópicos hacia los polos y, por lo tanto, unas temperaturas más uniformes.
- Un mayor transporte meridional de humedad desde las zonas tropicales a las latitudes altas, lo que provocaría en éstas regiones temperaturas más altas y precipitaciones más intensas

Además de la mayor concentración de gases invernadero, la configuración de los mares y continentes permitió un favorable sistema de corrientes oceánicas, que hacía llegar más calor tropical a los polos. Por otra parte, la desmembración de los continentes, como Europa, divididos en grandes y pequeñas islas, moderaba las oscilaciones estacionales evitando los rigores climáticos invernales. La diversa configuración de mares y continentes repercutía en el sistema de corrientes marinas superficiales y en las THC. Se cree que a mediados del Cretácico las aguas profundas de los océanos tenían una temperatura media de 15 °C, mucho más alta que los 2 °C actuales. La razón es que el agua que ocupaba el fondo procedía de latitudes diferentes a las del presente. El grueso de la formación de agua profunda se produciría en latitudes tropicales, ya que en los mares someros del sur de Europa y del incipiente Atlántico, se producía una intensa evaporación que aumentaba la SSS, las densificaba y las hacía hundirse aún calientes. Se formaba así una masa de agua profunda relativamente cálida, que posteriormente se

distribuía por el fondo de todos los mares hacia el norte y hacia el sur. Este proceso es en parte semejante a lo que ocurre hoy con el agua profunda mediterránea que sale al Atlántico por el estrecho de Gibraltar (Uriarte, 2003).

Los registros tomados a partir de la composición isotópica del oxígeno en los testigos de hielo tomados en la Antártida demuestran que en los últimos 400.000 años la Tierra ha vivido 4 largos períodos glaciales, puntuados con cortos interglaciares (figura 2.5).

La llegada de estos eventos glaciares y la posterior aparición de los eventos interglaciares no tuvo lugar de forma uniforme. A lo largo de la glaciación existieron episodios milenarios de agudización del frío, denominados estadiales. Al final de los estadiales se podían producir en el Atlántico Norte grandes derrumbes de icebergs procedentes de los mantos continentales, llamados eventos Heinrich (figura 2.6). A lo largo de la Última Glaciación hubo 6 episodios de estos eventos Heinrich (Heinrich, 1988) en los que los témpanos de hielo que venían del norte se derretían al llegar a aguas más cálidas, entre 40 °N y 55 °N y los materiales rocosos, que habían arrancado del sustrato continental antes de su caída al mar, se depositaban en el fondo del Atlántico. La influencia de los eventos Heinrich en el clima global se hacía sentir al derretirse los icebergs de agua dulce ya que disminuía la SSS del Atlántico Norte disminuyendo la densidad del agua y debilitando el movimiento convectivo de hundimiento en los mares nórdicos. Al estar debilitada la THC atlántica, la corriente del Golfo no llegaba a latitudes altas y se producía un avance superficial de las masas de agua polares hasta las costas del sur de Portugal (Bard et al., 1996).

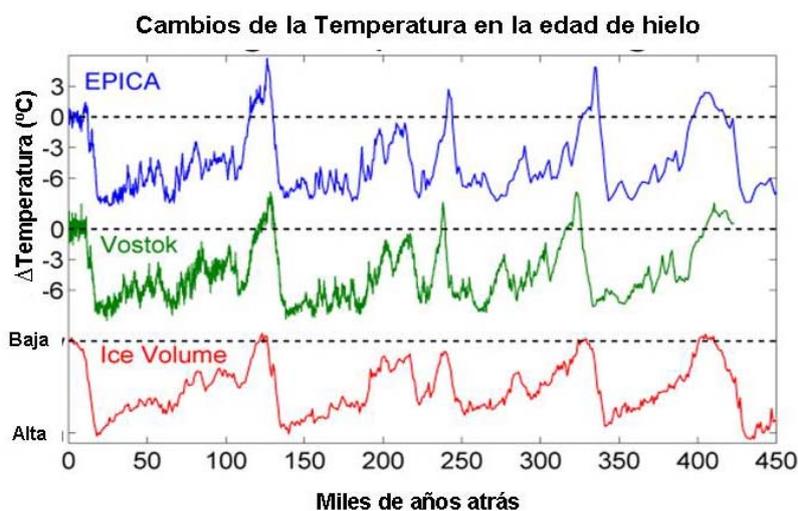


Figura 2.5: Cambios en la temperatura en el clima pasado tomados de los testigos de hielo

El frío de los estadiales era interrumpido por períodos de brusco calentamiento de tan sólo una decena de años de duración, llamados interestadiales o eventos de calentamiento Dansgaard-Oeschger (figura 2.6). En ellos las temperaturas continentales y marinas eran muy superiores a las de los estadiales y a veces, en períodos cortos seculares, casi alcanzaban las de los interglaciares. Durante la última glaciación se produjeron una veintena de picos de calor, que se sucedían en ciclos de 1500 años (Rahmstorf, 2003). Se ha comprobado que estas variaciones afectaron no sólo al

Atlántico y a sus mares adyacentes como el Mediterráneo (Martrat et al., 2004), sino también a lugares muy alejados de él, como Israel, China o el Índico.

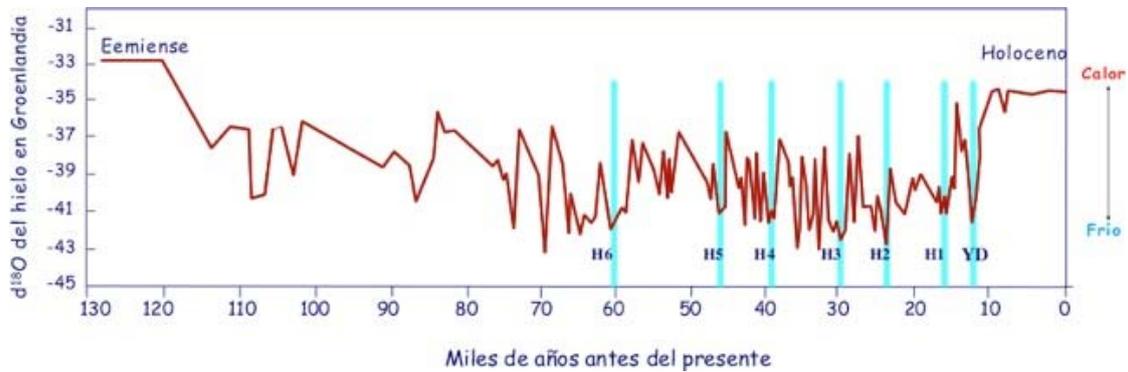


Figura 2.6: Inestabilidad climática durante la Última Glaciación según el sondeo GISP II de Groenlandia. Los interestadiales cálidos están señalados con números y los episodios Heinrich con barras azules. YD es el último período frío: el Younger Dryas (http://web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)

Así pues, cuando acababan los eventos Heinrich, se producía de nuevo una salinización de las aguas del Atlántico Norte, que era clave en la reanudación de la THC. Tras las descargas de icebergs, menguaba la masa de hielo de las lenguas glaciares que desaguaban en la costa. Disminuía el aporte de agua dulce al mar y, en consecuencia, aumentaba de nuevo la salinidad del Atlántico Norte. Se reanudaba con rapidez la THC y se intensificaba la Corriente del Golfo. Se producía una brusca subida de las temperaturas en las latitudes medias-altas y se entraba en un cálido interestadial

Existen pruebas consistentes que demuestran que las temperaturas y las corrientes del Atlántico Norte durante la glaciación eran muy diferentes de las actuales. En los estadiales, la Corriente del Golfo se debilitaba y su influencia no llegaba a las latitudes superiores a 45 °N (figura 2.7 a). La masa de agua polar avanzaba hacia el sur y su borde meridional se extendía en paralelo desde la costa noreste de Estados Unidos hasta la Península Ibérica. A diferencia de lo que ocurre en la actualidad (figura 2.7 b), el norte del Atlántico quedaba fuera de la influencia del agua subtropical. Por lo tanto, este océano ejercía un efecto moderador sobre el clima de Europa mucho menor y el frío invernal en el continente era mucho más intenso.

El manto Laurentino (figura 2.7) al derretirse desalinizaba las aguas del Atlántico Norte. Esto producía modificaciones en la THC y en el flujo de vientos de las latitudes medias y altas.

Hace 12.200 y 11.500 años se produjo el momento de frío más intenso en el cual las temperaturas llegaron a ser 15 °C más bajas que las actuales, y el espesor de la nieve precipitada se redujo de nuevo (figura 2.8). Este período frío, denominado Younger Dryas, terminó bruscamente en el 11.500 antes del presente, cuando las temperaturas subieron definitivamente poniendo fin a la glaciación. La palabra Dryas se deriva de la Dryas Octopelata, planta típica de la tundra que hizo de nuevo su aparición en las tierras meridionales de Europa, en donde desaparecieron los árboles y fueron sustituidos otra vez por una vegetación muy pobre. Este intervalo frío acabó súbitamente hacia el 11.600 antes del presente, cuando se produjo la subida térmica definitiva que dio

entrada al período Preboreal en el Hemisferio Norte y al interglacial actual: el Holoceno. (Uriarte, 2003)

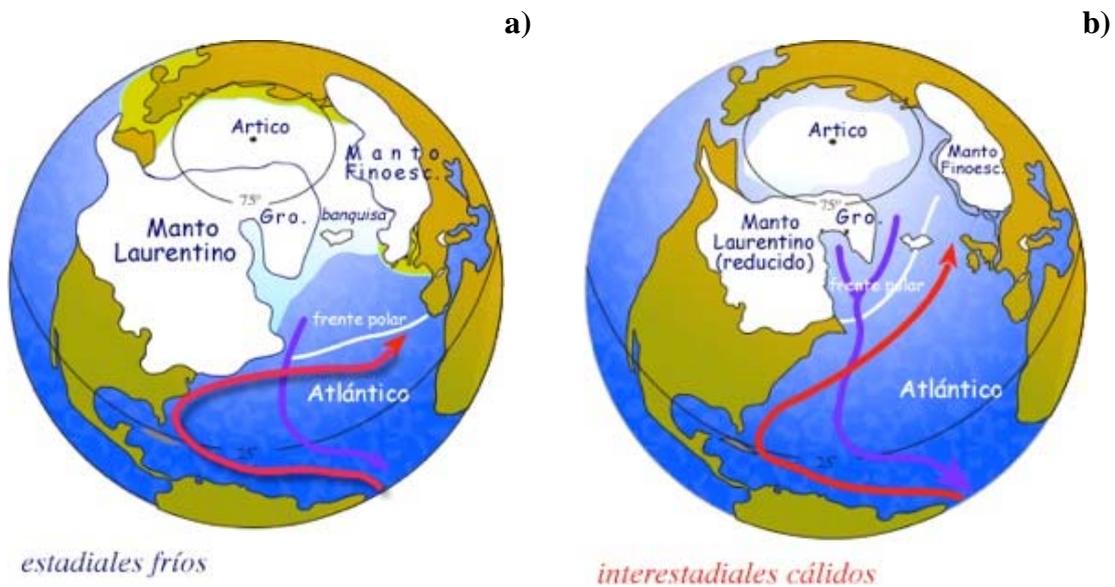


Figura 2.7: Diferencias en la THC del Atlántico (a) en los estadales fríos y (b) en los interestadales cálidos o episodios Dansgaard-Oeschger. El trazo rojo representa a la circulación superficial, el morado a la circulación profunda y el blanco al frente polar oceánico (http://web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)

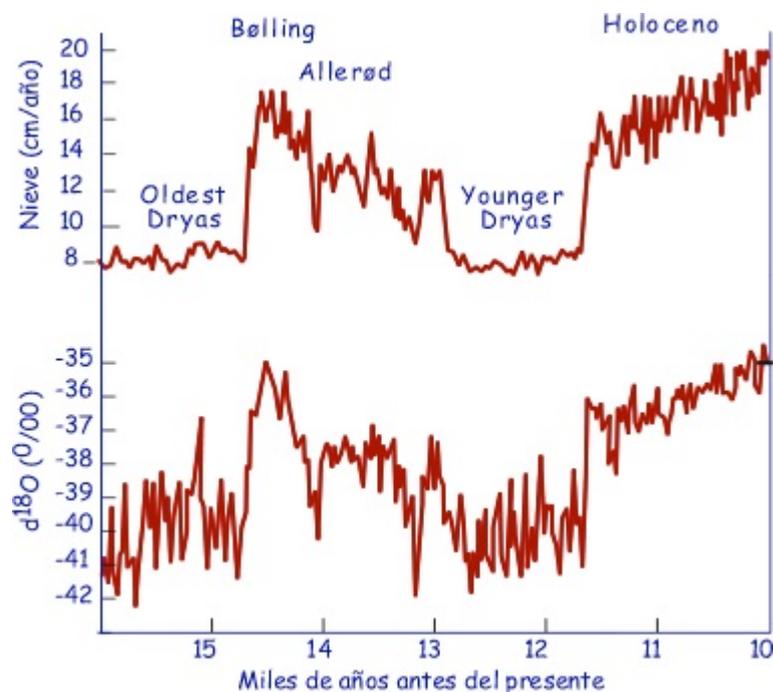


Figura 2.8: Evolución de la cantidad de nieve precipitada en Groenlandia, en centímetros anuales, durante la deglaciación (arriba). Evolución de los isótopos del oxígeno dependiente de la temperatura (abajo) (http://web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)

Al inicio del Younger Dryas la insolación estival en el Hemisferio Norte era mayor que la actual y continuaba aumentando, así que la ralentización del deshielo veraniego y el avance de los glaciares no tenían un origen astronómico. La clave del enfriamiento debió estar entonces en el Atlántico. Se sabe que el sistema de corrientes del Atlántico se debilitó abruptamente y adoptó un modo parecido al que tenía en períodos glaciares. Las aguas superficiales polares avanzaron hasta la latitud de la Península Ibérica y las aguas templadas que transportaban la corriente del Golfo y el NADW no llegaban hasta la latitud de la Península. Una vez debilitada la THC, el albedo pudo incrementar el proceso de enfriamiento. El aumento de la formación de hielo marino se vio favorecido por la desalinización parcial del agua marina, que se congelaba con mayor facilidad. Durante el Younger Dryas casi toda Escocia quedó de nuevo cubierta por el hielo, hubo un avance en los glaciares europeos y en los Alpes Suizos la cota de las nieves perpetuas volvió a estar 300 metros más abajo que la actual. Una vez terminado este período las corrientes oceánicas adoptaron un modo de funcionamiento similar al actual, las aguas superficiales del Atlántico Norte se volvieron a calentar y las temperaturas, especialmente en Europa, ascendieron varios grados en unas pocas décadas (Uriarte, 2003).

Tras el ascenso brusco de las temperaturas que se produjo al final del Younger Dryas, se cree que la temperatura media de la superficie de la Tierra durante el Holoceno no se ha alejado de los 14-15 °C, a excepción de algunos períodos cortos de brusco enfriamiento. Es muy probable que en el último milenio, especialmente en Europa, hayan existido dos períodos con diferencias térmicas apreciables: un Período Cálido Medieval (700-1300) y una Pequeña Edad de Hielo (1350-1850), a los que ha seguido un calentamiento reciente (figura 2.9).

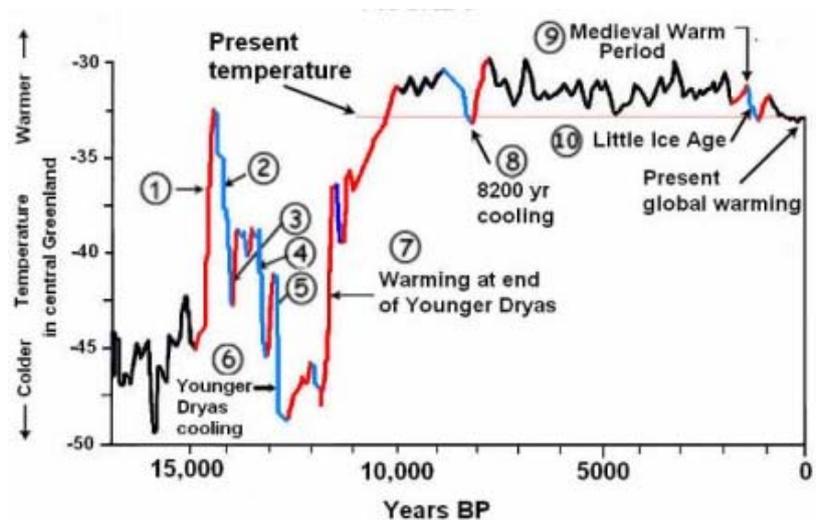


Figura 2.9: Cambios en la temperatura en los pasados 15000 años. Las líneas rojas representan los calentamientos repentinos y las azules los períodos de rápido enfriamiento. Los números hacen referencia a los eventos relevantes (Cuffey y Clow, 1997; Alley, 2004)

Estos cambios climáticos del último milenio parece que han estado muy relacionados con la variabilidad de la luminosidad solar pero también con variaciones en el comportamiento de las corrientes profundas y superficiales de todo el Atlántico.

Estudios mediante proxys de alta resolución del último ciclo glacial (Stocker et al., 2001; Clark et al., 2002; Rahmstorf, 2002) sugieren que ha habido cambios abruptos en la formación del NADW en el pasado (Stocker et al., 2001; Rahmstorf, 2002), identificando tres modos principales de circulación: un modo cálido similar al que hay actualmente en el Atlántico, un modo frío con una formación de NADW al sur de Islandia y un modo de desconexión. También se ha observado como estos cambios se encuentran relacionados con los cambios abruptos observados en el clima (Clark et al., 2002). Así el modo de desconexión estaría relacionado con la inestabilidad en las capas de hielo que produce un incremento del aporte de agua dulce al Atlántico y consecuentemente produciría un evento de Heinrich y eventos Younger Dryas. El modo frío se relaciona con los eventos Dansgaard–Oeschger (Severinghaus et al., 2003). Sin embargo no hay un claro acuerdo, y otros autores sugieren mecanismos alternativos para la formación del NADW (Renssen et al., 2000; Clement et al., 2001; Broecker, 2003).

Durante los últimos 8000 años, la THC se ha mantenido en un estado relativamente estable sin producirse grandes alteraciones. Sin embargo, los análisis de las reconstrucciones de las temperaturas superficiales durante los últimos 330 años muestran la existencia de un modo de variabilidad oscilatorio con un período de unos 70 años en el que se producen fluctuaciones en la intensidad de la THC en el Atlántico Norte (Delworth y Mann, 2000). Los cambios en el transporte de agua dulce que se producen cuando se cambia de condiciones tipo Niño a condiciones tipo Niña y viceversa, generalmente influyen en la parte superior del océano, ya que el tiempo de respuesta es demasiado largo para que el océano profundo se vea afectado en su base interanual. Sin embargo, si alguna de esas condiciones: El Niño o La Niña, estuvieran presentes durante un período anómalamente largo (como el que tuvo lugar entre 1990-1995 con condiciones de El Niño), se podrían producir cambios notorios en la THC que podrían modificar el clima terrestre de forma significativa (Schmittner et al., 2000; Schmittner y Clement, 2002). En los pasados 475 años existieron 9 eventos tipo Niño extremadamente fuertes, con un intervalo de unos 50 años entre ellos, y otros 40 eventos fuertes o muy fuertes cada 9 años (Quinn et al., 1987). Al mismo tiempo, las SSTA en el Pacífico Ecuatorial pueden producir una modulación decadal de los eventos ENSO (White y Cayan, 2000), y la AMO puede producir una variabilidad multidecadal en la THC (Dong et al., 2006). El alargamiento de los ciclos de El Niño y La Niña pueden producir cambios en los niveles de gases de efecto invernadero o en la variabilidad decadal del sistema climático (Trenberth y Hoar, 1996), que influiría sobre la variabilidad del flujo de agua dulce superficial sobre la THC y sobre el sistema climático en general.

Queda así resaltado que las alteraciones de la THC han provocado cambios en el clima del pasado geológico de la Tierra. Por lo tanto, la comprensión de su comportamiento y de su posible evolución es de vital importancia en los estudios climáticos actuales.

Dentro del contexto del calentamiento global, la posibilidad de un cambio abrupto aumenta (Stouffer et al., 2006). En general, los modelos de circulación general que acoplan atmósfera y océano (en adelante AOGCM, del inglés Atmospheric-Ocean General Circulation Models) no predicen un completo colapso de la THC con los escenarios propuesto por el panel intergubernamental del cambio climático (en adelante

IPCC, del inglés Intergovernmental Panel on Climate Change), pero la mayoría de los resultados muestran una ralentización de esta circulación (Stocker y Schmittner, 1997; Rahmstorf y Ganapolski, 1999; IPCC, 2007). Por otro lado, en estos estudios hay que tener en cuenta que existe una falta de predictabilidad cerca de los umbrales de comportamiento de los sistemas no lineales, que hace que los cambios climáticos abruptos tengan un mayor grado de incertidumbre que un cambio climático gradual (Knutti y Stocker, 2002). Además existen otras incertidumbres subyacentes añadidas a la no linealidad, como la sensibilidad de la THC al aumento de agua dulce o al aumento de la velocidad y la localización de este aporte. Esta falta de predictabilidad se puede observar en la cantidad de resultados contradictorios obtenidos por los modelos numéricos en la última década, resultados que van desde el colapso completo (Stocker y Schmittner, 1997) hasta diferentes grados de debilitamiento, mientras que otros resultados no muestran este debilitamiento (Latif et al., 2000) o incluso sugieren que el aumento de agua dulce en el Atlántico Norte puede aumentar la MOC (Nilsson y Walin, 2001). También existe la posibilidad de que una tendencia positiva en la NAO, producida por el cambio climático, pueda retrasar el debilitamiento de la THC (Delworth y Dixon, 2000). Sin embargo, desde hace relativamente poco tiempo se han ido reduciendo las incertidumbres en las salidas, y el resultado es que la THC disminuirá en el siglo XXI como respuesta al aumento de flotabilidad (Rahmstorf, 2000). Sin embargo, ninguno de los AOGCM simulan un completo colapso cuando son forzados con escenarios del IPCC (IPCC, 2007). Es más, de la valoración de los datos hidrográficos del océano y de los resultados de los modelos, se espera que el debilitamiento antropogénico de la THC permanezca en el rango de la variabilidad natural en las próximas décadas (Latif et al., 2006 a). Aun así, la variabilidad interna aleatoria o el ruido puede ser importante en la determinación de la estabilidad de la THC (Knutti y Stocker, 2002; Alley et al., 2001; Monahan, 2002; Taboada y Lorenzo, 2005). De ahí la importancia de estudiar en detalle el comportamiento de la THC ante la variabilidad interna de la atmosfera no simulada por los modelos y en los diferentes escenarios de calentamiento global.

Las simulaciones con modelos son cruciales para poder entender y predecir los cambios a larga escala asociados con esta variabilidad en el flujo de agua dulce superficial (Gautier et al., 1996; Schmittner et al., 2000; IPCC, 2001; Dong et al., 2006). Se hará una breve introducción a los modelos climáticos antes de describir los modelos que se han utilizado en este estudio para comprender el comportamiento de la THC.

2.3 MODELOS CLIMÁTICOS

El principal objetivo de un modelo climático es reproducir y predecir el comportamiento del clima. En la actualidad, la mayoría de los modelos son utilizados para predecir como será el clima futuro a nivel global y regional teniendo en cuenta el forzamiento antropogénico. Además, los modelos nos permiten simular diferentes escenarios y experimentos en busca de planes de mitigación y acciones de adaptación ante los cambios observados. Cuanto más complejos sean los modelos mejor reproducirán las distintas interacciones entre los diferentes componentes del sistema climático, modelando los diferentes mecanismos de retroalimentación existentes. Y cuanto menor sea el espaciado de la malla mayor será la resolución espacial, permitiéndonos una mayor diferenciación en el comportamiento del clima. Todo esto implica gran tiempo de

cálculo y capacidad de computación, lo que hará que el desarrollo de los modelos vaya directamente ligado al desarrollo de la tecnología de computación.

En cuanto a los procesos que simulan y a las variables que entran en juego, podemos distinguir entre:

- **Modelos simples de interacción atmósfera-océano:** La atmósfera se trata como una caja homogénea que intercambia calor con las capas superficiales de los océanos y los continentes. El océano es una columna unidimensional que representa un promedio horizontal del medio real. Permite la interacción entre las capas superficiales y profundas del océano. El hundimiento y el ascenso de agua entre las dos capas representaría la THC.
- **Modelos Dinámicos:** Describen el movimiento de la energía alrededor del planeta mediante corrientes de aire y corrientes oceánicas a la vez que movimientos verticales. Estos modelos serán más complejos cuanto mayor número de dimensiones tengan y también cuanto menor sea el tamaño de la celda que consideran. Hay varios tipos dependiendo de su complejidad:
 - **Modelos de balance de energía:** Que presentan variaciones en una sola dimensión que suele ser la latitud.
 - **Modelos unidimensionales de convección-radiación:** Que son sólo atmosféricos.
 - **Modelos de complejidad intermedia:** (en adelante EMIC, del inglés Earth System Models of Intermediate Complexity) Que dan el salto entre los modelos simples y los modelos de circulación general más complejos. Describen la mayor parte de los procesos implícitos en los modelos globales, aunque de forma más reducida, dependiendo más de las parametrizaciones, pero simulando las interacciones entre diversos componentes del sistema climático. Son computacionalmente eficientes para permitir simulaciones climáticas de larga escala. Se han utilizado EMIC para investigar el clima en el pasado máximo glacial y para estudiar la causa del colapso de la THC en experimentos considerando el calentamiento global. Sin embargo no son útiles para estudiar los aspectos regionales del cambio climático.
 - **Modelos de circulación general:** (en adelante GCM, del inglés General Circulation Models) Estos modelos contienen representaciones matemáticas en tres dimensiones de los procesos físicos principales que actúan en la atmósfera y en el océano. Son utilizados para la predicción meteorológica pero también para cálculos climáticos. Integran las ecuaciones básicas de la dinámica de fluidos. Son capaces de simular los campos de flujo en tres dimensiones, que presentan una dependencia temporal, y los transportes asociados a ellos de determinadas variables como pueden ser la masa, el calor u otras propiedades de los fluidos con una resolución típica de unos cientos de kilómetros.

Los modelos más complejos a día de hoy son AOGCM. Son modelos en tres dimensiones que contienen un acoplamiento entre los modelos atmosféricos de circulación general (en adelante AGCM, del inglés Atmosphere General Circulation Models) y los modelos oceánicos de circulación general (en adelante OGCM, del inglés Ocean General Circulation Models), además de contener modelos con los procesos de

océano-hielo y de tierra-superficie. En los AOGCM se utiliza la información del estado de la atmósfera y del océano para calcular los cambios de calor, humedad y momento entre las dos componentes. Sin embargo, se siguen haciendo avances en el desarrollo de los EMIC por ser más accesibles a nivel computacional y por obtener resultados fiables con ellos.

Para el estudio que se llevará a cabo en este trabajo se ha utilizado primeramente un “Toy model” o modelo simple que ha permitido una primera aproximación al análisis del comportamiento de la THC. Posteriormente se ha utilizado un EMIC capaz de dar una visión cualitativa y cuantitativa de dicho comportamiento. Ambos modelos son descritos en detalle en las secciones 2.5.2 y 2.5.3 respectivamente.

Por otro lado hay que tener en cuenta que todavía existen diferencias significativas entre lo predicho por los modelos y lo observado debido, entre otros factores, a que los modelos son simplificaciones del clima y existen procesos que la resolución de los modelos no permiten simular. Dado que las ecuaciones que rigen los modelos son no lineales, estos procesos de pequeña escala tendrían influencia sobre aquellos procesos que tienen lugar a mayor escala. Para la simulación de estos procesos no modelados se emplean las parametrizaciones, pero también se pueden simular por medio de señales de ruido. Además, en la mayor parte de los modelos acoplados atmósfera-océano y en los modelos climáticos, el forzamiento del tiempo meteorológico en las escalas temporales cortas no ha sido representado o ha sido suavizado. Sin embargo el ruido climático es un rasgo característico del sistema climático real y hay que tenerlo en cuenta al planear estudios de sensibilidad y experimentos de cambio climático (Frankignoul, 1977).

2.4 EL SISTEMA CLIMÁTICO COMO UN SISTEMA CAÓTICO, FORZAMIENTOS ESTOCÁSTICOS

Se dice que un sistema dinámico es susceptible de un comportamiento caótico cuando cumple que tres de sus variables dinámicas son independientes y además, las interacciones que se ejercen entre las partículas de sistema tienen un carácter no lineal. El sistema dinámico del clima cumple estas dos condiciones, con lo que es susceptible de un comportamiento caótico.

En los sistemas caóticos las variaciones infinitesimales en las condiciones iniciales del mismo producen comportamientos muy diferentes al cabo de un cierto periodo de tiempo. Esto implica que si el estado inicial de un sistema no puede conocerse con una precisión total, su evolución futura no podrá describirse con exactitud. Esta alta sensibilidad a las condiciones iniciales provoca que pequeños cambios o errores produzcan grandes diferencias en el resultado final de estos procesos.

La predicción meteorológica fue uno de los primeros sistemas catalogado como sistema caótico. El meteorólogo Edward Lorenz en 1963, trataba de encontrar un método de pronóstico meteorológico a través de la resolución de un sistema de ecuaciones que describiera la evolución temporal de la atmósfera. Se dio cuenta de que cuando las condiciones iniciales variaban un poco, la evolución del sistema variaba drásticamente. De este descubrimiento surgió lo que se denominó “efecto mariposa” que se debe al dicho de que el aleteo de una mariposa en Hong Kong provoca un tornado en Nueva York.

Por otro lado, añadido a la naturaleza caótica del sistema climático, los modelizadores se encuentran con limitaciones a la hora de simular la gran cantidad de fenómenos que ocurren en dicho sistema a escalas temporales y espaciales muy diferentes. Muchos de estos procesos son parametrizados pero otros simplemente no son considerados en los modelos. Diversos estudios han sugerido que una forma de introducir en los modelos climáticos la variabilidad asociada a aquellos procesos o fluctuaciones atmosféricas de baja escala temporal y alta resolución espacial, que no son simulados en los modelos, sería a través de la introducción de diferentes forzamientos estocásticos (Hasselmann, 1976). El comportamiento del sistema dependerá de los niveles de ruido (García-Ojalvo y Sancho, 1999; Lorenzo et al., 2003; Pérez-Muñuzuri et al., 2003). De este modo, dado que no se prevé que se pueda resolver a corto plazo todo el espectro de escalas temporales y espaciales que muestra el sistema climático a través de ecuaciones y parametrizaciones, la introducción de forzamientos estocásticos en los modelos se presenta como la solución más directa y computacionalmente económica.

Este método ha sido aplicado con resultados satisfactorios en la mejora del pronóstico del tiempo, en la predicción de los eventos de El Niño, en la simulación de la convección atmosférica y los impactos de los remolinos oceánicos, en los estudios de la Oscilación Quasibienal atmosférica e incluso en la predictabilidad de la SST oceánica (Buizza et al., 1999; Lin y Neelin, 2002; Scott, 2003; Zavala-Garay et al., 2003; Piani et al., 2004; Berloff, 2005; Williams, 2005). La eficacia de estas técnicas ha hecho que actualmente se utilice de forma usual en los pronósticos meteorológicos de medio plazo del European Centre for Medium-range Weather Forecasts (Buizza et al., 1999). Sin embargo es un campo nuevo ya que no se conoce el potencial completo de los procesos estocásticos actuando en modelos climáticos (Williams, 2005), aunque este método fue propuesto por Hasselmann en 1976 (Hasselmann, 1976).

Los forzamientos estocásticos o ruido pueden clasificarse en diferentes categorías atendiendo a sus características espectrales. El más común es el ruido blanco, que se caracteriza porque sus valores de señal en dos instantes de tiempo diferentes no guardan correlación estadística. Se construye sumando oscilaciones de todos los períodos posibles con igual contribución. Su densidad espectral de potencia muestra el mismo valor en todos los períodos, es decir, es constante. Esto significa que la señal contiene todas las frecuencias y todas ellas tienen la misma potencia. Es el que suele utilizarse para simular la variabilidad atmosférica de alta frecuencia (figura 2.10).

Por otro lado, si la densidad espectral de potencia no es plana, se habla de ruido de color. En este caso existe una correlación entre los distintos valores de la señal ruidosa. Dependiendo de la forma que tenga la gráfica de la densidad espectral de potencia de este tipo de ruido se hablará de diferentes ruidos de color (Morgan, 2000):

- **Ruido rosa:** Cuya densidad espectral de potencia es inversamente proporcional a la frecuencia.
- **Ruido rojo o marrón:** Cuya densidad espectral de potencia es inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia.
- **Ruido azul:** Cuya densidad espectral de potencia es directamente proporcional a la frecuencia.
- **Ruido Violeta:** Cuya densidad espectral de potencia es directamente proporcional al cuadrado de la frecuencia.

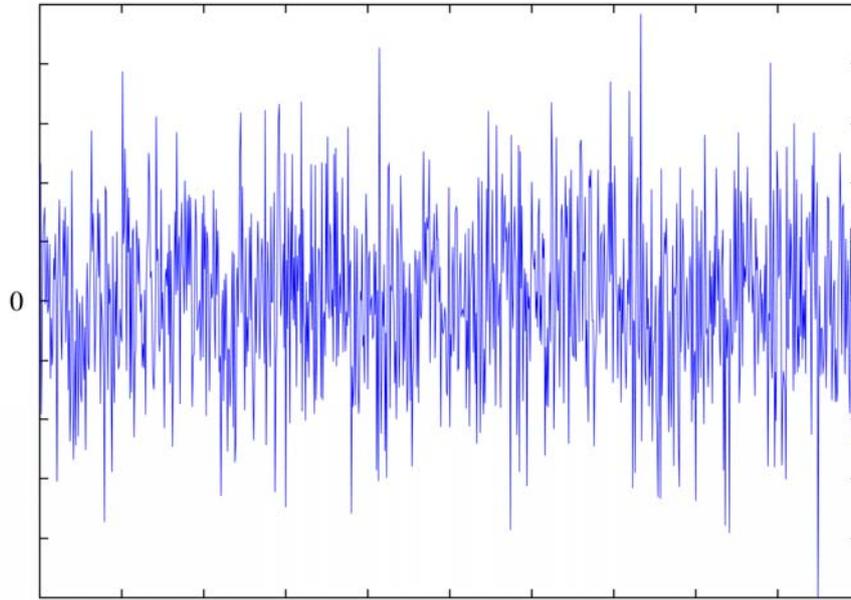


Figura 2.10: Ejemplo de una señal de ruido blanco

Los registros climatológicos presentan con frecuencia un tipo de ruido de fondo que presenta características similares a las del ruido rojo. Dicho ruido muestra un aumento de potencia para los periodos más largos. Este ruido corresponde a procesos no periódicos resultado de una respuesta más lenta del sistema climático ante cualquier perturbación, de ahí que se asocie a menudo a la variabilidad oceánica no simulada por los modelos climáticos.

La reacción del sistema climático global a perturbaciones inesperadas puede ser sorprendente debido a su naturaleza no lineal. Actualmente se acepta que las fluctuaciones aleatorias en los sistemas no lineales pueden provocar el aumento de la estabilidad, o provocar una nueva fenomenología desconocida en el escenario determinístico (Wang et al., 1999; Lorenzo et al., 2003; Pérez-Muñuzuri et al., 2003).

Los estudios de los efectos de los diferentes forzamientos estocásticos en el comportamiento de la THC con GCM han comenzado hace relativamente poco tiempo. Sin embargo, trabajos previos con modelos simples revelan que, cuando se añade ruido a los modelos, se obtiene un colapso de la THC que no era observado en el caso equivalente pero sin ruido. Estos resultados, conjuntamente con la tendencia que presentan los AOGCM a mostrar una disminución en la fuerza de esta circulación bajo las condiciones de calentamiento global, han llevado a un creciente interés en el estudio del comportamiento de la THC (Timmermann y Lohmann, 2000; Monahan, 2002; Taboada y Lorenzo, 2005; Lorenzo et al., 2008 b; Lorenzo et al., 2009 b).

La posibilidad de un cambio climático abrupto asociado con un colapso de la circulación oceánica en el Atlántico Norte ha despertado el interés y las especulaciones de los investigadores del clima en las últimas décadas. Un colapso o un debilitamiento de la THC podrían desencadenar un nuevo Younger Dryas, o al menos atenuar los efectos del calentamiento global en el Atlántico Norte y en las áreas adyacentes. Como vimos en la sección 2.1, la THC es un ejemplo clásico de proceso no lineal, donde la salinidad juega un papel primordial (Broecker, 1997; Rahmstorf, 1996). La entrada de

agua dulce y el intercambio de calor entre el aire y el mar en el Atlántico Norte se consideran los parámetros claves que determinan el comportamiento de la THC atlántica. Si describimos este sistema con un diagrama de estabilidad, mostrando la fuerza de la THC como una función de la entrada de agua dulce en el Atlántico Norte, podemos apreciar un régimen biestable y un punto de bifurcación donde la THC pierde el control y se colapsa (Rahmstorf, 2000). Así, existe la posibilidad de que pequeños cambios en parámetros clave puedan producir un repentino cambio en las condiciones de la THC. Broecker advirtió en 1987 que existen posibilidades de un repentino cambio climático debido a un cambio en la circulación del Atlántico Norte como consecuencia de un enfriamiento del agua superficial que podría impedir la formación de NADW. En un trabajo más tardío del mismo autor (Broecker, 1997) la THC fue denominada el talón de Aquiles del clima actual.

Estas transiciones inducidas por ruido entre diferentes estados estables se pueden explicar utilizando la analogía con el movimiento browniano de una partícula en un pozo de potencial. Con la ausencia de ruido, el sistema presenta una tendencia a continuar en un estado. Si se añade ruido, las perturbaciones aleatorias aumentan la probabilidad de que la partícula pueda superar la barrera de potencial y se mueva a otro estado.

2.5 DATOS Y MÉTODOS

2.5.1 Simulación de los forzamientos estocásticos

Como se mencionó con anterioridad, una buena aproximación para subsanar la falta de ciertos procesos en los modelos es considerar la variabilidad atmosférica de alta frecuencia, no simulada en los modelos climáticos, como ruido blanco gaussiano. Esto significa que el valor del ruido en un momento dado no depende de sus valores en otros momentos anteriores o posteriores. La desviación estándar de una señal x viene dada

por la ecuación: $\left[\left(\frac{1}{n-1} \right) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{\frac{1}{2}}$ (ecuación 2.1), donde la media de la muestra es

$\bar{x} = \left(\frac{1}{n} \right) \sum x_i$ (ecuación 2.2) y n es la longitud de la señal. Se puede definir la función de

correlación de un proceso blanco gaussiano de media cero como (García-Ojalvo y Sancho, 1999):

$$\langle \xi_w(t) \xi_w(t') \rangle = 2A \delta(t - t') \quad (\text{ecuación 2.3})$$

donde δ es la delta de Dirac, A es la amplitud del ruido, $2A$ es la varianza y $\langle \rangle$ denota una media sobre la distribución de probabilidad del campo aleatorio.

Esta aproximación es razonable debido a que el ruido atmosférico de alta frecuencia cambia mucho más rápidamente que las escalas temporales típicas que presentan los modelos climáticos. Pero este comportamiento no puede asegurarse cuando se trate de la simulación de otro tipo de procesos climáticos. En esos otros casos se deberían considerar ruidos en los que la correlación del campo aleatorio entre momentos diferentes no sea nula, como en el caso del ruido de color.

El forzamiento estocástico oceánico incluye un ajuste lento que hace que el océano actúe como un filtro de paso-bajo que integra eficazmente el forzamiento atmosférico de alta frecuencia, enrojeciendo el espectro temporal para algunas variables climáticas como, por ejemplo, la SST. Este proceso de enrojecimiento tiene efectos sobre la THC (Griffies y Tziperman, 1995; Delworth y Greatbatch, 2000). La importancia de los mecanismos de enrojecimiento varía con la escala de tiempo, aumentando su importancia cuanto más se alarga la escala temporal. El ejemplo más conocido de ruido de color es el proceso de Ornstein–Uhlenbeck (García-Ojalvo y Sancho, 1999). Un proceso de Ornstein–Uhlenbeck es un ruido de color gaussiano con media cero y cuya dinámica está dada por:

$$\dot{\xi}(t) = -\tau^{-1}\xi(t) + \tau^{-1}\xi_w(t) \quad (\text{ecuación 2.4})$$

donde $\xi_w(t)$ es conducido por un ruido blanco gaussiano de media cero cuya función de correlación viene determinada por la ecuación 2.3. La función de correlación de $\xi(t)$ es una función exponencial dada por:

$$\langle \xi(t)\xi(t') \rangle = \frac{A}{\tau} e^{-\frac{|t-t'|}{\tau}} \quad (\text{ecuación 2.5})$$

donde τ es el tiempo de correlación del ruido, A es la amplitud del ruido y $\sigma = (A/\tau)^{1/2}$ es la dispersión del ruido. En el límite $\tau \rightarrow 0$ o si $A = \sigma^2\tau$ permanece constante, se recupera el límite del ruido blanco $\xi_w(t)$.

En este trabajo se considerará un proceso gaussiano blanco para simular las fluctuaciones atmosféricas del sistema climático, y un proceso de Ornstein–Uhlenbeck para caracterizar la variabilidad de temperatura en el océano.

2.5.2 Descripción del toy model

El modelo atmósfera-océano elegido en este trabajo fue utilizado por Roebber en un trabajo previo (Roebber, 1995). Consta de un modelo atmosférico y uno oceánico acoplados.

La parte atmosférica es representada por un modelo que definió Edward Lorenz en 1984. Dicho modelo viene determinado por tres ecuaciones que son:

$$\begin{aligned} \frac{dX}{dt} &= -Y^2 - Z^2 - aX + aF \\ \frac{dY}{dt} &= XY - bXZ - Y + G \\ \frac{dZ}{dt} &= bXY + XZ - Z \end{aligned} \quad (\text{ecuación 2.6})$$

donde X , Y y Z son el gradiente meridional de temperatura y las amplitudes del coseno y seno de una cadena de remolinos de larga escala superpuestos. F es el gradiente

meridional de un calentamiento diabático y G representa el forzamiento térmico asimétrico, describiendo el contraste del calentamiento longitudinal entre la tierra y el mar. Por último $a=0.25$ y $b=0.4$ son dos constantes.

El modelo oceánico que se ha empleado es un modelo de tres cajas (figura 2.11) que representa la región del Atlántico Norte. Q_s hace referencia al flujo equivalente de sal (que es la evaporación superficial neta), T_{a1} y T_{a2} definen las temperaturas de equilibrio del aire, K_T es una constante de restauración del equilibrio entre la temperatura del océano y la atmósfera y q es la magnitud de la THC. El sentido de la circulación que se representa en la figura 2.11 hace que q sea positiva.

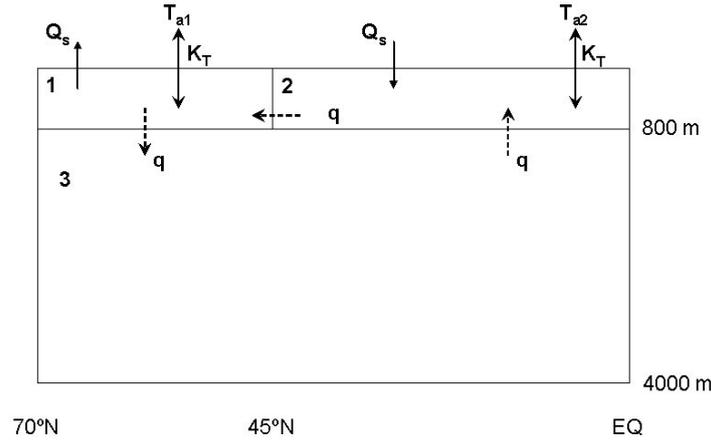


Figura 2.11: Modelo de cajas que representa al Atlántico Norte. El Atlántico Norte se divide en tres cajas representadas por las latitudes y la profundidad

Las ecuaciones explícitas del modelo y las constantes oceánicas son representadas por las siguientes ecuaciones (Roebber, 1995):

$$\begin{aligned}
 V_1 \frac{dT_1}{dt} &= \frac{1}{2} q(T_2 - T_3) + K_T(T_{a1} - T_1) - K_{z1}(T_1 - T_3) \\
 V_2 \frac{dT_2}{dt} &= \frac{1}{2} q(T_3 - T_1) + K_T(T_{a2} - T_2) - K_{z2}(T_2 - T_3) \\
 V_3 \frac{dT_3}{dt} &= \frac{1}{2} q(T_1 - T_2) + K_{z1}(T_1 - T_3) - K_{z2}(T_2 - T_3) \\
 V_1 \frac{dS_1}{dt} &= \frac{1}{2} q(S_2 - S_3) - K_{z1}(S_1 - S_3) - Q_s \\
 V_2 \frac{dS_2}{dt} &= \frac{1}{2} q(S_3 - S_1) - K_{z2}(S_2 - S_3) + Q_s \\
 V_3 \frac{dS_3}{dt} &= \frac{1}{2} q(S_1 - S_2) + K_{z1}(S_1 - S_3) + K_{z2}(S_2 - S_3)
 \end{aligned}
 \tag{ecuación 2.7}$$

donde q es la THC con el flujo representado en la figura 2.11 (valores positivos), V_j es el volumen de la caja, T_j y S_j denotan la media volumétrica de la temperatura y

salinidad, respectivamente, K_{zj} es el coeficiente de mezcla turbulenta vertical de la caja j (donde j va de 1 a 3), K_T es la constante de restauración de equilibrio de la temperatura y Q_s es la media equivalente del volumen del flujo de sal, proporcional a la evaporación superficial neta o global diferencial. T_{a1} y T_{a2} vuelven a ser las temperaturas de equilibrio del aire.

El modelo atmosférico se acopla al oceánico por medio de las variables F y G , que pueden variar en ciclos estacionales y que vienen representadas por:

$$\begin{aligned} F(t) &= F_0 + F_1 \cos \omega t + F_2 (T_2 - T_1) \\ G(t) &= G_0 + G_1 \cos \omega t + G_2 T_1 \end{aligned} \quad (\text{ecuación 2.8})$$

donde ω es la frecuencia anual y t vale 0 en el solsticio de invierno. Los valores elegidos son:

$$F_0 = 4.65, F_1 = 1, F_2 = 47.9, G_0 = -3.60, G_1 = 1.0, G_2 = 4.0254.$$

Tomando estos valores se asegura que las variables F y G van a estar definidas por límites cuantitativos de flujos de colapso (Roebber, 1995).

Por otra parte, el océano está acoplado a la atmósfera a través de las temperaturas, T_{a1} y T_{a2} , y el flujo de sal equivalente, Q_s , por medio de las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} T_{a1}(t) &= T_{a2} - \gamma X(t) \\ Q_s(t) &= 0.00166 + 0.00022(Y^2 + Z^2) \end{aligned} \quad (\text{ecuación 2.9})$$

donde $\gamma = 0.06364$ y $T_{a2} = 25$ °C son constantes y la parametrización de $Q_s(t)$ es debida a la suposición de que el transporte turbulento de vapor de agua es directamente proporcional al flujo turbulento de calor sensible dado por $Y^2 + Z^2$.

El modelo de Lorenz, que simula la atmósfera, presenta un comportamiento caótico con los parámetros elegidos ya que se puede observar el espectro de variabilidad típico de un sistema caótico. Pero si se compara el espectro caótico con un espectro de escala sinóptica podemos observar que ambos son muy diferentes (Gulev et al., 2002). Por lo tanto, para el caso que se está estudiando, la salida del modelo de Lorenz no puede ser interpretada como una variabilidad en escala sinóptica. La variabilidad sinóptica es el principal componente estocástico de los sistemas climáticos. Si se quiere introducir este tipo de variabilidad dentro de este modelo y en los parámetros atmosféricos, se deben introducir las fluctuaciones aleatorias de forma aditiva en los parámetros F y G , que son las variables que dan cuenta del acoplamiento atmósfera-océano. Dichas fluctuaciones vendrán determinadas por el ruido blanco gaussiano con media cero y función de correlación dada por la ecuación 2.3. Esta parametrización del ruido simula de forma adecuada los procesos que se encuentran por debajo de la resolución del modelo. Existen trabajos previos en los que se ha tenido en cuenta el efecto de los procesos atmosféricos sobre el océano, considerándolo como ruido blanco (Hasselmann, 1976).

También se puede introducir el forzamiento estocástico en el acoplamiento oceánico. En este caso el modelo oceánico se acopla con el atmosférico a través de las temperaturas de restauración del equilibrio T_{a1} y T_{a2} y el flujo de sal equivalente Q_s . Existen análisis

previos que demuestran que Q_s presenta una variabilidad a escala sinóptica considerable, con fluctuaciones sobre la media estacional del orden de 10-50 % (Roebber, 1995; Gutowski et al., 1992). Incluso, el flujo de sal equivalente debería estar relacionado con el ciclo hidrológico, involucrando a la descarga hídrica de los ríos (que llevan agua dulce hacia las cuencas oceánicas) y con el transporte atmosférico meridional del vapor de agua. Teniendo en cuenta todos estos razonamientos se estudiará la influencia del forzamiento estocástico sobre la variable Q_s .

Como se explicó en secciones previas, la larga memoria del sistema oceánico integra al forzamiento estocástico atmosférico transformando la señal de ruido blanco en una de ruido rojo.

En este estudio se hará una primera aproximación al estudio de la integración por medio del océano de las rápidas variaciones de la atmósfera utilizando un proceso de Ornstein–Uhlenbeck (Hasselmann, 1976). La simulación de una entrada masiva y repentina de agua dulce en las latitudes altas del Hemisferio Norte (caja 1 figura 2.11) es simulado modificando el flujo de sal equivalente. Q_{s1} y Q_{s2} vendrán determinados por las siguientes expresiones:

$$Q_{s1} = Q_{s2} + \xi$$

$$Q_{s2}(t) = 0.00166 + 0.00022(Y^2 + Z^2) \quad (\text{ecuación 2.10})$$

Donde ξ es un ruido de color de tipo Ornstein–Uhlenbeck que viene dado por la ecuación 2.5. En la figura 2.12 se muestran algunos ejemplos del ruido aplicado a la ecuación 2.10 para distintos valores del tiempo de correlación (τ) y de la dispersión (σ).

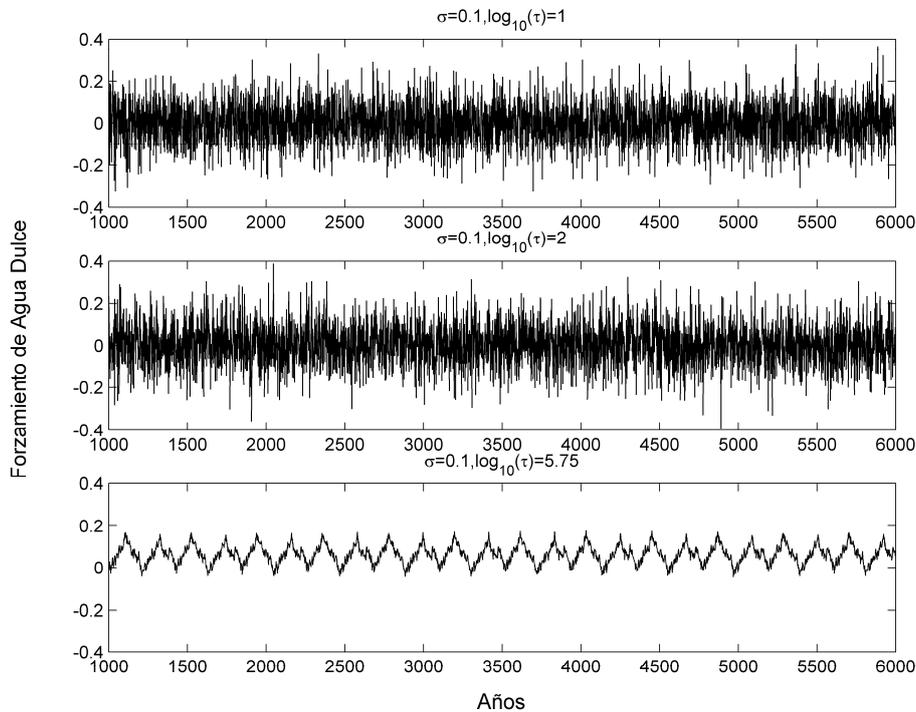


Figura 2.12: Ejemplos de series temporales del ruido aplicado al flujo de sal equivalente de la caja 1 (Q_{s1}) para diferentes valores de dispersión (σ) y de tiempo de correlación (τ)

2.5.3 Descripción del modelo de complejidad intermedia

El modelo atmósfera-océano que se ha utilizado en esta parte del trabajo recibe el nombre de ECBilt-Clio. Es un modelo que ha sido desarrollado en el Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) y tiene tres dimensiones que acoplan atmósfera, océano y hielo. Ha sido aplicado en multitud de trabajos para estudiar el pasado, presente y futuro del clima (Goosse y Fichefet, 1999; Renssen et al., 2002; Petoukhov et al., 2005; Timm y Timmermann, 2007).

La componente atmosférica del modelo es el ECBilt (Opsteegh et al., 1998), que es un modelo cuasigeostrófico, T21, espectral, global, de tres niveles, que utiliza parametrizaciones simples para simular los procesos diabáticos. Es realista, en el sentido de que contiene la mínima cantidad de física necesaria para la simulación de las circulaciones de latitudes planetarias medias y de escala sinóptica en la atmósfera, así como su variabilidad en distintas escalas de tiempo.

La parte oceánica es el modelo Clio (Goosse y Fichefet, 1999) que consta de una ecuación primitiva y considera el océano con superficie libre. Es un OGCM acoplado a uno de hielo marino termodinámico-dinámico. La componente oceánica incluye una parametrización relativamente sofisticada de la mezcla vertical. También incluye un modelo de hielo marino de tres capas, que tiene en cuenta el almacenamiento de calor sensible y latente en el sistema nieve-hielo, simulando los cambios en la nieve y en el grosor del hielo como respuesta a los flujos de calor superficiales y profundos. A la hora de computar la dinámica del hielo se considera que el hielo marino se comporta como un continuo viscoelástico. La resolución horizontal del Clio es de 3° x 3° latitud-longitud, y tiene 20 capas verticales espaciadas irregularmente. Además presenta una rejilla rotada sobre el Océano Atlántico Norte para sortear las singularidades en el polo. Para introducir la variabilidad atmosférica natural decadal y multidecadal que no simula el modelo se añadieron fluctuaciones aleatorias de forma aditiva en el flujo de agua dulce alrededor de Groenlandia (Fichefet et al., 2003; IPCC, 2007), de forma que la intensidad de la entrada de agua dulce varía de acuerdo con una señal de ruido blanco gaussiano.

2.6 RESULTADOS

2.6.1 Comportamiento de la THC en un modelo simple

En esta sección se muestran los resultados que se obtuvieron al forzar un modelo climático simple con diferentes forzamientos estocásticos con la intención de comprender los mecanismos que controlan el comportamiento de la THC tanto en el contexto del clima actual como en el contexto de calentamiento global.

Existen trabajos previos (Taboada y Lorenzo, 2005) en los cuales se ha utilizado un modelo acoplado atmósfera-océano de baja complejidad para investigar la posibilidad de que la THC colapse, teniendo en cuenta la variabilidad sinóptica atmosférica. Aunque con este tipo de modelos solamente se obtienen resultados de tipo cualitativo, pueden aportar contribuciones interesantes para la comprensión del comportamiento del sistema bajo estudio, convirtiéndose en herramientas útiles para la construcción de hipótesis.

El objetivo del estudio llevado a cabo con el toy model es probar la posibilidad de un colapso de la THC bajo determinadas hipótesis, como una entrada masiva y repentina de agua dulce. En este caso particular, la variabilidad sinóptica se simuló a través de la adición de ruido en el toy model.

2.6.1.1 Forzamiento en el acoplamiento atmosférico

Antes de introducir ningún tipo de forzamiento se estabilizó el modelo para que simulara el comportamiento actual de la THC. Para ello se consideró como valor actual de la THC: 15 Sv, recordando que $1 \text{ Sv} \cong 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (figura 2.13 a). Este valor se obtuvo de los datos hidrográficos del proyecto WOCE (Ganachaud y Wunsch, 2000). Con este valor, se tiene una temperatura media de 287.5 K en las latitudes del Hemisferio Norte comprendidas entre 70 °N y 45 °N, y de 291 K desde 45 °N hasta el ecuador (figura 2.13 b y 2.13 c).

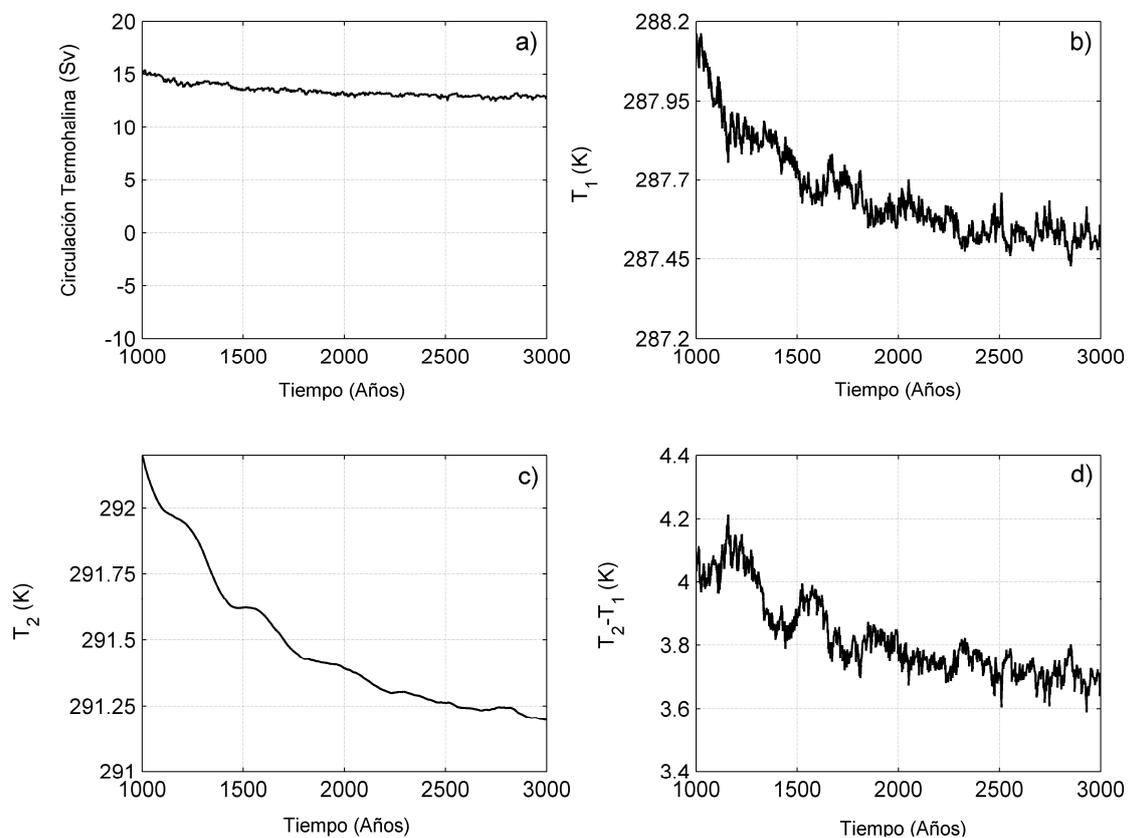


Figura 2.13: Valores de: (a) fuerza de la THC; (b) temperatura entre latitud 70 °N y 45 °N, (T_1); (c) temperatura entre latitud 45 °N y el ecuador, (T_2); y (d) diferencia entre las temperaturas T_1 y T_2 cuando consideramos el estado estable actual del sistema atmósfera-oceano

Una vez que se ha comprobado la habilidad del modelo para representar el estado actual de la THC, se consideró la posibilidad de producir un colapso de dicha circulación tras introducir una entrada masiva y repentina de agua dulce. Para ello, el flujo de sal equivalente de la caja 1, representado por Q_{s1} , debe presentar un valor superior al de la

caja 2, Q_{s2} . Con este experimento se prueba la capacidad del modelo para simular un episodio similar al que tuvo lugar durante el Younger Dryas, en el que la THC sufrió un debilitamiento significativo. En este caso en particular se consideró que Q_{s1} tendría un valor de 0.008 entre los años 2000 y 2400, mientras que el valor de Q_{s2} es dado por la ecuación 2.9.

La figura 2.14 a muestra como la THC colapsa unos 100 años después del comienzo de la entrada masiva y repentina de agua dulce y, consecuentemente, aparece una disminución en la temperatura del Hemisferio Norte de casi 10 grados en su valor mínimo (figura 2.14 b). En el año 2400 y bajo las condiciones actuales, $Q_{s1}=Q_{s2}=Q_s(t)$, se puede ver como la THC comienza a recuperarse, pero lo hace de forma lenta, sin recuperar su valor inicial en un futuro cercano.

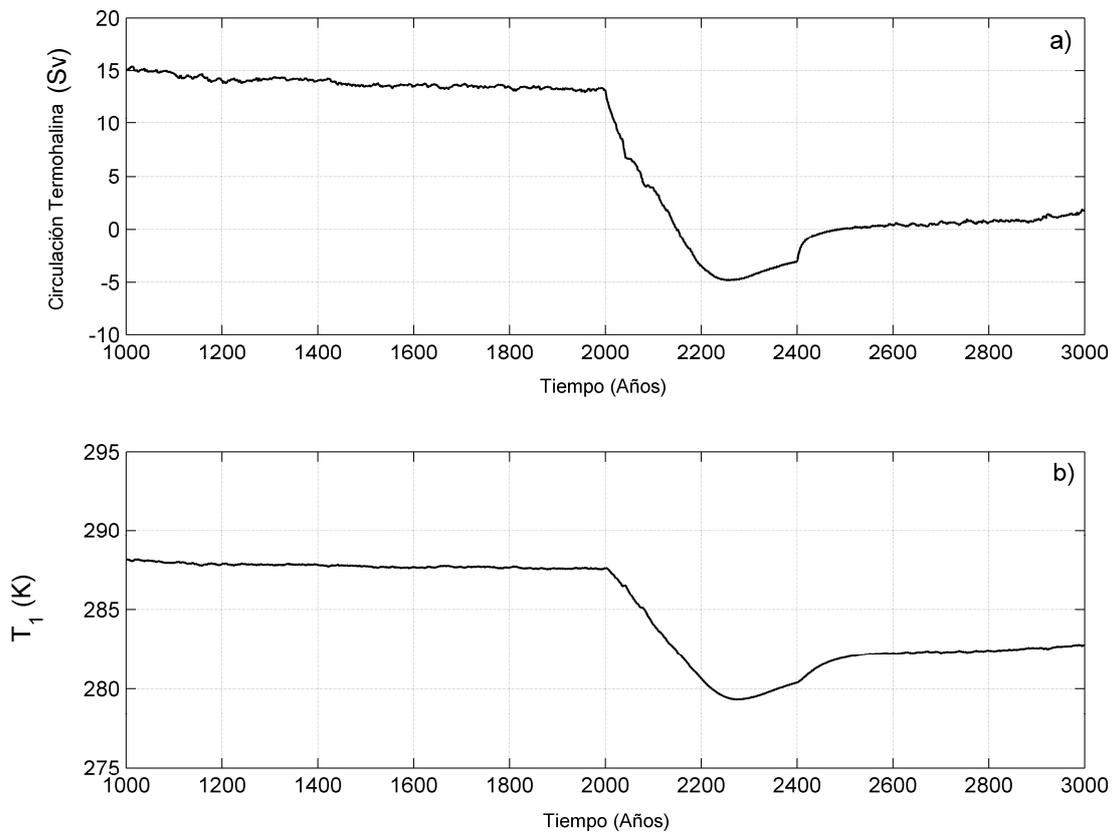
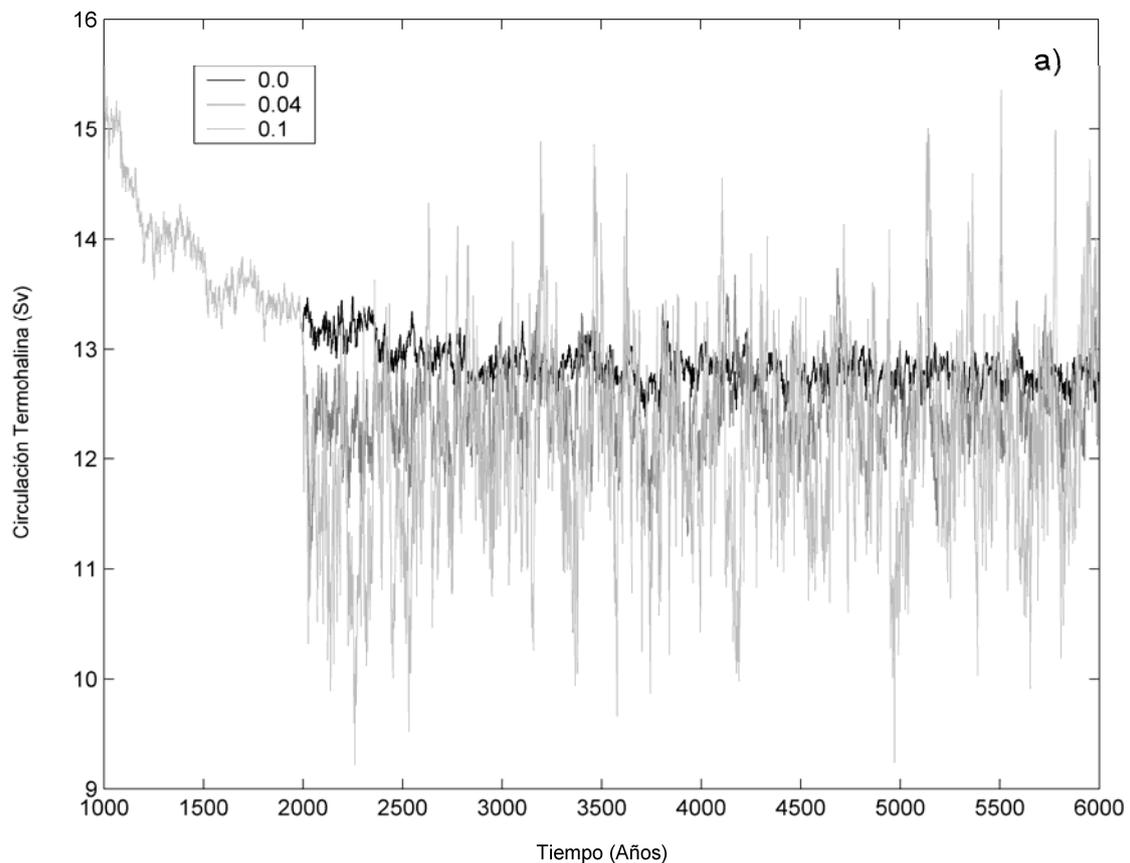


Figura 2.14: Efectos de una entrada masiva de agua dulce entre el 2000 y el 2400 en la: (a) fuerza de la THC y (b) temperatura entre la latitud 70 °N y 45 °N (T_1)

Una vez que se ha comprobado la capacidad del modelo para simular la THC actual y los eventos del clima pasado se procedió a simular el comportamiento de la THC ante fluctuaciones en el calentamiento atmosférico. Para ello se consideró tanto el caso en el que dichas fluctuaciones afectaban al gradiente meridional como el caso en el que estas perturbaciones afectaban al calentamiento longitudinal, o lo que es lo mismo, entre la tierra y el mar. Para llevar a cabo este estudio se ejecutó el modelo bajo las condiciones actuales con $Q_{s1}=Q_{s2}=Q_s(t)$, y se introdujeron los forzamientos estocásticos en los parámetros F y G del modelo, respectivamente. En este caso, al estar simulando fluctuaciones atmosféricas, se utilizó ruido blanco gaussiano con diferentes valores de amplitud A (ver ecuación 2.3).

La figura 2.15 a muestra el comportamiento de la THC tras la adición de las perturbaciones estocásticas en el parámetro F , o lo que es lo mismo, en el gradiente meridional. En este caso se observa una gran variabilidad en la THC, pero no se observa un colapso de la misma, sólo un pequeño debilitamiento. Este resultado era esperable debido a que el modelo traduce el efecto del ruido sobre F en fluctuaciones en las temperaturas T_{a1} y T_{a2} . Los aumentos o disminuciones entre latitudes que estén ubicadas más al norte o al sur dentro del Hemisferio Norte pueden debilitar o fortalecer la THC, pero la ocurrencia de un colapso de esta corriente es complicado debido a que las diferencias básicas que existen entre el norte y el sur se mantienen (Taboada y Lorenzo, 2005). No se observa lo mismo en la figura 2.15 b donde se muestra el comportamiento de la THC tras forzar con ruido el parámetro G . En este caso sí es posible observar un colapso de la THC para valores altos de A . Se produce debido a que G está relacionado con el flujo de sal Q_s y el ruido afectará ahora a la diferencia entre la temperatura de la tierra y la temperatura del océano. Un incremento en la temperatura terrestre puede provocar un flujo de agua dulce global en la parte norte del Atlántico Norte, lo que produciría la consecuente pérdida de salinidad y el colapso de la THC (Taboada y Lorenzo, 2005).



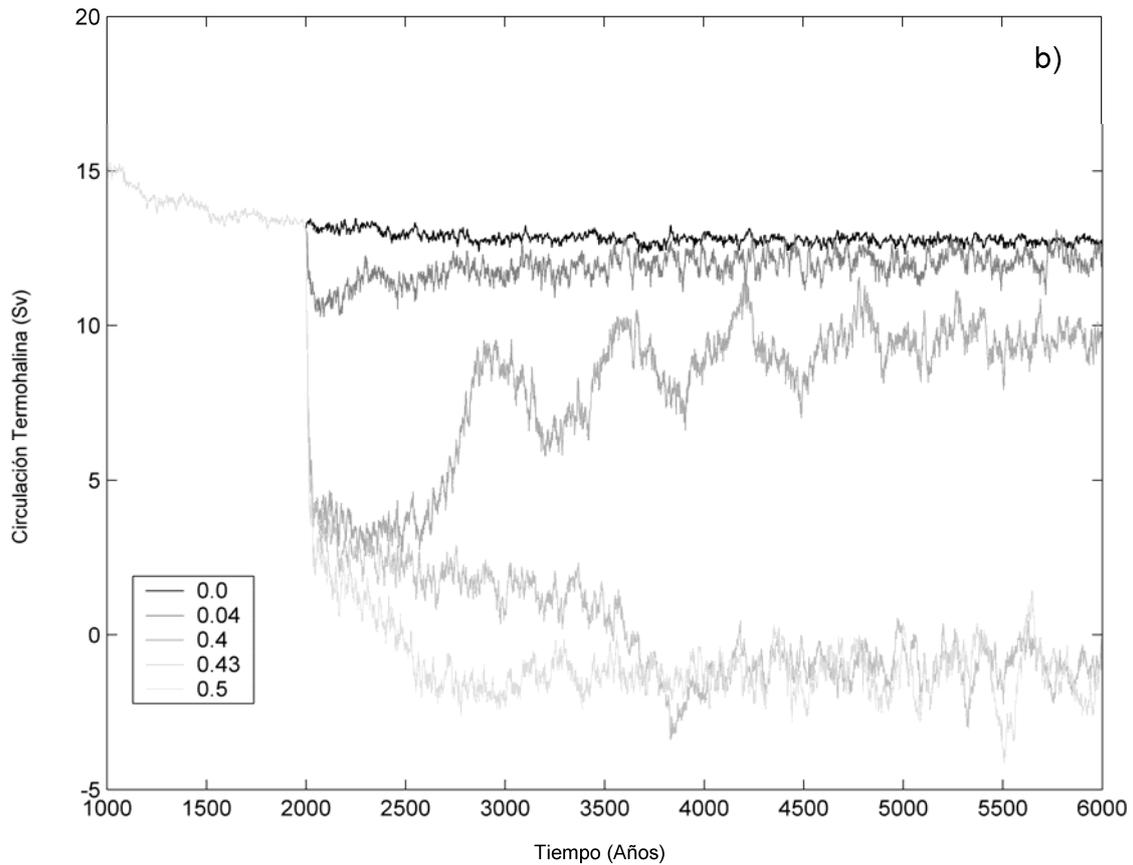


Figura 2.15: (a) Efectos de un forzamiento estocástico en el gradiente meridional de un calentamiento diabático F para diferentes valores en la amplitud del ruido aplicado A .
 (b) Efectos de un forzamiento estocástico en el gradiente zonal de un calentamiento diabático G para diferentes valores en la amplitud del ruido aplicado A . Los valores de A se muestran en las respectivas leyendas

Otro experimento que se consideró fue el efecto que el calentamiento global tiene sobre el valor de A , que produce el colapso de la THC en el caso de introducir un forzamiento estocástico en el parámetro G . En este caso se observó que el umbral necesario para provocar un colapso de la THC disminuye si simulamos un contexto de calentamiento global. Para ello se disminuyó el valor de la constante γ de 0.06364 a 0.045. En la figura 2.16 se puede ver que, en un contexto de calentamiento global provocado por la disminución del valor de gamma, la THC experimenta un debilitamiento entre 3 y 4 Sv. Este debilitamiento se traduce en una mayor facilidad de las fluctuaciones sinópticas de alta frecuencia para colapsar la THC. En la figura 2.16 se puede ver como la amplitud del forzamiento estocástico, A (ecuación 2.5), que es necesaria para detener la THC, es menor que la intensidad mostrada en la figura 2.15.

Los resultados que se han obtenido en esta sección confirman la hipótesis de que la variabilidad sinóptica de alta frecuencia, representada por ruido blanco gaussiano, puede desempeñar un papel fundamental en el comportamiento de la THC. Esto está de acuerdo con trabajos previos de otros autores (Griffies y Tziperman, 1995; Ganopolski y Rahmstorf, 2002).

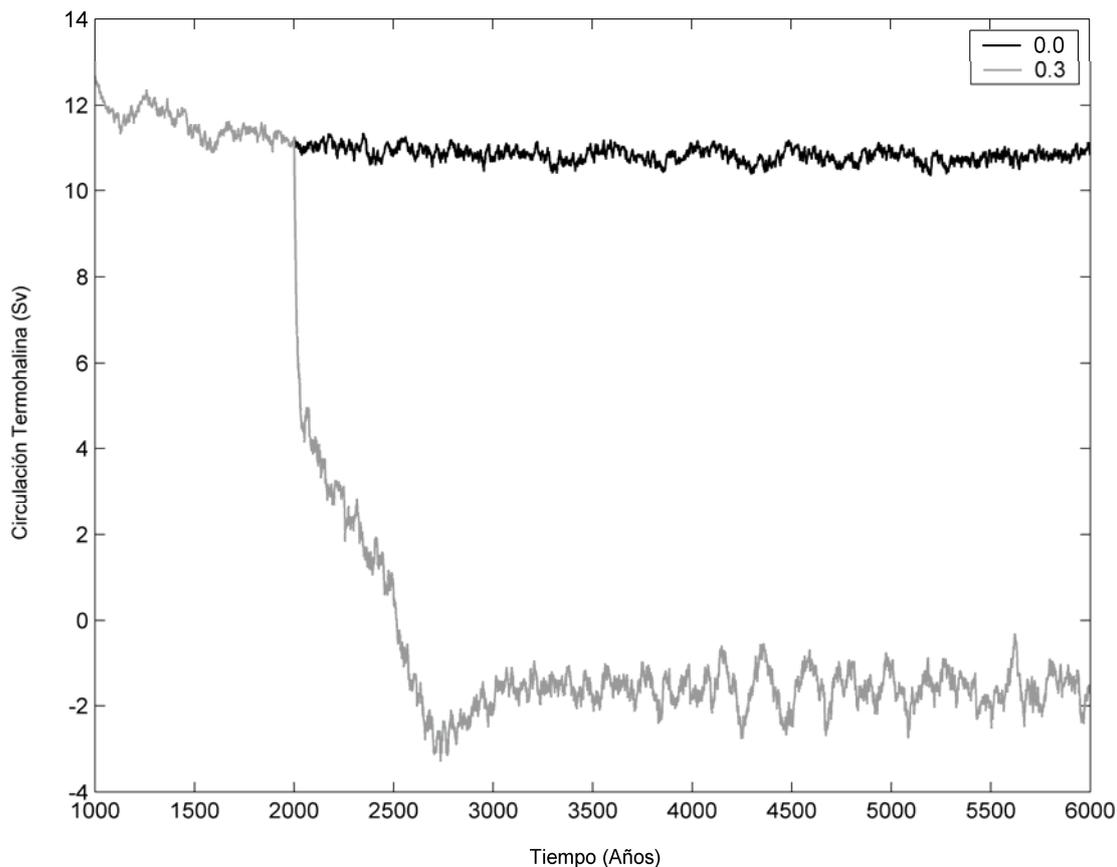


Figura 2.16: Efectos de una perturbación estocástica en el gradiente zonal de un calentamiento diabático G después de un debilitamiento de la THC por un incremento de la concentración de CO_2 . Se representan dos niveles de ruido A que se muestran en la leyenda

En este caso particular se ha observado que, si el forzamiento estocástico es añadido al parámetro que representa la variación meridional de temperatura, no tiene efectos relevantes sobre el comportamiento de la THC. Sin embargo, si dicho forzamiento es añadido al parámetro que representa la variación zonal de temperatura se pueden observar importantes cambios en el comportamiento de la THC, incluido su colapso. Es importante destacar que en las condiciones actuales es muy difícil que la variabilidad sinóptica de alta frecuencia alcance la intensidad necesaria para provocar un colapso de la THC. Se ha podido observar que si la THC se debilita como consecuencia del calentamiento global si podría darse una situación de colapso.

2.6.1.2 Forzamiento en el acoplamiento oceánico

En la sección 2.6.1.1 se ha insertado en el modelo simple la variabilidad sinóptica de alta frecuencia a través de la introducción de forzamientos estocásticos en el acoplamiento con la atmósfera. En esta sección se verá si las fluctuaciones que experimenta el océano, y que tampoco son consideradas en los modelos climáticos, pueden afectar al comportamiento de la THC. Para llevar a cabo este experimento se incorporará un forzamiento estocástico en las ecuaciones del acoplamiento con el

océano (ecuación 2.9). Como se ha mencionado en la sección 2.5.2, se utilizará ahora un proceso de Oerstein-Uhlebeck (ecuación 2.10) que simule una señal de ruido rojo. Se ha elegido este tipo de señal debido a que el ruido de los registros climatológicos se asemeja a él. Es el resultado de procesos que no presentan periodicidad, y en los que el sistema climático responde de forma más lenta, cosa que sucede en el océano debido a su alta inercia. El ruido de color retrata mucho mejor la realidad física enriqueciendo significativamente la dinámica de las fluctuaciones, particularmente cuando el tiempo de correlación característico del ruido no es pequeño comparado con la escala temporal del sistema (Lorenzo, 2000). Dicho forzamiento se introduce en Q_{s1} , que era el flujo de sal equivalente en latitudes altas del Hemisferio Norte, de forma que se simule una entrada masiva y repentina de agua dulce en esa región. Combinando las ecuaciones 2.3 y 2.10, la ecuación final del modelo con el ruido de color quedaría de la siguiente forma:

$$Q_{s1} = Q_{s2} + \frac{A}{\tau} e^{-\frac{|t-t'|}{\tau}} \quad (\text{ecuación 2.11})$$

$$Q_{s2}(t) = 0.00166 + 0.00022(Y^2 + Z^2)$$

Como se puede ver en la ecuación 2.11, el ruido de color depende de τ , el tiempo de correlación del ruido. Además, como ya se definió con anterioridad, σ o dispersión de la señal ruidosa, viene dada por la expresión $\sigma = (A/\tau)^{1/2}$. Esto hace que la señal del ruido de color dependa de dos magnitudes, τ y σ , que varían su valor, lo que obliga a realizar el estudio del comportamiento de la THC frente a la variación de estos dos parámetros.

En la figura 2.17 se puede ver como la variable Q , que representaba el flujo equivalente de sal, actúa como parámetro clave en el comportamiento de la THC. Dependiendo del forzamiento introducido se puede observar distintos estados de la THC, llegando a alcanzar un colapso sobre un valor crítico del forzamiento e incluso producir un flujo inverso de la circulación. Este valor crítico, a partir del cual la THC se detiene, presenta una dependencia tanto con la dispersión como con el tiempo de correlación del ruido rojo. En la figura 2.18 se puede observar la dependencia del valor medio de la THC frente a los dos parámetros del forzamiento. Hay que resaltar que el aumento en el tiempo de correlación es más efectivo a la hora de colapsar la THC que el incremento de la dispersión. Esto significa que la duración de la entrada adicional de flujo es más significativa que la intensidad de dicho flujo a la hora de que la THC se detenga.

Otro experimento que se realizó fue estudiar el efecto que tiene la adición de ruido rojo en las ecuaciones de flujo de sal equivalente pero en un escenario de calentamiento global, tal y como se hizo con el forzamiento atmosférico. Al igual que en la sección 2.6.1.1 el colapso de la THC resulta más fácil en el contexto de calentamiento global. La figura 2.19 muestra esto al representar el valor umbral entre un estado activo de la THC y otro inactivo para diferentes valores de σ y τ en un contexto de calentamiento global y en el contexto actual.

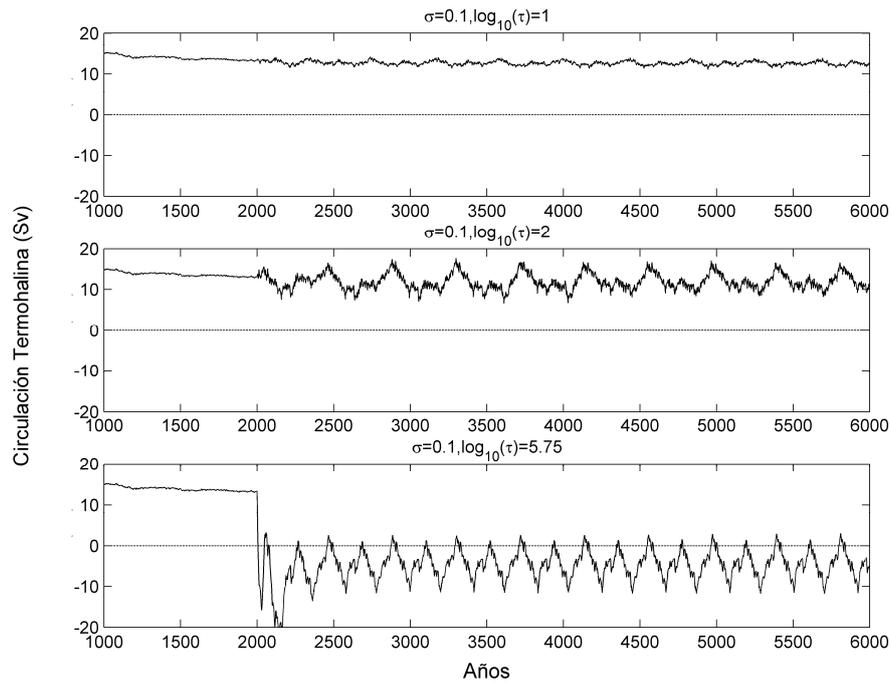


Figura 2.17: Comportamiento de la THC con una perturbación estocástica en el flujo de sal equivalente de la caja 1 (Q_{s1}) para distintos valores del tiempo de correlación (τ)

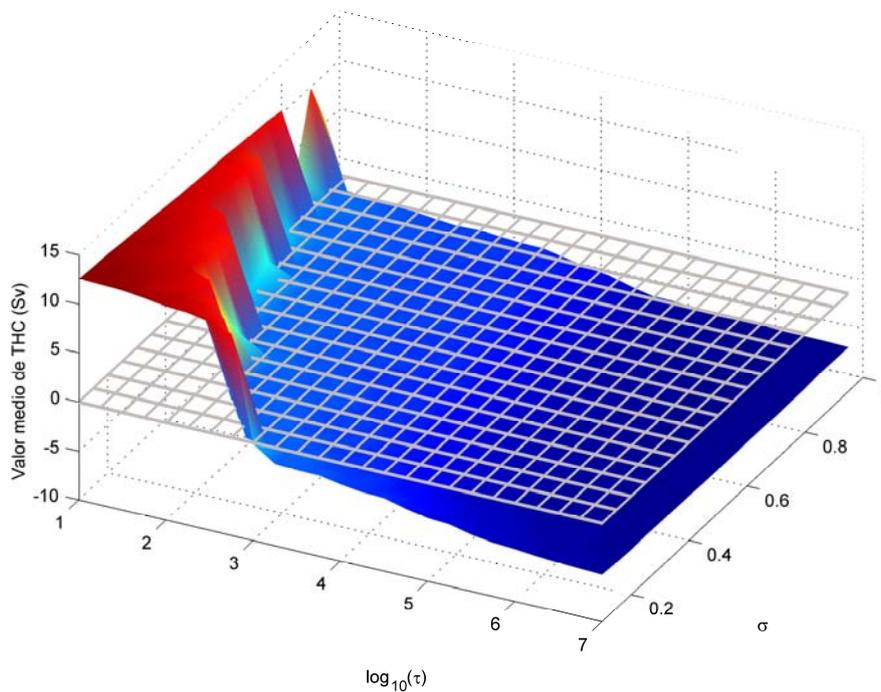


Figura 2.18: Efectos en el valor medio de la THC con una perturbación estocástica en el flujo de sal equivalente de la caja 1 (Q_{s1}) para distintos valores de dispersión (σ) y tiempo de correlación (τ)

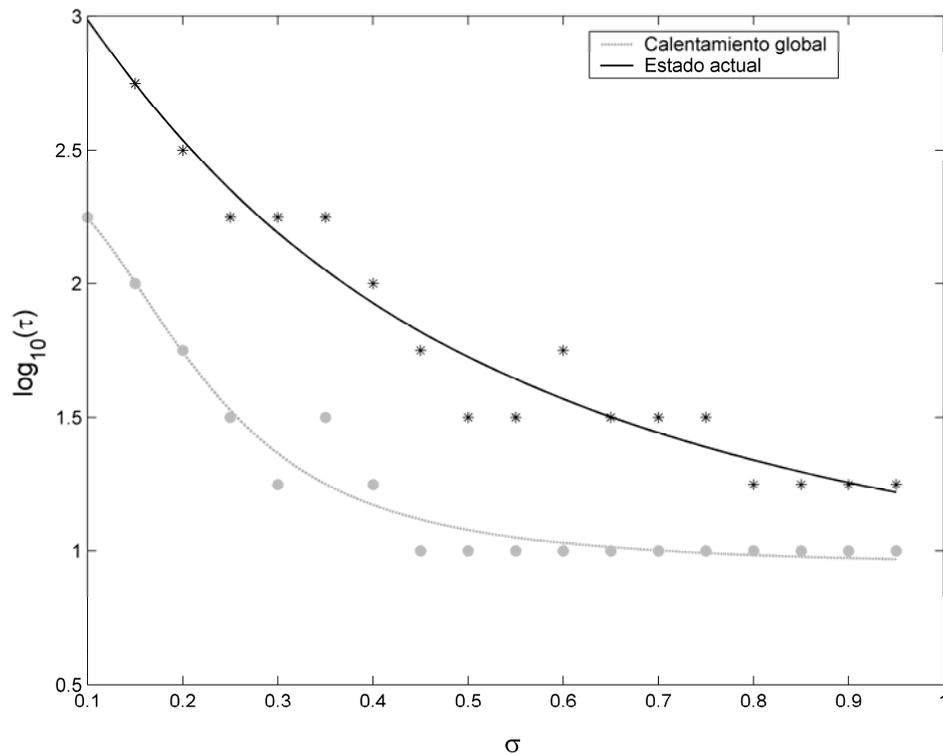


Figura 2.19: Localización del punto de bifurcación en el comportamiento de la THC frente a la dispersión (σ) y el tiempo de correlación (τ)

A la vista de los resultados obtenidos con este modelo simple se puede concluir que, los procesos naturales atmosféricos y oceánicos no considerados en los modelos climáticos actuales pueden conducir a un cambio sustancial en el comportamiento de la THC que, en un contexto de calentamiento global, puede desembocar en un colapso de dicha circulación.

2.6.2 Comportamiento de la THC en un modelo climático de complejidad intermedia

Los resultados que se han obtenido con el modelo climático simple (sección 2.6.1) añadiendo diferentes procesos estocásticos confirman las teorías consideradas en trabajos previos. Dichos resultados invitan a buscar una mayor respuesta a las hipótesis, para lo cual se utilizará un modelo de complejidad intermedia: el ECBilt-Clio. Con este EMIC se obtendrán respuestas cualitativas y cuantitativas del efecto de dichas perturbaciones, dando lugar a una visión más tangible del significado de los forzamientos.

Antes de añadir cualquier tipo de forzamiento se ajustaron los parámetros del modelo para que se encontrara en un estado estable y simulando el valor de THC medido por el experimento WOCE: 15 Sv. Posteriormente, se procedió a simular el colapso de la THC introduciendo una descarga constante de 0.8 Sv en la cuenca oceánica de los mares de Groenlandia-Islandia-Noruega (en adelante mar de GIN). En la figura 2.20 se representa por medio de puntos la zona donde se aplicó la descarga. En todos los puntos se

introduce el mismo forzamiento para un cierto período. Se eligió dicha región puesto que es en esta área del Atlántico Norte donde se produce el hundimiento de las aguas superficiales de forma más intensa y además, las fluctuaciones en el flujo de agua dulce podrían activar un cambio en esta convección debilitando la THC.

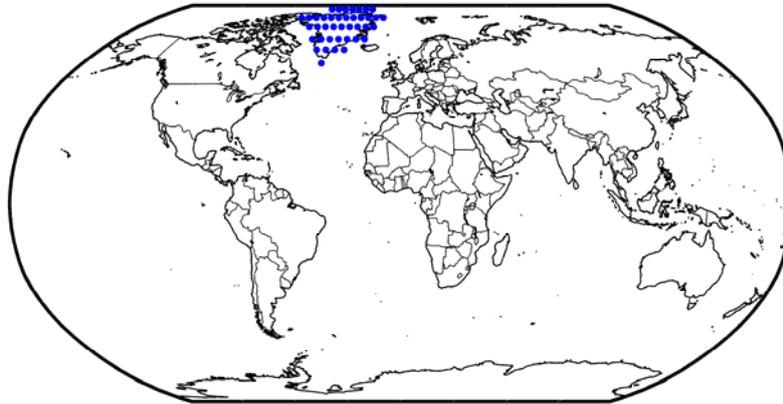


Figura 2.20: Mapa global en el que se muestra el mar de GIN en el cual se añadió el forzamiento en el flujo de agua dulce

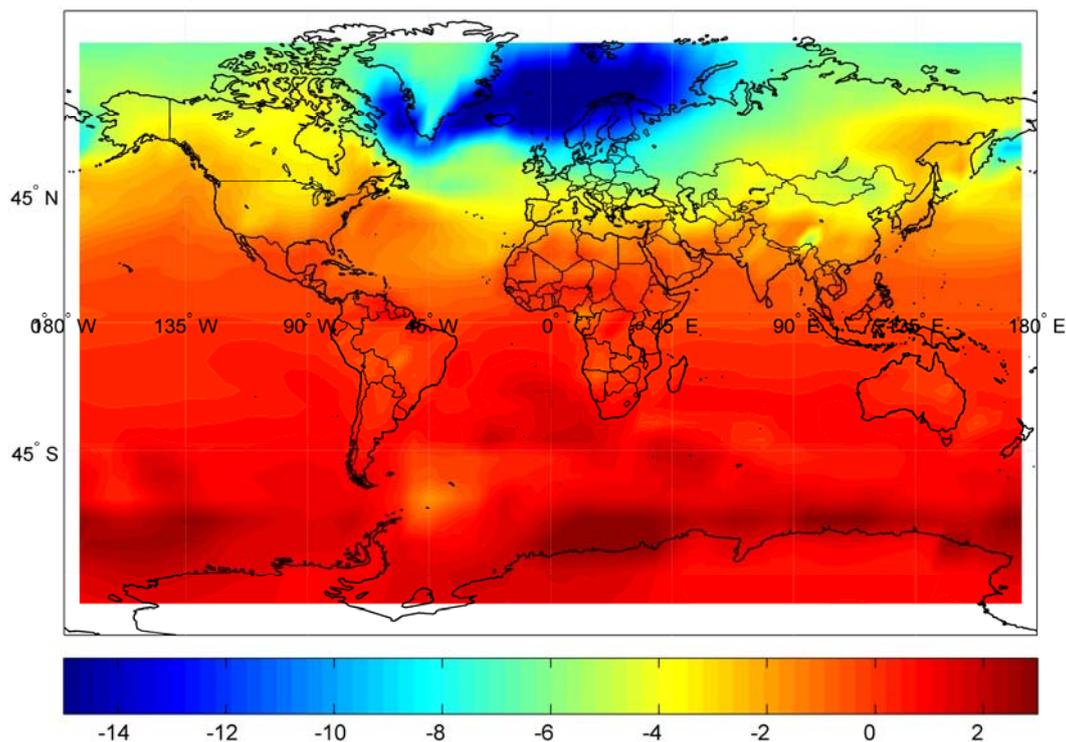


Figura 2.21: Media anual de la anomalía de la temperatura superficial (°C) con un colapso de la THC. En este experimento se aplicó un flujo constante de agua dulce adicional de 0.8 Sv al mar de GIN

Como resultado de la descarga de 0.8 Sv en el mar de GIN se obtuvo un fuerte enfriamiento en la región del Atlántico Norte, con una diseminación de este

enfriamiento extendido a gran parte del Hemisferio Norte, y un pequeño calentamiento en el Hemisferio Sur (figura 2.21). Este resultado es consistente con las reconstrucciones llevadas a cabo con los paleoproxy (Tziperman, 2000).

Tras comprobar la estabilidad del modelo y su capacidad de detener la THC en circunstancias similares a la de episodios como el Younger Dryas, se procedió a introducir diferentes forzamientos estocásticos para estudiar el comportamiento de la THC, ya que hasta ahora existen estudios que demuestran incertidumbres sustanciales en la respuesta de los modelos ante cambios en el sistema climático (Stouffer et al., 2006). La THC es potencialmente sensible a la adición de agua dulce y a los cambios en los flujos superficiales inducidos por la variabilidad natural o por los cambios antropogénicos. Por otro lado, estudios y medidas previas han revelado que el flujo de agua dulce es una señal ruidosa que presenta una escala interanual y decadal (Cunningham et al., 2007). Estas fluctuaciones pueden amplificarse por un deshielo de la cubierta de hielo o por un incremento de la precipitación, asociado con un cambio climático inducido de forma antropogénica (Fichefet et al., 2003; IPCC, 2007). También es posible que la variabilidad del ENSO pueda modificar el balance de agua dulce en el Atlántico tropical, proporcionando un mecanismo acoplado entre las bajas y las altas latitudes (Quinn et al., 1987; Schmittner et al., 2000; White y Cayan, 2000; IPCC, 2001; Dong et al., 2006).

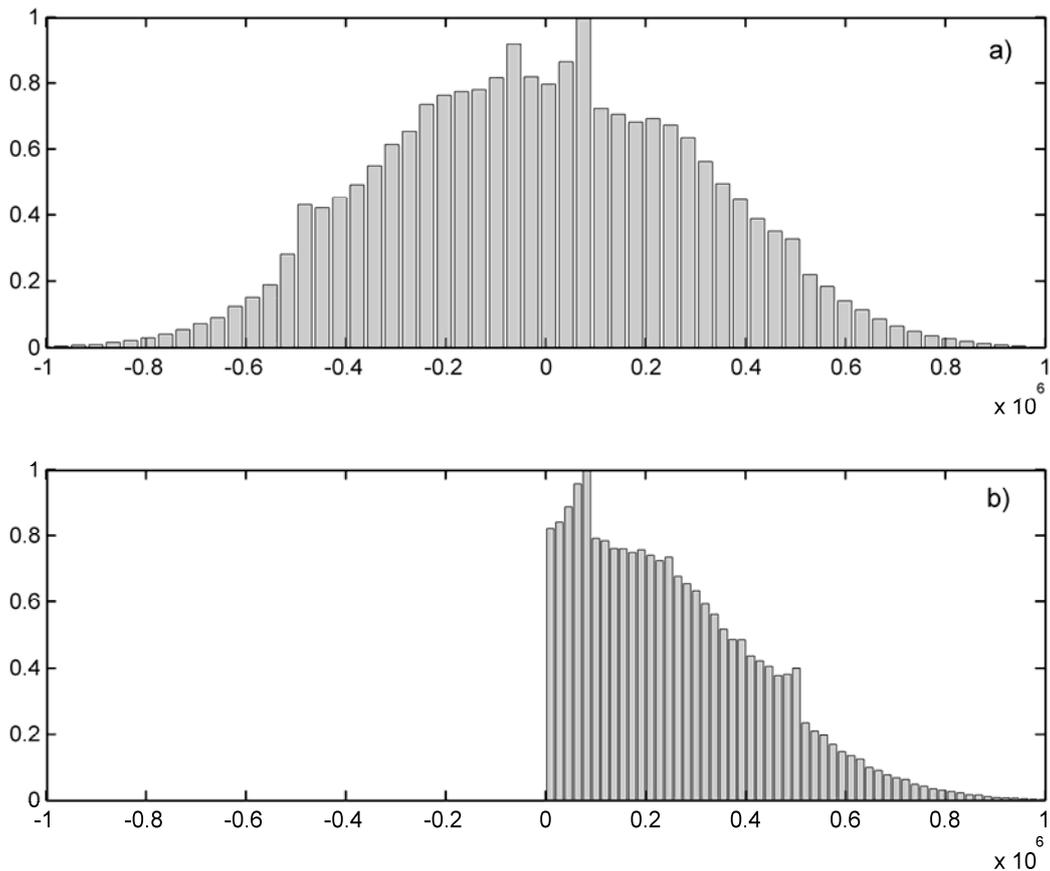


Figura 2.22: Histogramas del ruido aplicado alrededor de Groenlandia: **(a)** ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv y **(b)** señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv

Estas son las razones que motivaron este estudio, en el que se empleó la adición de forzamientos estocásticos con distintas características en la descarga de agua dulce que tiene lugar en las proximidades de Groenlandia.

Estudios previos muestran que la fuerza del forzamiento del flujo de agua dulce debería estar entre 0.1 Sv y 1 Sv. El valor de 0.1 Sv es la magnitud predicha para un escenario de cambio climático inducido por el CO₂ ($4 \times \text{CO}_2$), mientras que 1 Sv está dentro del rango previsto para eventos conducidos por el agua dulce liberada al producirse el deshielo durante la pasada era glacial y la deglaciación (Stouffer et al., 2006).

El ruido blanco gaussiano que se añadió a la descarga de agua dulce en el mar de GIN tiene media cero y desviación estándar menor de 0.3 Sv. También se consideró una señal estocástica positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar menor de 0.18 Sv. En la figura 2.22 se muestran los histogramas de ambas señales.

Por otro lado las diferentes escalas existentes en los procesos naturales también fueron la motivación para realizar experimentos con distintas periodicidades en las fluctuaciones. Así, se considerarán fluctuaciones en la descarga de agua dulce con escala diaria, decadal, multidecadal, etc.

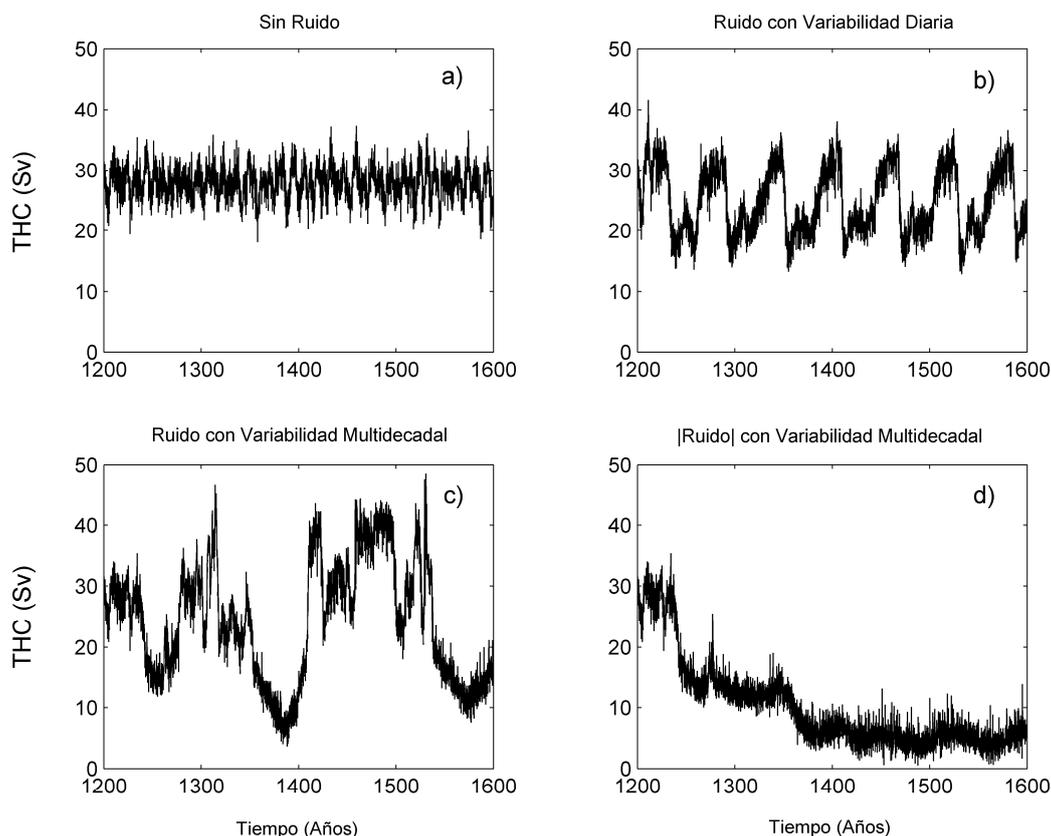


Figura 2.23: Respuesta de la THC a los pulsos de agua dulce de diferente variabilidad alrededor de Groenlandia: (a) sin ruido, (b) el efecto de una perturbación con variabilidad diaria, (c) el comportamiento de la circulación con una perturbación de variabilidad multidecadal (40 años), y (d) el resultado utilizando un valor positivo en la perturbación

La figura 2.23 compara el comportamiento de la THC observado en el modelo ECBilt-Clio sin considerar ninguna perturbación añadida a la descarga de agua dulce (figura 2.23 a) y el comportamiento de la THC observado cuando diferentes forzamientos estocásticos son añadidos al flujo de agua dulce considerado en el mar de GIN (figura 2.20). En la 2.23 b se puede ver el resultado tras aplicar un forzamiento de ruido blanco gaussiano (ecuación 2.3) con una variabilidad diaria en la entrada de agua dulce. Esto significa que la intensidad de la descarga cambia de una forma aleatoria cada día. Este forzamiento puede ser positivo, si aumenta la cantidad esperada, o negativo, si disminuye el flujo de agua dulce sobre el área que se está estudiando. La variabilidad diaria representa la variabilidad de alta frecuencia del sistema climático, que no se encuentra presente en la mayor parte de los sistemas climáticos. En esta misma figura (figura 2.23 b) también se puede observar como la variabilidad diaria distorsiona el comportamiento de la THC. Pero, la diferencia existente entre la escala temporal del forzamiento (1 día) y la escala temporal de la THC (multidecadal) evita que se produzcan cambios significativos en las variables, como puede ser el caso de la temperatura superficial. Posteriormente a la introducción de una variabilidad con escala diaria se procedió a introducir una variabilidad con cambios anuales, cada 10 años, 20 años,... A modo de ejemplo en la figura 2.23 c se muestra el comportamiento de la THC al introducir una descarga de agua dulce perturbada por fluctuaciones de ruido blanco gaussiano que presentan una variabilidad de 40 años. También se consideró la posibilidad de que las fluctuaciones fueran siempre positivas. Este sería el caso de que siempre se tuvieran fluctuaciones en la descarga de agua dulce por encima del valor medio, aunque no con la misma intensidad. En este caso la THC no tendría capacidad para recuperarse y acabaría debilitándose hasta detenerse completamente (figura 2.23 d).

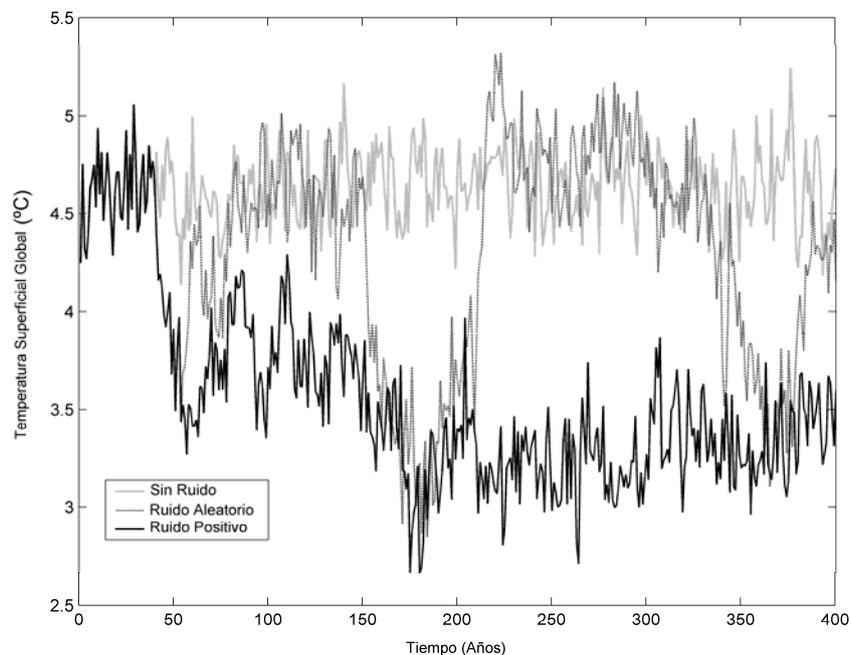


Figura 2.24: Series temporales de la media de la temperatura superficial global (°C) en un período de 400 años para tres entradas distintas de agua dulce: sin ruido, con ruido y con una señal positiva de ruido

En la mayor parte de los casos mostrados en la figura 2.23 y en la mayoría de las simulaciones realizadas, la adición de perturbaciones estocásticas a la descarga de agua dulce no produce un colapso completo de la THC. Pero se puede observar un debilitamiento significativo. Las consecuencias de este debilitamiento no son insignificantes y se pueden analizar sus efectos en diferentes variables.

En la figura 2.24 se representan las series temporales de las medias de la temperatura superficial global para los casos sin ruido, con ruido aleatorio y con una señal de ruido positiva. Analizando dicha figura se puede comprobar que las descargas positivas de agua dulce inducen una disminución en la temperatura superficial debido a un debilitamiento de la THC, aunque este debilitamiento tenga lugar durante un período temporal corto. La contribución continua de agua dulce consigue que se produzca un colapso de la THC, evitando la recuperación de la circulación y consecuentemente de la temperatura superficial incluso con pequeñas contribuciones de agua dulce. Todos los resultados muestran que el efecto en la media de la temperatura global es notable aunque el colapso de la THC sea reversible e incompleto.

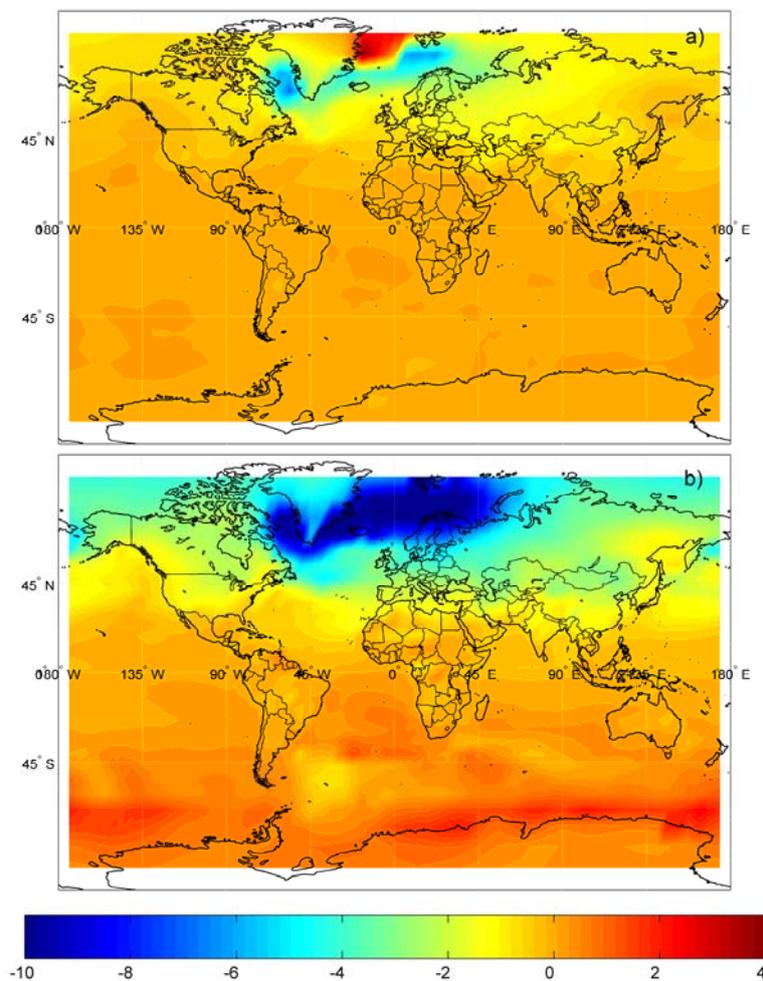
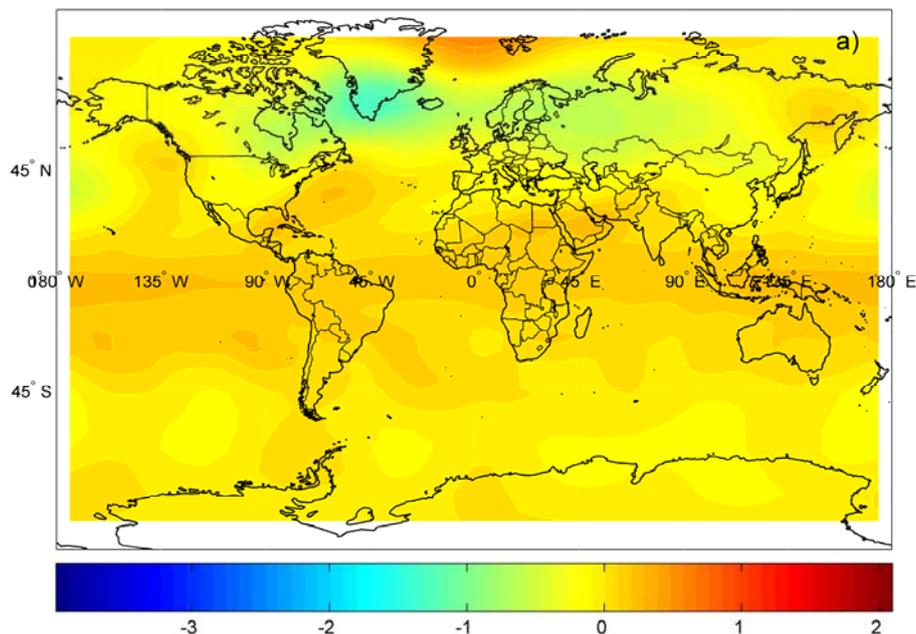


Figura 2.25: Media en la anomalía de la temperatura superficial (°C) sobre un período de 400 años para dos perturbaciones diferentes en la entrada de agua dulce: (a) ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal positiva de ruido de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv

El Hemisferio Norte, y especialmente el área del Atlántico Norte, es la región más afectada en todos los casos en los que se añadieron fluctuaciones en la descarga de agua dulce, tal y como se puede observar en la figura 2.25. Con el debilitamiento de la THC se produce una disminución del transporte de calor en dirección norte, produciendo un enfriamiento alrededor de Groenlandia, por encima de 4 °C para el caso en el que sólo se observa un debilitamiento temporal (figura 2.25 a) y de 10 °C para el caso en el que se obtiene un colapso completo (figura 2.25 b). En la figura 2.25 a se observa un calentamiento sobre el mar de Barents y los mares nórdicos, que tiene una amplitud similar al enfriamiento que se produce alrededor de Groenlandia. Este efecto puede estar causado por el desplazamiento hacia el norte de la convección profunda oceánica, obteniendo como resultado un incremento en el transporte de calor en dirección norte en las altas latitudes del Atlántico Norte. Además dicho efecto es amplificado por la retroalimentación existente entre el mar y el hielo (Stouffer et al., 2006). La entrada de agua dulce debilita la convección profunda en el cinturón localizado entre las latitudes 50-70 °N, pero en el mar de Barents y en los mares nórdicos, donde la entrada de agua dulce no está directamente forzada, puede proporcionar las condiciones de desencadenamiento del hundimiento de la masa de agua.

La respuesta al debilitamiento de la THC en el Hemisferio Sur es prácticamente imperceptible y se caracteriza por un pequeño calentamiento que puede estar motivado por la disminución del transporte de calor hacia el norte. Es interesante que la temperatura disminuya en toda el área del Atlántico Norte solamente con un colapso completo de la THC. Si la THC solamente se debilita, las temperaturas se mantienen por el dominio del forzamiento radiativo.



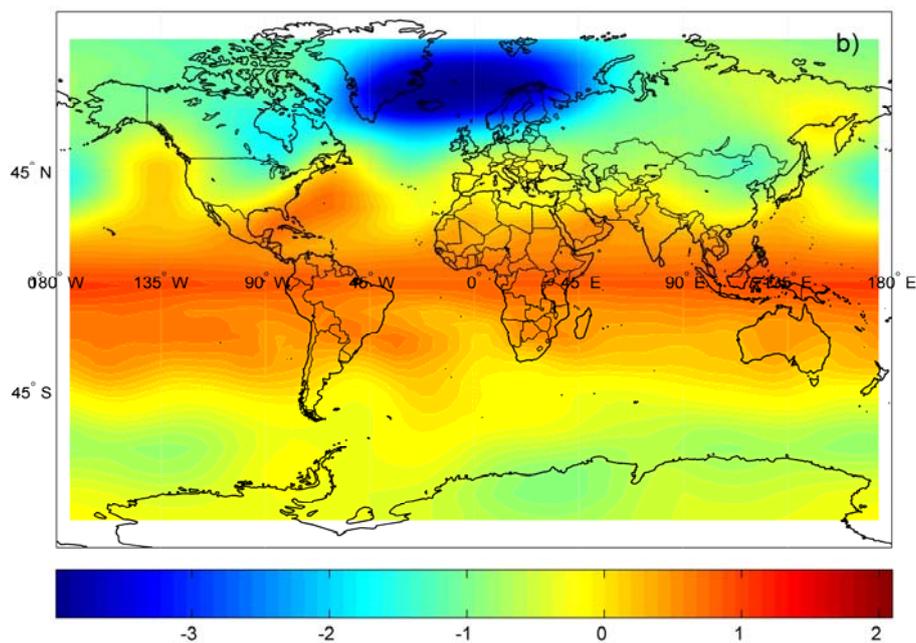
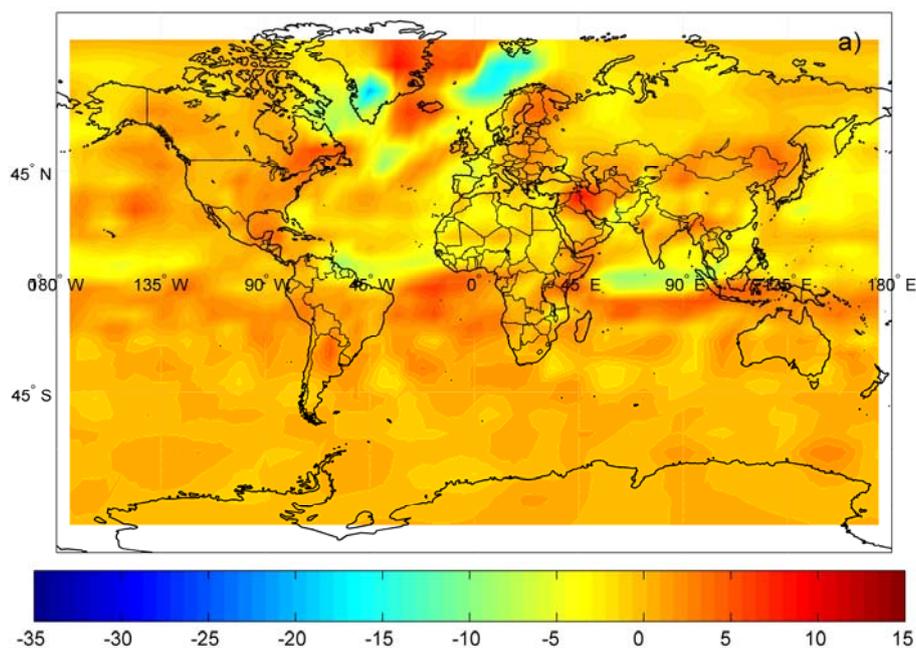


Figura 2.26: Media de la anomalía de la función de corriente en m^2/s en 500 hPa para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal positiva de ruido con media 0.25 Sv y una desviación estándar de 0.18 Sv

La figura 2.26 representa la media de la función de corriente en 500 hPa. Se puede observar un debilitamiento de la corriente de chorro polar tanto con el ruido blanco gaussiano como con la señal positiva de ruido (figuras 2.26 a y 2.26 b respectivamente). Este fenómeno está causado por un efecto de retroalimentación provocado por el debilitamiento de la THC que produce una disminución del transporte de calor hacia el norte.



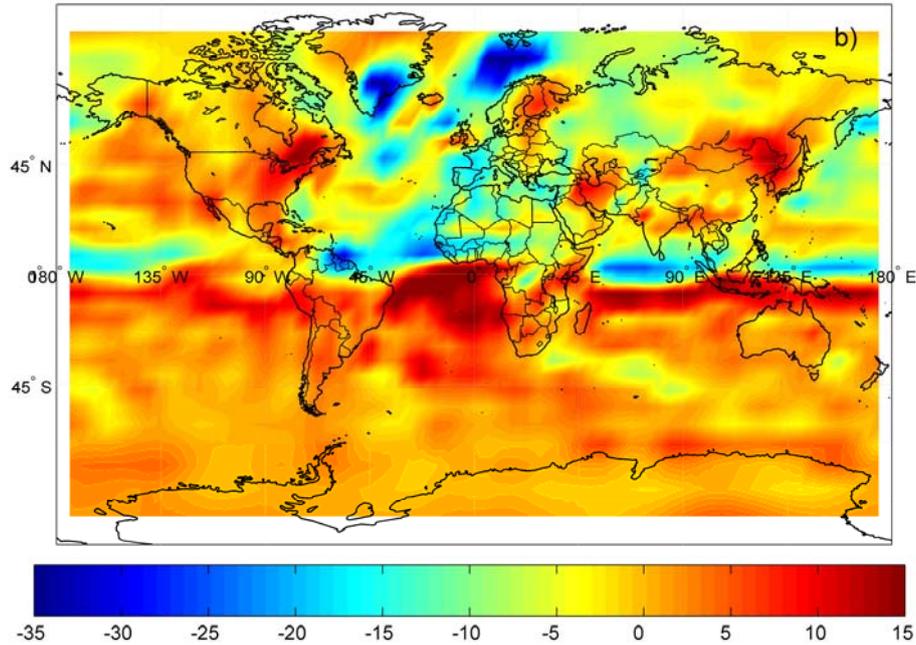


Figura 2.27: Anomalía de la precipitación media en cm/año para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv

Además, el debilitamiento de la THC reduce la mezcla vertical y, por lo tanto, el transporte vertical de calor también se reduce. Esto provoca que la atmósfera sea menos energética y en consecuencia el chorro polar se ve disminuido.

Este efecto está relacionado con una disminución de la precipitación en el oeste europeo y en el área mediterránea como se puede observar en la figura 2.27 a y 2.27 b. Otro efecto observado en los mapas de precipitación es la anomalía positiva sobre el área ecuatorial, y anomalía negativa sobre los trópicos y subtropicos del Atlántico Norte. Este comportamiento refleja cambios en la posición de la zona de convergencia intertropical (en adelante ITCZ, del inglés InterTropical Convergence Zone) con los consecuentes cambios en la precipitación de los países ecuatoriales.

Además de los cambios que se han encontrado en las variables atmosféricas, el debilitamiento de la THC también tiene consecuencias significativas para variables oceánicas como la SST o la salinidad.

En la figura 2.28 se pueden observar los cambios producidos sobre la SST. Un colapso completo de la THC provoca una disminución de la SST en toda el área ubicada alrededor de Groenlandia, lo que está en acuerdo con las investigaciones previas (Stouffer et al., 2006). El leve calentamiento observado en la parte norte del Atlántico Norte se produce por el calentamiento de la temperatura superficial que se observa en la figura 2.25. El comportamiento observado en la SST es muy similar al observado en el estudio del comportamiento de la temperatura superficial del aire.

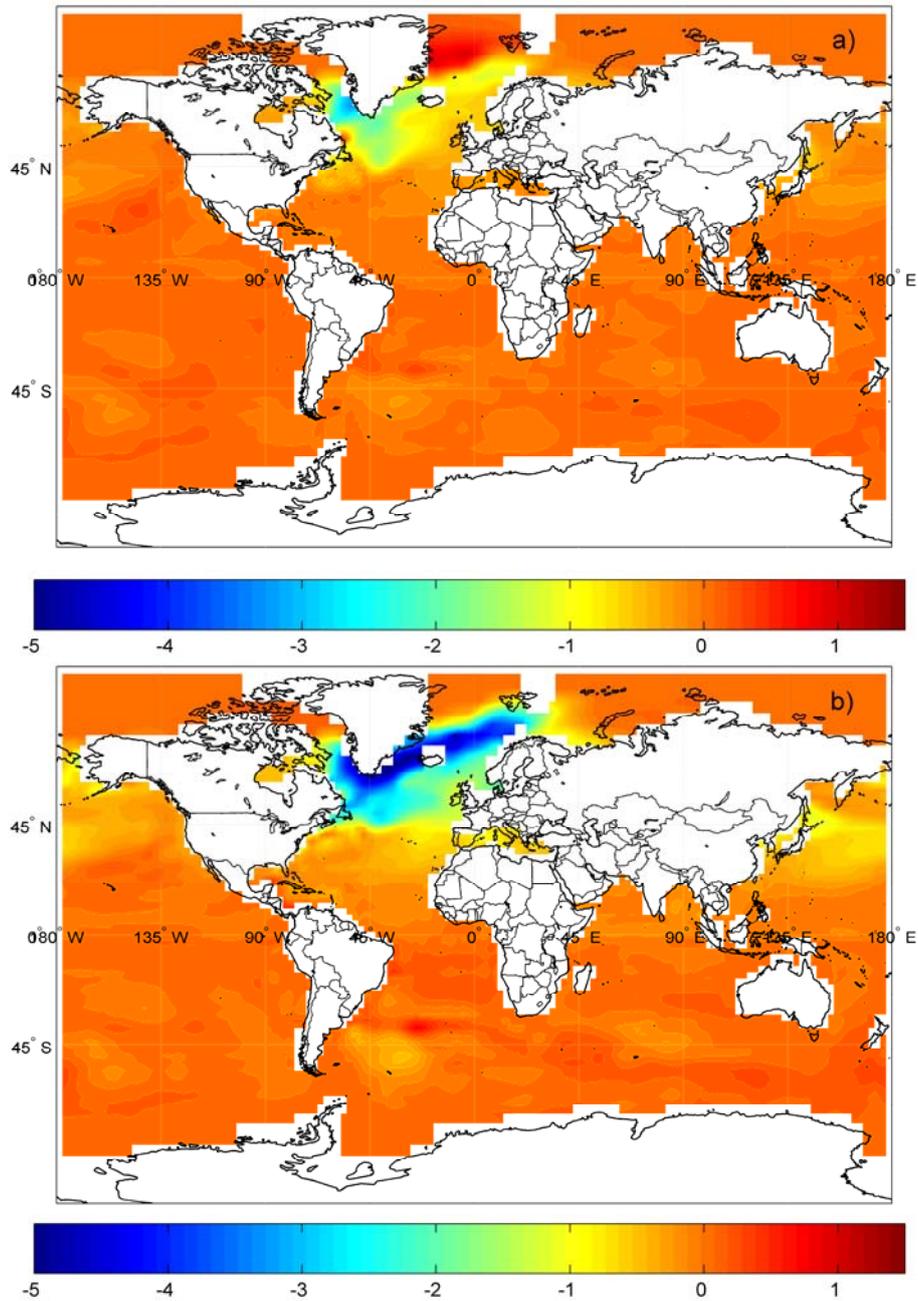


Figura 2.28: Anomalía en la SST media (°C) para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv

Otro efecto directo de la entrada de agua dulce es la disminución de la SSS sobre el área donde se ubica la corriente del golfo y sobre la cuenca de Groenlandia (figura 2.29). En el Hemisferio Sur, la SSS casi no varía, solamente se observan pequeños incrementos de aproximadamente unos 0.5 psu (figura 2.29).

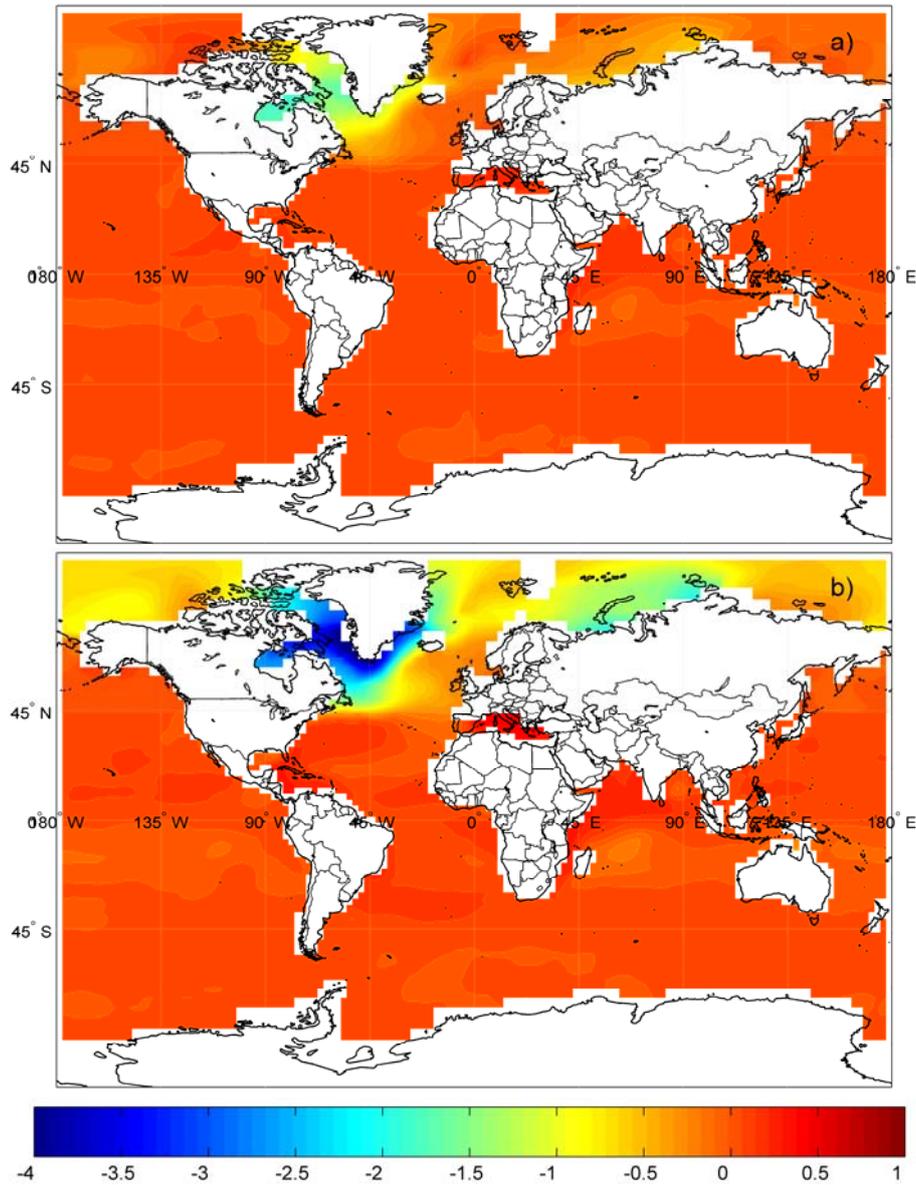


Figura 2.29: Anomalía de la SSS (psu) para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv

La relación existente entre la circulación oceánica y la variabilidad atmosférica lleva a preguntarse si los cambios en el comportamiento de la THC se reflejan en los patrones atmosféricos del Atlántico Norte, principalmente en el patrón NAO. Como ya se ha comentado en el capítulo 1, la NAO es el patrón principal de variabilidad climática en la región del Atlántico Norte, y tiene lugar principalmente durante el período invernal, de diciembre a febrero. Existen trabajos previos que han establecido una relación cercana entre la NAO y la THC (Delworth y Dixon, 2000; Stouffer et al., 2006). La NAO puede producir cambios en la intensidad de la THC a través de anomalías en el rozamiento que se produce entre el viento y la superficie oceánica y también por la anomalía en los flujos de flotabilidad relacionados con fases positivas o negativas de la NAO. Por otra

parte, un debilitamiento de la THC produce una disminución de la SST al norte del Atlántico Norte (figura 2.28) con el consecuente debilitamiento de la baja de Islandia que afecta al comportamiento de la NAO. En la figura 2.30 se puede observar que, tras un debilitamiento de la THC, aparece una anomalía positiva en la altura geopotencial de 500 hPa localizada al sur de Islandia durante el período invernal, que es el periodo de mayor intensidad del patrón NAO.

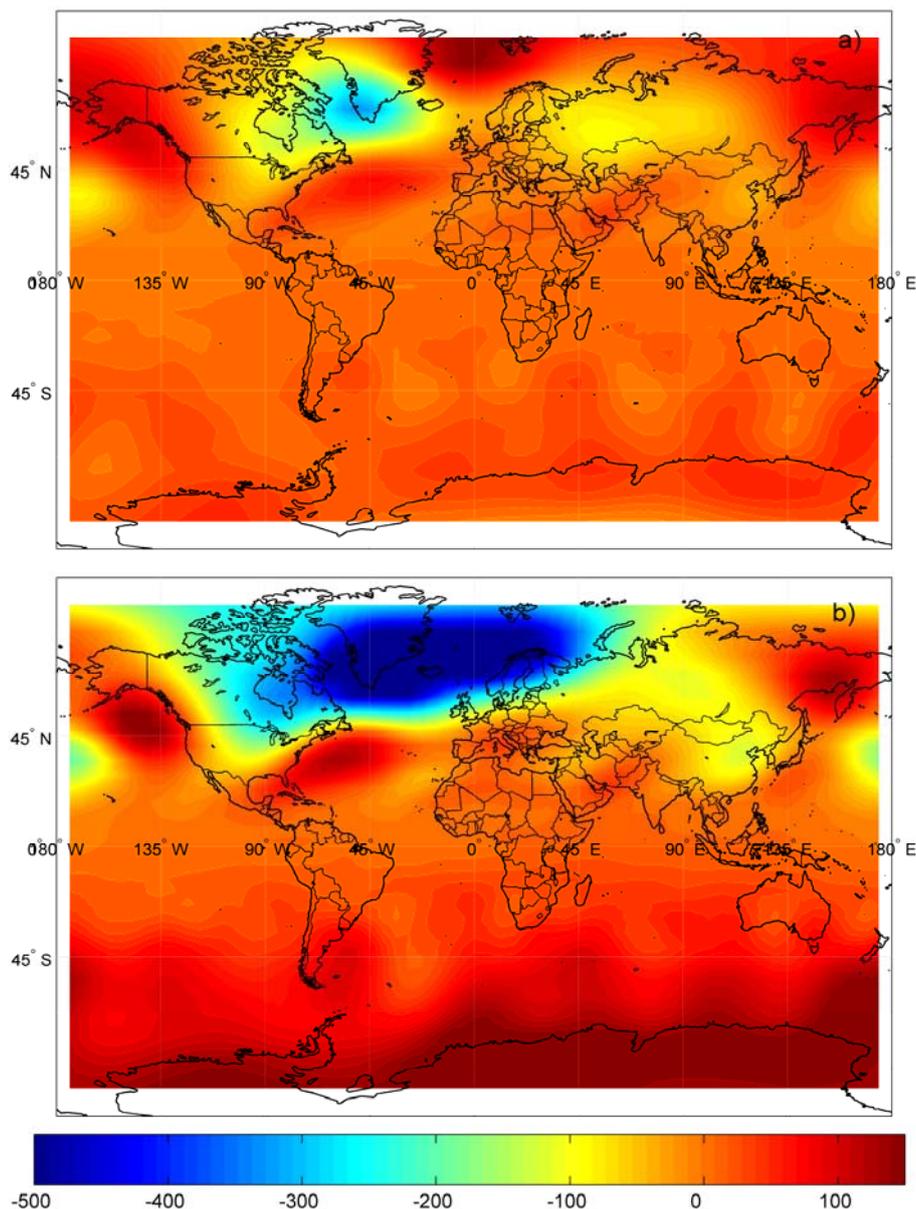


Figura 2.30: Anomalía de la media de altura geopotencial de 500 hPa en m^2/s^2 durante el período invernal (de diciembre a febrero) para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv

Esta anomalía afecta a la intensidad de la NAO tal y como se puede ver en la figura 2.31 donde se muestran las anomalías normalizadas de la NAO de invierno obtenidas con los

dos experimentos, un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv y una señal positiva de ruido de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv. La figura muestra en ambos experimentos, una intensificación del índice de la NAO durante los meses de diciembre, enero y febrero.

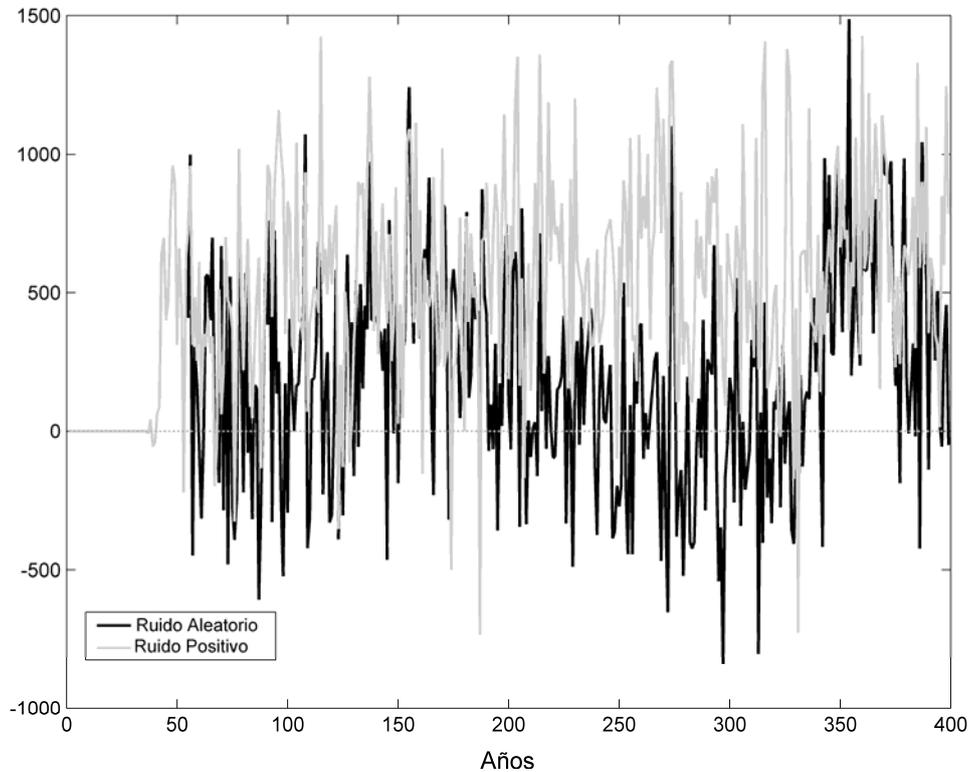


Figura 2.31: Anomalía normalizada del índice de la NAO durante los meses de invierno (diciembre-febrero) para un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv y para una señal positiva de ruido de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv

Los resultados obtenidos con el ECBilt-Clio en estos experimentos corroboran los resultados previos obtenidos con el modelo simple (Taboada y Lorenzo, 2005). La posibilidad de que se produzca un colapso completo de la THC es baja, pero sus consecuencias son de gran impacto. Además, los resultados obtenidos nos muestran que incluso un pequeño debilitamiento de esta circulación puede tener graves consecuencias en el comportamiento del clima. Por otro lado, los resultados muestran que la adición de la variabilidad sinóptica tanto diaria como decadal o multidecadal a través de un forzamiento aumenta la probabilidad de debilitamiento o colapso de la THC.

Como se mencionó anteriormente, la relación entre la atmósfera y el océano hace que cambios en uno de ellos repercutan en el comportamiento del otro. En los resultados previos se vió la relación existente entre la NAO y la THC. En la sección 2.2 se analizaron los cambios en el transporte de agua dulce producidos cuando se cambia de condiciones tipo Niño a condiciones tipo Niña y viceversa, y como podrían afectar al comportamiento de la THC si alguna de esas condiciones, El Niño o La Niña, estuvieran presentes durante un período anómalamente largo, (Schmittner et al., 2000; Schmittner y Clement, 2002). En los pasados 475 años existieron 9 eventos tipo Niño

extremadamente fuertes, con un intervalo de unos 50 años entre ellos, y otros 40 eventos fuertes o muy fuertes cada 9 años (Quinn et al., 1987). Partiendo de esto, se ha procedido a introducir la variabilidad de estos eventos anómalos introduciendo en el ECBilt-Clio un forzamiento estocástico con una variabilidad decadal (10 años) y otra multidecadal (70 años) alrededor de Groenlandia. La simulación de este experimento fue de 800 años, tras haber estabilizado el modelo sin ningún tipo de forzamiento durante 1200 años. La intensidad de la descarga de agua dulce varió de acuerdo con una distribución gaussiana de ruido blanco con media cero y desviación estándar de aproximadamente 0.16 Sv. Se tomo este valor ya que es el valor previsto para los eventos producidos por el deshielo que tuvo lugar en la pasada era glaciár y en la deglaciación (Clarke et al., 2003, Stouffer et al., 2006). Además, trabajos previos han establecido que la diferencia en la exportación de agua dulce hacia el Atlántico durante los años bajo condiciones de La Niña y El Niño es entorno a 0.1 Sv (Schmittner et al., 2000; Schmittner y Clement, 2002).

La figura 2.32 muestra los resultados de los diferentes forzamientos estocásticos aplicados a la cuenca de Groenlandia y la respuesta observada en el comportamiento de la THC.

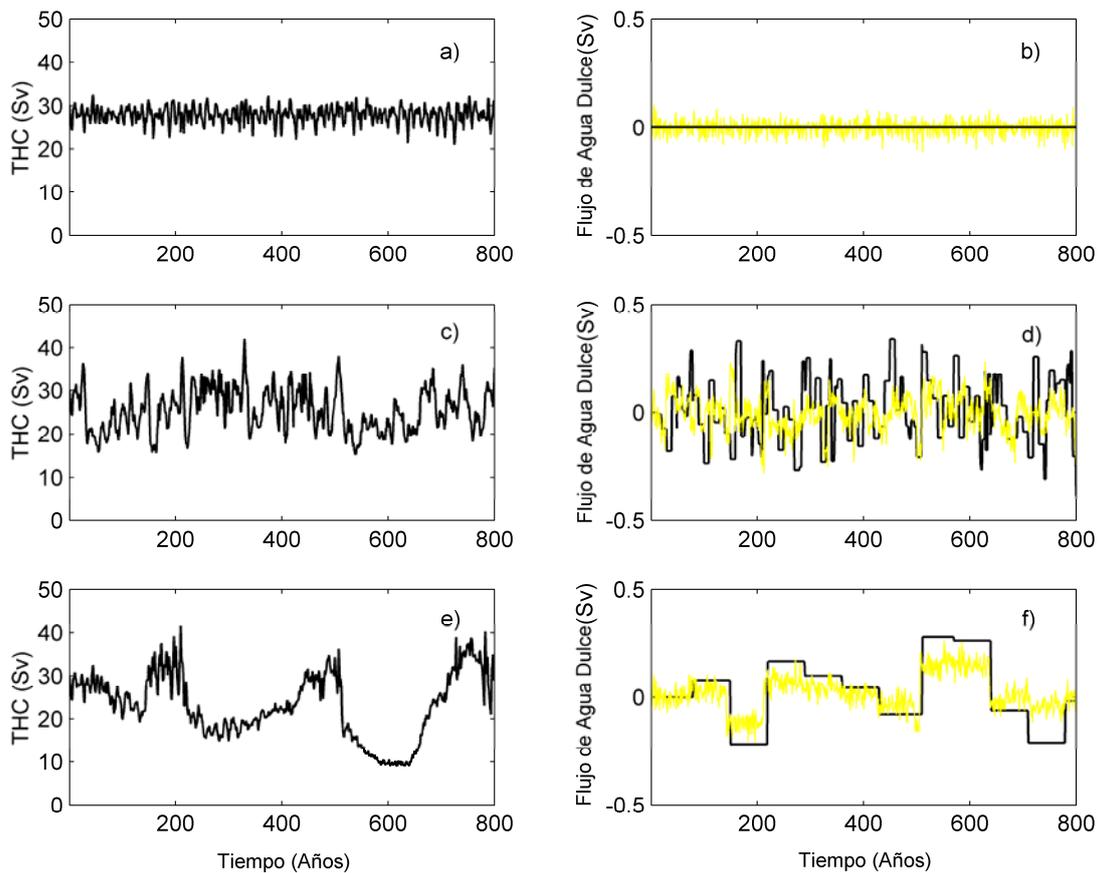


Figura 2.32: Comportamiento de la THC y flujo de agua dulce añadido en el mar de GIN para tres tipos de simulaciones (a) y (b) sin forzamiento; (c) y (d) con entrada de agua dulce con una variabilidad decadal; y (e) y (f) con entrada de agua dulce con una variabilidad multidecadal

Las figuras 2.32 a y b muestran la condición de equilibrio de estado antes de someterlo a ningún forzamiento. Las figuras 2.32 c y d muestran los resultados después de introducir un forzamiento con variabilidad decadal, es decir, forzamiento en el cual la intensidad de la descarga se altera de forma aleatoria cada 10 años. El forzamiento puede ser positivo, con lo que incrementa el flujo de agua dulce sobre el área de estudio, o negativo, disminuyendo el flujo. La variabilidad decadal representaría a la modulación decadal del ENSO. Las figuras 2.32 e y f muestran el comportamiento de la THC cuando el forzamiento está caracterizado por una variabilidad multidecadal de aproximadamente 70 años. Esta variabilidad puede estar relacionada con los eventos Niño extremadamente fuertes o con cambios en la AMO (Dong et al., 2006), que se explicó en sección 2.2. Sin embargo, ni la figura 2.32 c ni la 2.32 e muestran un colapso de la THC, aunque el debilitamiento es evidente y, como se ha visto con anterioridad, puede tener efectos significativos en un amplio rango de variables.

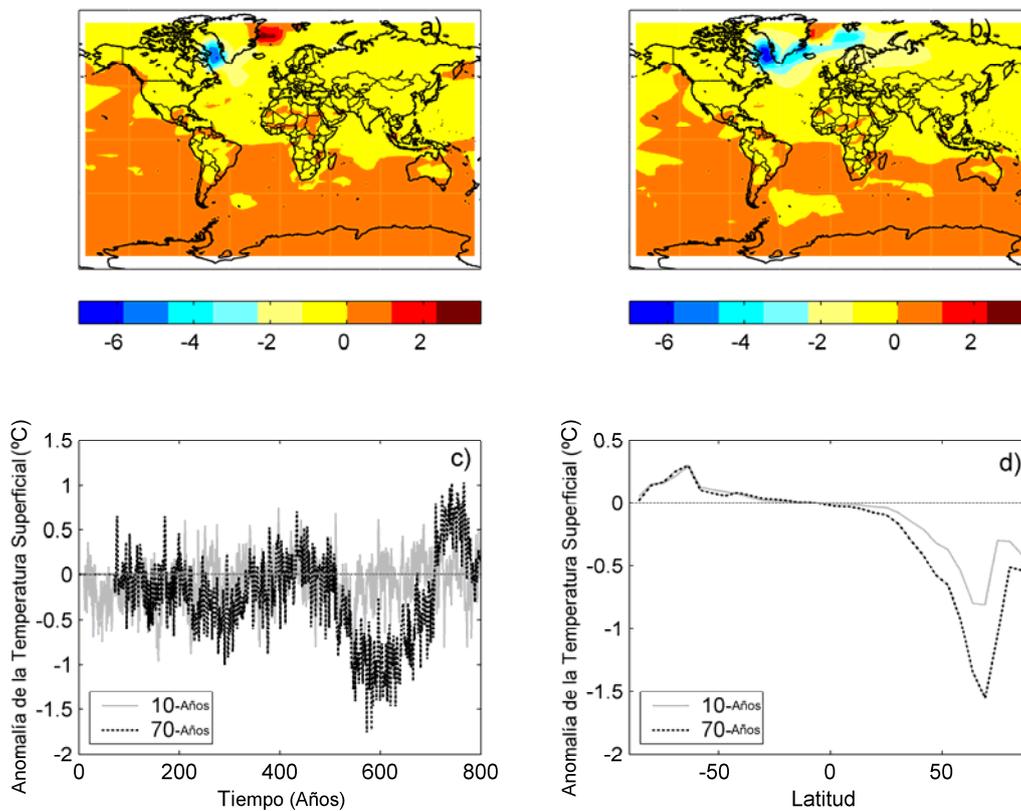


Figura 2.33: Temperatura superficial media ($^{\circ}\text{C}$) durante los 800 años simulados con distinta variabilidad en la entrada de agua dulce: (a) variabilidad decadal, (b) variabilidad multidecadal, (c) series temporales de anomalía en la media global de la temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) durante la simulación de 800 años con diferentes escalas temporales en la variabilidad del flujo de entrada, y (d) anomalía en la media de la temperatura superficial en relación a la latitud

Las figuras 2.33 a y b representan las anomalías en la temperatura superficial con respecto al experimento de control. Estas muestran que el Hemisferio Norte, y específicamente el Atlántico Norte, es el más afectado por las escalas de variabilidad decadales y multidecadales. Con el debilitamiento de la THC, el transporte de calor

hacia el norte se ve reducido, produciendo un enfriamiento local en el mar de Labrador por debajo de 4 °C para la variabilidad decadal (figura 2.33 a) y 9 °C para la variabilidad multidecadal (figura 2.33 b). En el último caso, el enfriamiento se extiende alrededor de Groenlandia. Un efecto interesante que aparece en la figura 2.33 a es el calentamiento del mar de Groenlandia que es del mismo orden de magnitud que el enfriamiento del mar de Labrador tal y como se vió en los experimentos anteriores (figura 2.25). Para la variabilidad multidecadal, la intensidad del calentamiento es menor. La respuesta a ese debilitamiento de la THC en el Hemisferio Sur es insignificante, y se caracteriza por un pequeño grado de calentamiento. La disminución en el transporte de calor en dirección norte puede constituir la causa de este calentamiento en el Hemisferio Sur (Stouffer et al., 2006).

La figura 2.33 c muestra las series temporales de las anomalías medias de la temperatura superficial global para los dos casos considerados: decadal y multidecadal. Las entradas de agua dulce positivas inducen a una disminución en la temperatura superficial, que puede atribuirse a un debilitamiento de la THC aunque este debilitamiento se produce para un corto período. Aunque el colapso de la THC no es completo, la disminución en la temperatura no es despreciable.

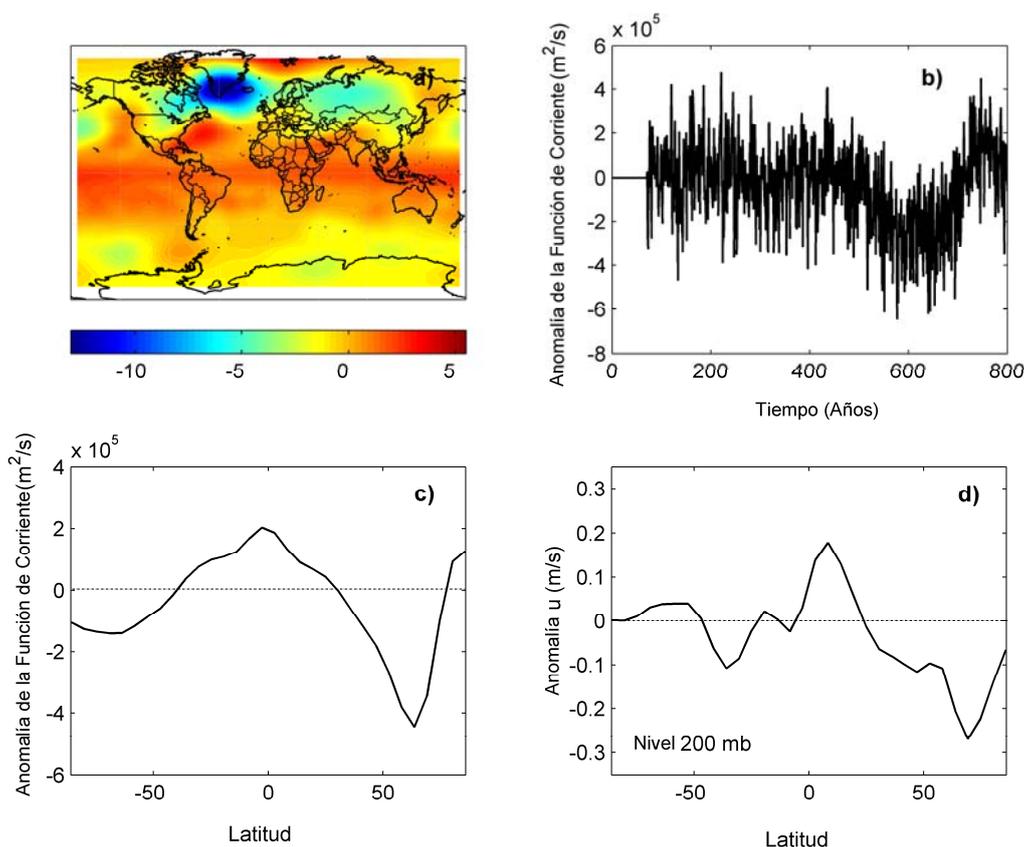


Figura 2.34: (a) Función de corriente media ($m^2 s^{-1}$) durante la simulación de 800 años para una variabilidad de 70 años en el flujo de agua dulce. (b) Series temporales anómalas de la función de corriente media ($m^2 s^{-1}$) durante la simulación de 800 años. (c) Anomalía de la media de función de corriente ($m^2 s^{-1}$) en relación a la latitud. (d) Anomalía en los vientos zonales medios ($m s^{-1}$) vs. latitud para el nivel de 200 hPa

La figura 2.33 d muestra que el área del Atlántico Norte es la más afectada por el debilitamiento de la THC, mientras que no se observan cambios significativos en el Hemisferio Sur. Sólo se presentan aquí las figuras que representan la variabilidad en el forzamiento estocástico con un período de 70 años, ya que, aunque los resultados cuantitativos de las variaciones decadales en un forzamiento son diferentes, los resultados cualitativos son similares.

Los estudios en la media de la función de corriente en 500 hPa muestran que un debilitamiento de la THC influye en la intensidad del chorro polar. La figura 2.34 a muestra la anomalía de la función de corriente media cuando se aplica un forzamiento de variabilidad multidecadal en el mar de GIN. El debilitamiento de la función de corriente entre 30 y 60 °N es evidente. La figura 2.34 b muestra la evolución temporal de las anomalías de la función de corriente durante los 800 años del modelo. La figura 2.34 c confirma el debilitamiento de la corriente de chorro polar en altas latitudes. Finalmente, la figura 2.34 d muestra la media regional de las anomalías en los vientos zonales en 200 hPa representadas contra la latitud. Los valores son bajos, pero corroboran el comportamiento observado en el análisis de la función de corriente. Este fenómeno tiene que ser una consecuencia del debilitamiento de la THC, lo que produce una atmósfera menos energética y por lo tanto el chorro polar se ve reducido (Stouffer et al., 2006). Los resultados utilizando variabilidad decadal son similares aunque menos intensos. Incluso, las anomalías en los flujos superficiales presentan una correlación negativa significativa ($r = -0.86$) con las anomalías de la THC. Como las anomalías de SST y las de THC presentan una alta correlación entre ellas ($r = 0.89$), se puede concluir que las anomalías en los flujos superficiales oceánicos son un resultado de las anomalías de la SST causadas por variaciones de la THC (Latif et al., 2006 b). Este flujo afecta a la atmósfera causando una reducción de la intensidad del chorro polar.

Analizando las tendencias de la precipitación se puede observar una disminución en la lluvia del oeste continental europeo, aunque la precipitación, que sigue el camino de la corriente del golfo, se incrementa. Los resultados son similares para las dos simulaciones, aunque en este trabajo solamente se presentan los resultados de la variabilidad multidecadal por ser más pronunciados. En la figura 2.35 a se representa la anomalía en la precipitación media utilizando variabilidad multidecadal como característica del forzamiento. Sobre Groenlandia, la precipitación aumenta en la costa este y disminuye en la oeste. Se observan evidentes anomalías positivas sobre el área ecuatorial y negativas sobre el área tropical y subtropical del Atlántico Norte, más pronunciadas en el caso multidecadal. Este comportamiento refleja los cambios en la posición de la ITCZ y los correspondientes cambios en los patrones de precipitación de los países ecuatoriales (Chiang et al., 2000; Biasutti et al., 2005). La figura 2.35 b muestra la evolución temporal de las anomalías de la precipitación para el período simulado. La 2.35 c, que ilustra la media temporal de las anomalías de precipitación en función de la latitud, muestra que la disminución de la precipitación es generalizada. La figura 2.35 d muestra que esos cambios en la precipitación están asociados con cambios en la evaporación que presenta una apreciable disminución en el Hemisferio Norte.

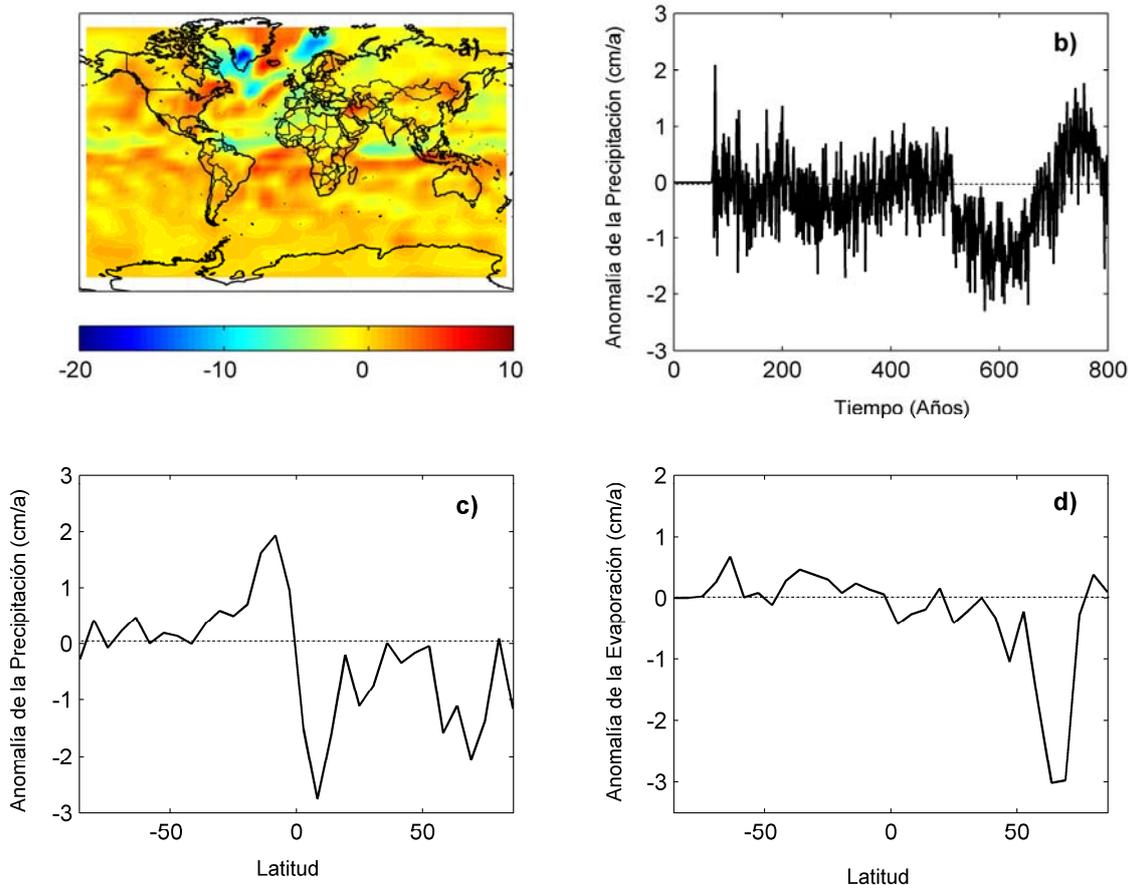


Figura 2.35: (a) Precipitación media (cm año^{-1}) durante los 800 años simulados con una variabilidad de 710 años en la entrada de agua dulce (b) Series temporales de la anomalía de la precipitación media (cm año^{-1}) durante los 800 años simulados (c) Anomalía de la precipitación media (cm año^{-1}) vs. latitud (d) Anomalía de la evaporación media (cm año^{-1}) vs. latitud

Los cambios observados en la SST se muestran en la figura 2.36 a y b. Estos cambios son similares a los mostrados en experimentos anteriores (figura 2.28), y nuevamente imitan el comportamiento observado en la temperatura superficial del aire (figura 2.33). Así, el ligero enfriamiento en el norte del Atlántico Norte puede ser explicado debido al incremento en la temperatura superficial que se observa en la figura 2.33. La figura 2.36 b indica que la evolución temporal de las SSTA se modula levemente por el forzamiento. Otro efecto directo de la entrada de agua dulce es la disminución de la SSS en la cuenca de Groenlandia (figura 2.36 c). El máximo de desalinización está concentrado entre los 50 y los 70 °N, particularmente en el área del mar de Labrador y el estrecho de Hudson. En el Hemisferio Sur, la SSS muestra pequeñas variaciones con incrementos de aproximadamente unos 0.5 psu. Este cambio es similar al mostrado en la figura 2.29. La figura 2.36 d muestra la media global de la evolución temporal de las anomalías de la SSS.

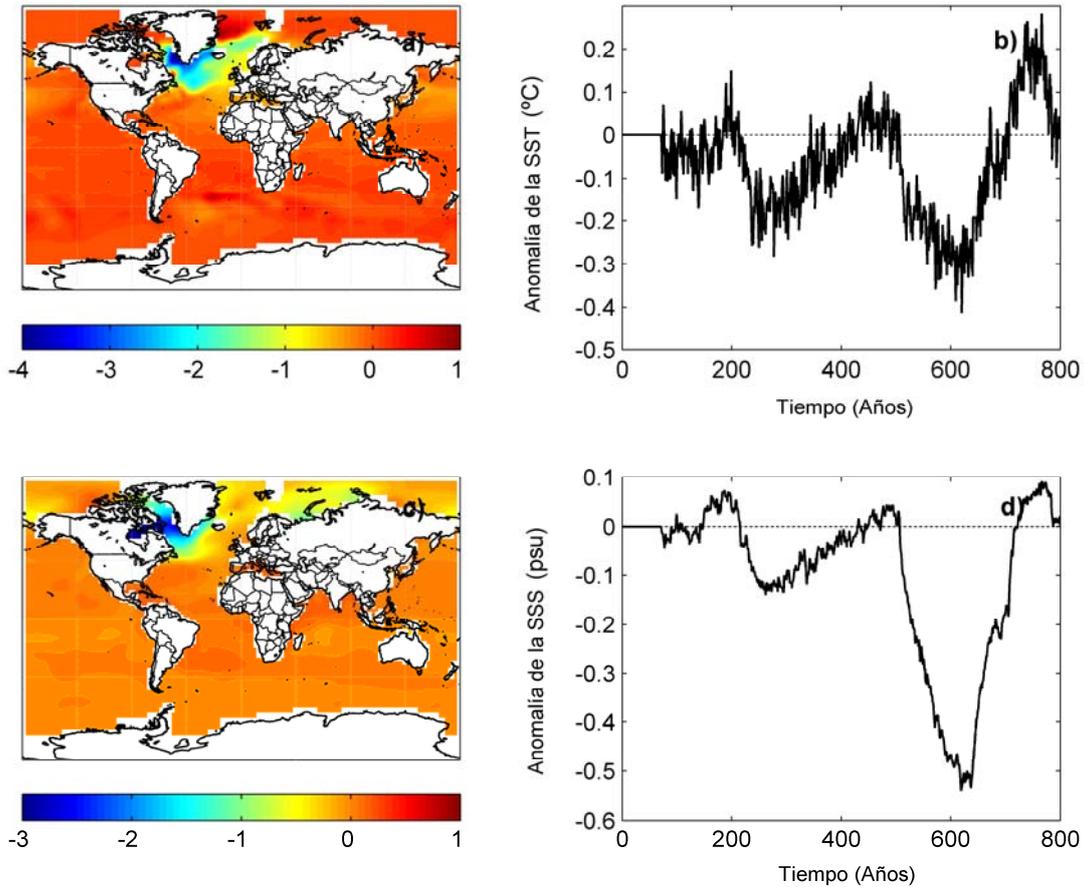


Figura 2.36: (a) SST media ($^{\circ}\text{C}$) durante la simulación de 800 años con variabilidad en la entrada de agua dulce de 70 años (b) Series temporales de la anomalía de la SST media ($^{\circ}\text{C}$) durante la simulación de 800 años (c) SSS media (psu) durante la simulación de 800 años (d) Series temporales de la anomalía de SSS (psu) durante la simulación de 800 años

2.7 DISCUSIÓN

En las últimas dos décadas se han intensificado los estudios sobre el comportamiento de la THC. Esto se produce como consecuencia del cambio climático antropogénico que se está produciendo y por su posible papel en la producción de un cambio climático abrupto. De esta forma se podrá estudiar la probabilidad de un nuevo colapso o debilitamiento de la THC en un contexto de calentamiento global.

La mayor parte de los modelos AOGCM que se utilizan en la actualidad no tienen en cuenta muchos procesos naturales que están por debajo de sus escalas temporales y espaciales (Dai et al., 2005; Williams, 2005). En este capítulo se ha destacado el papel de la adición de forzamientos estocásticos en los modelos climáticos para simular esos procesos no integrados en los modelos y que pueden tener una influencia decisiva en el comportamiento de la THC.

En este estudio se ha utilizado un modelo simple y un modelo de complejidad intermedia, el ECBilt-Clio. Ambos modelos predicen que el comportamiento de la THC

se verá intensamente modificado si se añade un forzamiento estocástico en la entrada de agua dulce o en el flujo de sal equivalente en la región del mar de GIN. Además, también se ha visto que este debilitamiento se acentúa en condiciones de calentamiento global.

Con el modelo ECBilt-Clio se realizaron diversos experimentos de forzamiento sobre la descarga de agua dulce en el mar de GIN utilizando diferentes señales estocásticas. En estas señales se modificó tanto la intensidad de las mismas como su frecuencia. Se han empleado escalas diarias, anuales, decadales (10 años) y multidecadales (70 años). Los resultados obtenidos al introducir una descarga de agua dulce en el modelo con distribución gaussiana y con un periodo entre 10 y 70 años, característico de la variabilidad de eventos extremos del fenómeno ENSO, muestran que la THC no colapsa completamente pero se debilita significativamente produciendo efectos notorios sobre el clima. El debilitamiento de esta circulación produce que la temperatura superficial del aire disminuya, fundamentalmente en el Atlántico Norte con un máximo en latitudes altas que varía entre 4 y 10 °C dependiendo de si se trata de una señal con periodo de 10 años o 70 años, respectivamente. Se observa también un debilitamiento en la función de corriente en 500 hPa, lo que produce que la atmósfera en el Hemisferio Norte sea menos energética, y consecuentemente, la precipitación disminuya sobre Europa. Los efectos sobre la SST son similares a los observados para la temperatura superficial del aire, pero en este caso, el área afectada es principalmente el Atlántico Norte alrededor de Groenlandia, con un mayor efecto en las variaciones multidecadales, 70 años. De esta forma la SSS disminuirá alrededor de Groenlandia, fundamentalmente en el mar de Labrador y en el estrecho de Hudson. Resumiendo, los resultados del estudio realizado en este capítulo muestran que la adición de la variabilidad natural del clima no resuelta por los modelos climáticos actuales como una señal estocástica es capaz de provocar un debilitamiento significativo de la THC con sus consecuentes efectos para el clima.

Por ahora todos los estudios sugieren que la probabilidad de un colapso completo de la THC es baja, pero esto debe ser tratado con cuidado ya que la mayoría de los modelos actuales no reproducen la variabilidad anual, decadal o multidecadal por ser procesos que se encuentra por debajo de sus escalas de resolución. Estas deficiencias pueden ocultar la verdadera dinámica del sistema climático. La imagen que surge en el IPCC (IPCC, 2007) es que el escenario más probable para la THC es un debilitamiento de la misma durante el siglo XXI como consecuencia del calentamiento global. La adición de procesos no simulados todavía por los modelos a través de ruido hace que este debilitamiento pueda ser mayor de lo esperado o que incluso la posibilidad de un colapso completo de la THC no sea tan lejana.

Los resultados obtenidos en este capítulo corroboran la importancia de considerar un cierto nivel de ruido que mejore la representación de los modelos climáticos y la comprensión de muchos procesos no lineales del sistema climático incluyendo las transiciones entre diferentes regímenes (García-Ojalvo y Sancho, 1999; Pérez-Muñuzuri et al., 2003; Lorenzo et al., 2003; Buiza et al., 1999; Zavala-Garay et al., 2003; Piani et al., 2004; Lin y Neelin, 2002; Scott, 2003; Berloff, 2005).

Capítulo 3:

La SST y su influencia sobre el clima

3.1 LA SST

Como se explicó en el capítulo 1, el océano es uno de los motores principales en la regulación climática. Calentado por los rayos solares, es el principal almacén de energía terrestre, liberándola lentamente. La temperatura de las masas de agua está determinada por tres flujos de calor: el flujo debido al intercambio de calor entre la atmósfera y el océano; el flujo debido al calor transferido por advección y difusión turbulenta y el flujo apenas perceptible debido al intercambio de calor en las aguas profundas.

La SST es una variable clave en el control y predicción del clima y está influida por diversos parámetros climáticos, meteorológicos, hidrodinámicos y topográficos. Es una de las variables más utilizadas en la investigación de la interacción atmósfera-océano, siendo el principal indicador de la interacción dinámica entre estos dos sistemas. (Toba, 2003). También se puede emplear para el estudio del acoplamiento entre los procesos físicos oceánicos y los biológicos, dotándola de capacidad predictiva para las zonas de pesca de una determinada región (Bisagni et al., 2001).

La toma de datos de la SST es compleja debido a la vasta área oceánica que cubre la superficie terrestre. No obstante, a lo largo de los tiempos, la monitorización de esta variable ha ido mejorando de forma casi exponencial. Actualmente, el principal medio para su obtención son los radiómetros colocados sobre los satélites. Pero también existen observaciones realizadas por barcos y boyas marinas equipadas con equipos especializados de sondeo hidrológico, como puede ser los CTD (Conductivity Temperature Depth), que presenta errores muy bajos a la hora de medir la temperatura. Estos errores están entre 0.1 y 0.01 °C. De este modo se ha ganado tanto en precisión como en cobertura ya que, gracias a los datos satelitales, casi toda la superficie oceánica se encuentra cubierta al 100 %. Las series de datos pueden verse afectadas por la evolución en las técnicas de medición y la mejora de la instrumentación, con lo que se realizan correcciones continuamente con la intención de mejorarlas. En las últimas décadas, se han creado varias series de datos de SST aportando a la comunidad

científica series temporales bastante extensas en el tiempo y con buena precisión. Entre ellas se encuentran la “NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST)” y la “The Met Office Hadley Centre's sea ice and sea surface temperature data set (HadISST)”, ambas con datos desde mediados del siglo XIX (Rayner et al, 2003; Smith y Reynolds, 2003 y 2004).

Hay numerosos estudios que demuestran que la aparición de anomalías en determinadas variables atmosféricas, como puede ser la precipitación, suelen estar asociadas con anomalías en la SST de ciertas regiones, con escalas temporales mensuales o estacionales. Esto convierte a la SST en una herramienta predictiva de cierta utilidad (Barnston, 1994). Trabajos previos han demostrado la influencia de los cambios de la SST del Pacífico sobre las anomalías de SLP y la variabilidad de la precipitación (Rowell, 1998), o la influencia de la SST del Mediterráneo occidental sobre la precipitación mensual en el levante español (Barbero Francisco et al., 2004). Otros estudios han analizado la influencia de los patrones globales de SST en temperaturas, circulaciones atmosféricas anómalas y precipitaciones continentales (Barnston y Smith, 1996; Cassou et al., 2007; Rodwell et al., 1999; Drévillon et al., 2001). En concreto, la SST del Atlántico Norte ha sido relacionada con la presión, temperatura y precipitación europeas (Colman y Davey, 1999; Rodwell y Folland 2002 y 2003) y con la precipitación en diferentes regiones europeas como en Sardinia, Italia (Delitala et al., 2000), en el suroeste de Inglaterra (Phillips y McGregor, 2002), en Islandia (Phillips y Thorpe, 2006) o en la Península Ibérica y norte de África (Rodríguez-Fonseca et al., 2006).

La predicción meteorológica en el continente Europeo es difícil de realizar. Esto es debido a que está ubicado en latitudes medias donde no existe un forzamiento en el que el acoplamiento atmósfera-océano se produzca de forma clara, como puede ser el caso del ENSO en regiones del Pacífico. Esto hace que la identificación de las conexiones atmósfera-océano para la región europea sea compleja, y que la previsión estacional para esta región requiera un mayor estudio. Es sabido que el Atlántico Norte influye en el clima Europeo a través del patrón NAO (Hurrell, 1996; Rodwell et al., 1999). Otros estudios han observado la influencia del fenómeno ENSO en determinadas áreas de Europa y también en el área Mediterránea (Rodó, 1997; Abeledo, 1998; van Oldenburgh et al., 2000; Knippertz et al., 2003; Mariotti et al., 2005; Pozo-Vázquez et al., 2005; Brönnimann, 2007; Brönnimann et al., 2007). Incluso hay estudios que demuestran que las anomalías de SST en el océano Índico modifican el monzón de verano afectando a todo el Hemisferio Norte (Rodwell y Hoskins, 1996; Hoerling et al., 2004; Black y Sutton, 2007).

En base a estos trabajos previos, el objetivo de este estudio será analizar la habilidad de la SST global para llevar a cabo una predicción estacional en el noroeste de la Península Ibérica.

3.2 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área sobre la que se estudiará el efecto de la SST está centrada en el noroeste de la Península Ibérica, más concretamente sobre Galicia (figura 3.1). Se extiende desde los 42 a los 44 °N y de 6.5 a 9 °O y está rodeada por el océano Atlántico y el mar Cantábrico en el 50 % de su extensión. Las montañas más altas están ubicadas en la parte que linda con el resto de la Península Ibérica, aunque no suelen exceder los 2000

m de altitud. Existe una baja cadena montañosa que actúa como borde natural entre Galicia y Portugal.

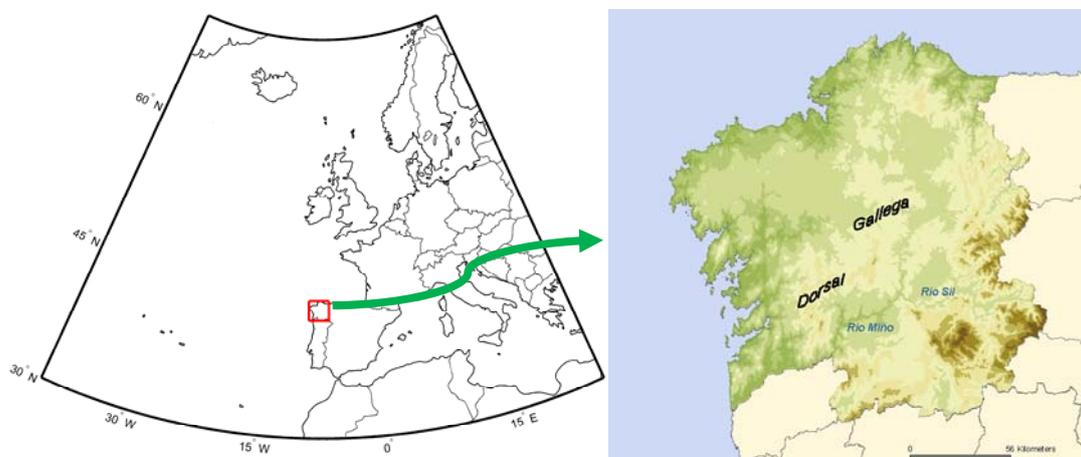


Figura 3.1: Situación geográfica de la zona de estudio

Su extensión es de unos treinta mil kilómetros cuadrados. Es una región que presenta unas características meteorológicas peculiares y diferenciadas, de abundantes lluvias y temperaturas suaves. Climatológicamente hablando, la intensidad de la precipitación invernal está influenciada por la orografía debido a que los frentes llegan a esta región desde el Atlántico y se ven afectados por la presencia de montañas (la dorsal gallega) cerca del área de costa. Estas montañas actúan como barrera dificultando el paso de los frentes hacia las regiones interiores. En general, las regiones de costa y sus áreas adyacentes están caracterizadas por un clima marítimo con veranos suaves e inviernos lluviosos. Por otro lado, la parte interior de la región está caracterizada por un clima continental con veranos cálidos e inviernos fríos (Martínez Cortizas y Pérez Alberti, 2000).

Realizando un análisis de la precipitación se puede observar que el período lluvioso se ubica entre los meses de octubre y marzo, con un máximo en invierno (noviembre, diciembre, enero y febrero) y un mínimo en verano (junio, julio y agosto) (figura 3.2).

La circulación atmosférica que tiene lugar sobre esta área, al igual que sobre todas las áreas ubicadas en las latitudes medias del Atlántico Norte, está gobernada por dos centros principales de actividad. El primero de estos centros corresponde a una región anticiclónica al sur de 40 °N centrada sobre las Azores y que recibe el nombre de Anticiclón de las Azores. La segunda de ellas es un área de bajas presiones localizada cerca de Islandia sobre los 60 °N, y que recibe el nombre de Baja de Islandia. En verano, el anticiclón de las Azores se mueve hacia el norte. Se desarrolla una baja térmica sobre la Península Ibérica entre abril y septiembre que, junto al anticiclón de las Azores, da lugar a vientos costeros en dirección ecuatorial (Gomez-Gesteira et al., 2006).

En invierno, la diferencia entre las aguas cálidas del Golfo de México y las frías del mar de Labrador dan lugar a un frente en superficie que recibe el nombre de frente polar. Esta diferencia en la temperatura aumenta la formación de depresiones pronunciadas sobre el océano. Una situación típica de invierno consiste en la presencia de un anticiclón sobre el continente y una baja presión sobre el Atlántico, lo que ocasiona vientos del suroeste en la costa oeste de la región. Sin embargo, la costa norte se ve

menos afectada con esta situación debido a la presencia de las masas continentales que desvían los vientos.

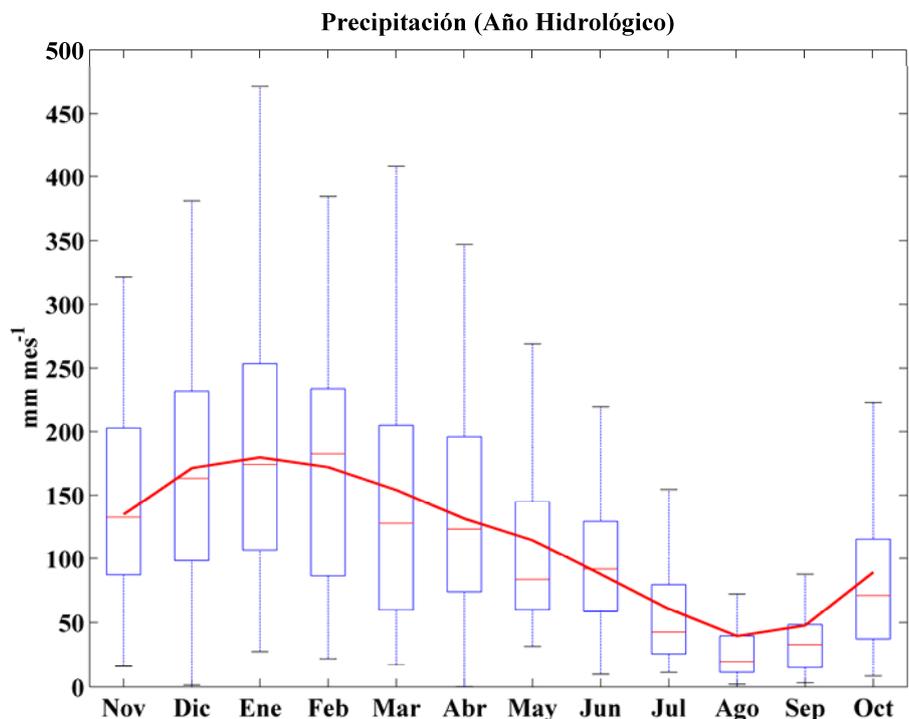


Figura 3.2: Año hidrológico de la región bajo estudio para el periodo 1951-2006. En el eje Y se representa la precipitación en mm mes⁻¹

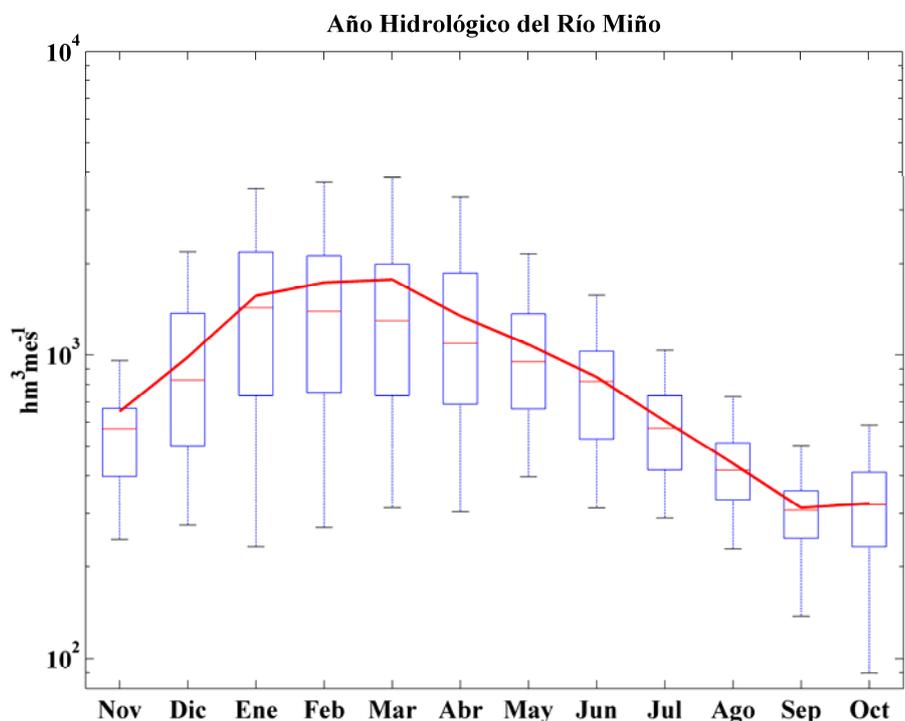


Figura 3.3: Año hidrológico del río Miño para el periodo 1971-2008. En el eje de las Y se representa la descarga hídrica en hm³ mes⁻¹

Existen más de 20 ríos en Galicia, con una descarga hídrica media de $4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. De todos ellos el Miño, y su principal tributario que es el Sil, constituye la mayor fuente de agua dulce de la región, con una cuenca de $17,081 \text{ km}^2$ y una descarga hídrica de unos $13 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$. Además, actúa como frontera natural entre España y Portugal en sus últimos 75 km. Este río es especialmente importante en términos de la descarga hídrica si lo comparamos con la vastedad de la cuenca. La relación entre la descarga hídrica y la cuenca (en $\text{hm}^3 \text{ año}^{-1} \text{ km}^{-2}$) es 0.75 para el río Miño (www.ospar.org). De esta forma, mientras Galicia representa sólo el 6 % del área de España, obtiene el 20 % de la energía hidroeléctrica, pero presenta una variabilidad interanual considerable: $6332 \pm 720 \text{ GWh}$ durante el período 1999–2004 de acuerdo con los datos de la Red Eléctrica de España (www.ree.es). Si tenemos en cuenta la comisión de OSPAR (www.ospar.org), el río Miño está caracterizado por una variabilidad interanual en descarga hídrica que está cercana al 40 %. Este nivel de variabilidad es muy alto y puede tener efectos dramáticos para la producción energética (figura 3.3). Así que las mejoras en la predicción de la precipitación en esta región pueden mitigar parcialmente el daño que se pueda provocar (deCastro et al., 2006). De este modo, un estudio sobre la predicción mensual o estacional en esta área, basado en las SSTA, podría mejorar la productividad eléctrica y evitar la escasez de agua en el verano.

3.2.1 Influencia de los patrones de circulación

Estudios previos, han encontrado que las relaciones entre los patrones de circulación mencionados en el capítulo 1 y la variabilidad climática de Galicia no se puede explicar por la influencia de un único patrón atmosférico (deCastro et al., 2006; Lorenzo y Taboada, 2005). Estos trabajos demuestran que, para poder explicar la variabilidad de determinadas variables como pueden ser la precipitación o la temperatura, es necesario tener en cuenta la influencia de varios de estos patrones. Esto es así debido a la localización de la Península Ibérica. Además, la fuerza de la correlación entre los modos atmosféricos y el flujo de corriente sobre la Península Ibérica no es estacionaria (Trigo et al., 2004; deCastro et al., 2006).

En el caso particular de la precipitación de invierno (diciembre, enero y febrero, en adelante DEF) se ha observado que los patrones que más afectan a Galicia son: NAO, SCA, EA/WR y EA. En la tabla 3.1, tomada del trabajo de Lorenzo y Taboada, 2005, se expresa la media y la desviación de los coeficientes de correlación entre la lluvia y los patrones atmosféricos en los meses de diciembre, enero y febrero.

Patrón	Media	Dispersión
NAO	-0.52 ± 0.02	0.16
SCA	0.41 ± 0.01	0.09
EA/WR	-0.39 ± 0.01	0.10
EA	0.30 ± 0.02	0.11

Tabla 3.1: Coeficientes de correlación entre la precipitación en invierno y los índices de los patrones (Lorenzo y Taboada, 2005)

El índice NAO es el más influyente de todos. Galicia es una zona de paso de frentes fríos. Estos frentes están asociados a las borrascas que atraviesan el Atlántico Norte. El camino que éstos sigan depende del estado de la NAO en invierno, que hará que los

frentes pasen de una forma fácil o por el contrario que tengan dificultades para atravesar el territorio.

Los dipolos de acción del patrón EA están colocados al suroeste de los de la NAO. Esto provoca que exista un área próxima a esta latitud donde la influencia pasará de tener una correlación positiva a tenerla negativa. Así, el EA tendrá una influencia bastante importante sobre el régimen de lluvias. Si estamos en la fase positiva del EA los anticiclones subtropicales y las borrascas del Atlántico Norte serán muy fuertes. La parte norte del dipolo del EA estará dominado por bajas presiones y Galicia será alcanzada por más frentes fríos en invierno.

Si por el contrario tenemos una fase positiva del SCA la presión será negativa sobre la Península Ibérica y las tormentas se aproximarán a Galicia aunque EA y NAO no estén a favor.

Si lo que tenemos es una fase positiva del EA/WR existirán altas presiones sobre Europa al norte de la Península Ibérica que impedirán que la corriente en chorro se aproxime a Galicia. Esto hace que la lluvia sea mayor en Escandinavia y las Canarias, y en la Península Ibérica no llueva, es decir, pasa al norte y al sur del centro de altas presiones. Esto significa una correlación negativa con las lluvias de invierno en Galicia. Existe un trabajo previo (Taboada et al., 2008) en el que se estudió la influencia de los diferentes índices sobre la precipitación gallega. En este caso, las estaciones meteorológicas consideradas fueron muy diversas y se agruparon según la longitud de los datos, utilizando correlaciones lineales entre los diferentes índices y la precipitación y distinguiendo entre invierno, primavera, verano y otoño. En la tabla 3.2 se muestran los resultados que se obtuvieron en este trabajo para dos estaciones representativas cuyos datos de precipitación no comienzan más tarde de 1960.

Vigo (Peinador)

	NAO	EA	EA/WR	SCA
Invierno	-0,45**	0,42**	-0,51**	0,46**
Primavera	-0,30**	0,17	0,08	0,13
Verano	-0,18	0,02	0,17	0,10
Otoño	-0,22*	0,23*	0,04	0,66**

A Coruña - Completa

	NAO	EA	EA/WR	SCA
Invierno	-0,36**	0,39**	-0,52**	0,36**
Primavera	-0,36**	0,15	0,16	0,20
Verano	-0,35**	0,03	0,05	0,11
Otoño	-0,24*	0,35**	-0,09	0,66**

Tabla 3.2: Correlaciones de los diferentes patrones de teleconexión con la precipitación de dos puntos de la geografía gallega para las cuatro estaciones del año. Los niveles de significancia vienen determinados por *: $P < 0,05$; **: $P < 0,01$. Esta tabla fue extraída del trabajo de Taboada et al., 2008

Se destaca la correlación entre la precipitación de otoño y SCA y la de invierno con NAO, aunque este patrón no explica la mayor parte de la variabilidad, ya que dicha correlación disminuye a medida que nos movemos hacia el sur de Galicia. En el tercio

norte presenta más importancia EA/WR. Para primavera, las correlaciones son significativas pero no muy altas lo que hace que expliquen una parte pequeña de la variabilidad interanual. Esto se ve realizado en el verano donde las correlaciones no son estadísticamente significativas.

Estos cambios de correlación con la ubicación geográfica sobre Galicia se muestran en la figura 3.4, tomada del trabajo de Taboada et al., 2008. Se aprecian claramente la variabilidad espacial para el caso de NAO y EA/WR. NAO presenta correlaciones más altas cuanto más al sur y EA/WR tiene un patrón inverso al de NAO.

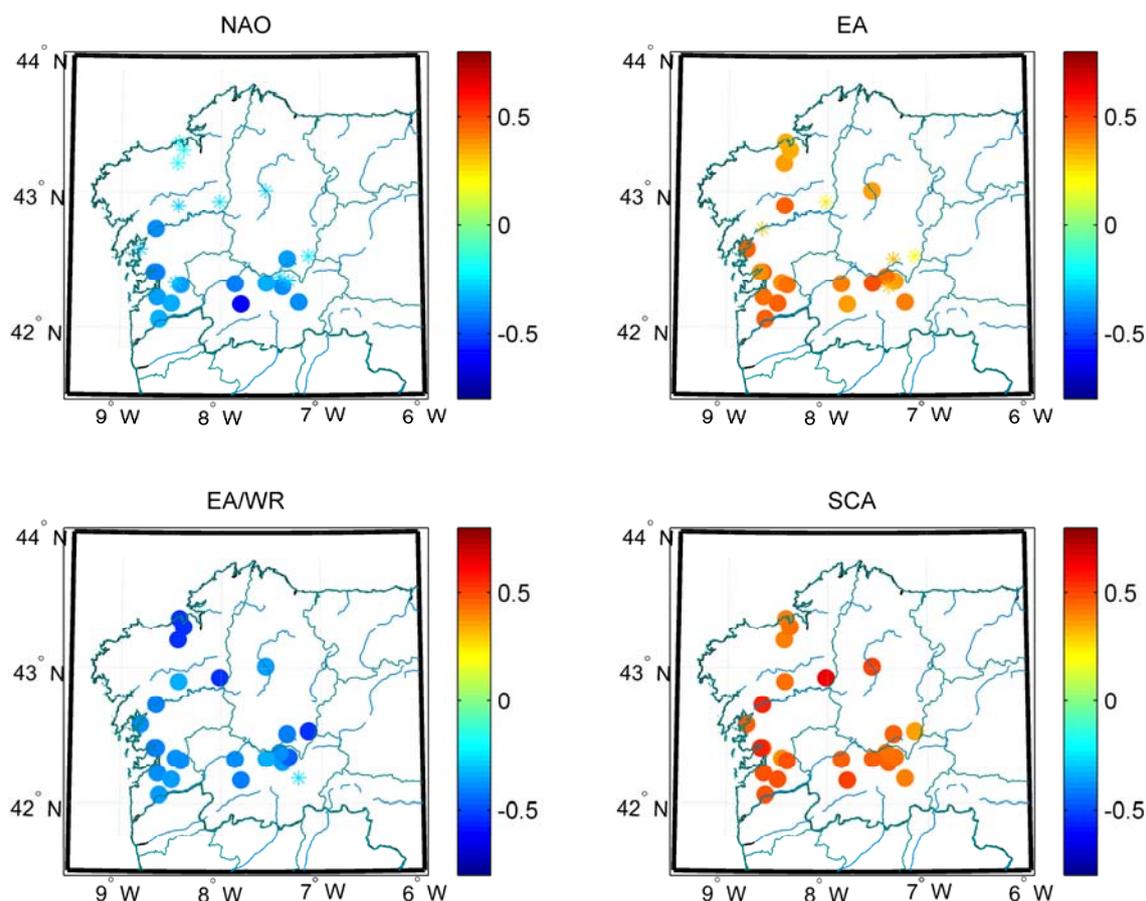


Figura 3.4: Correlación de los diferentes patrones con la precipitación de invierno en función de la posición de las estaciones meteorológicas y para los distintos índices. Los asteriscos significan que las correlaciones tienen una significancia por debajo del 95 % (Taboada et al., 2008)

Sin embargo, esta influencia de los índices también se observa sobre otras variables como puede ser la temperatura. En el trabajo de Taboada et al., 2008 se repitió el método de la precipitación con esta nueva variable. Las estaciones meteorológicas no son exactamente las mismas y no se observan variaciones muy significativas de las influencias de los diferentes índices de teleconexión en función de la posición de las estaciones. Las correlaciones entre los patrones de teleconexión y las temperaturas para las cuatro estaciones del año y dos estaciones meteorológicas representativas se pueden ver en la tabla 3.3.

Vigo (Peinador)

	NAO	EA	EA/WR	SCA
Invierno	0,15	0,70**	0,10	-0,24*
Primavera	0,17	0,15	0,16	-0,57**
Verano	0,04	0,13	-0,37**	-0,46**
Otoño	-0,08	0,20	0,16	-0,61**

A Coruña - Completa

	NAO	EA	EA/WR	SCA
Invierno	0,25*	0,73**	0,08	-0,24*
Primavera	0,12	0,29*	0,26*	-0,50**
Verano	0,03	0,15	-0,27*	-0,33**
Otoño	-0,31*	0,35**	0,08	-0,51**

Tabla 3.3: Correlaciones de los patrones de teleconexión con la temperatura en dos puntos de la geografía gallega para las cuatro estaciones del año (extraído del trabajo de Taboada et al., 2008)

Las correlaciones más altas se producen en invierno con EA y en primavera y otoño con SCA. En el verano existe una correlación con SCA aunque no es tan alta como en los casos anteriores. Y lo mismo sucede con NAO en invierno y otoño en la zona norte de Galicia. EA/WR presenta valores bajos de correlación, pero en verano son significativos, mientras que EA también presenta correlaciones significativas en otoño en la zona norte.

3.3 DATOS

3.3.1 SST

Los datos de SST se tomaron de la página web de NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, EEUU (<http://www.cdc.noaa.gov/>). Se publican nuevas versiones a medida que se realizan mejoras en la base de datos. A lo largo del trabajo se utilizaron dos de ellas debido a que llevaron a cabo una actualización de la misma. Se comprobó que los resultados obtenidos con la versión antigua (versión 2) fuesen los mismos que con la versión nueva (versión 3).

Esta base de datos (ERSST) es una reconstrucción de la SST basada en los datos del ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) y corregida con métodos estadísticos que permiten la reconstrucción estable en regiones donde los datos son escasos. Los datos de la ERSST son mensuales y empiezan en enero de 1854 pero, debido a la escasez de datos en el principio de la serie, la señal está fuertemente amortiguada antes de 1880. A medida que avanzamos en el tiempo la señal se hace más consistente y fiable. La media mensual se localiza en una celda de 2° x 2°. En este trabajo se tomarán los datos de SST entre enero de 1951 hasta diciembre del 2006.

En un primer estudio se consideró la SST global. Posteriormente se particularizó el análisis sobre la región del Atlántico Norte [0-70 °N], [100 °O-20 °E] (figura 3.5).

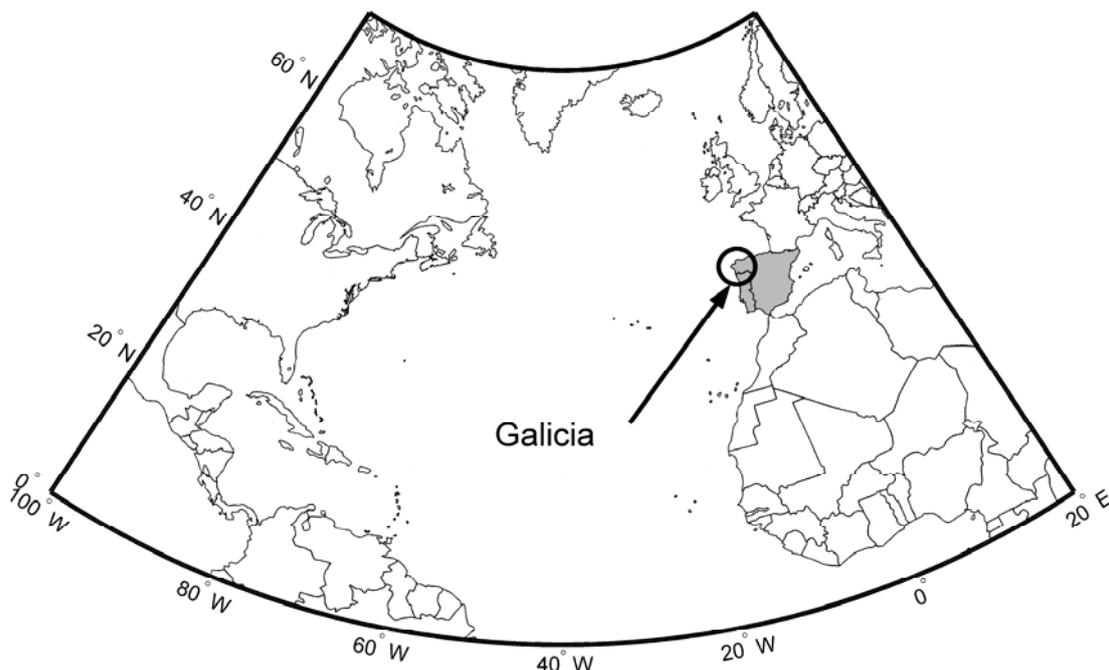


Figura 3.5: Región del Atlántico Norte [0-70 °N], [100 °O-20 °E]

3.3.2 Precipitación

Los datos de precipitación utilizados en este trabajo pertenecen a dos bases de datos: la de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y la de *Consellería de Medio Ambiente, Territorio e Infraestructuras* de la *Xunta de Galicia*. Estos datos han pasado un control de calidad, que consiste en sustituciones en el caso de baja calidad de los datos, datos perdidos, etc. Es un procedimiento similar al que utiliza el NCDC (National Climate Data Center de la NOAA) con su base de datos del GHCN (Global Historical Climate Network) (Peterson et al., 1998). Con este control de calidad de las series de datos de precipitación solo el 1 % de los datos se pierden y existe una correlación del 90% con las estaciones vecinas.

De todas las estaciones meteorológicas disponibles se escogieron aquellas que tenían las series temporales más largas. En la primera parte del estudio elegimos cinco estaciones meteorológicas cuyas características geográficas se pueden ver en la Tabla 3.4 o en la figura 3.6. Se ha trabajado con el periodo de años comprendido entre 1951 y el 2006.

Estación	Altitud (m)	Latitud	Longitud
1 A Coruña	58	43°22'	-8°25'
2 Santiago	367	42°53'	-8°25'
3 Salcedo	40	42°24'	-8°38'
4 Ponteareas	50	42°10'	-8°29'
5 Vigo-Peinador	264	42°14'	-8°38'

Tabla 3.4: Estaciones usadas para precipitación

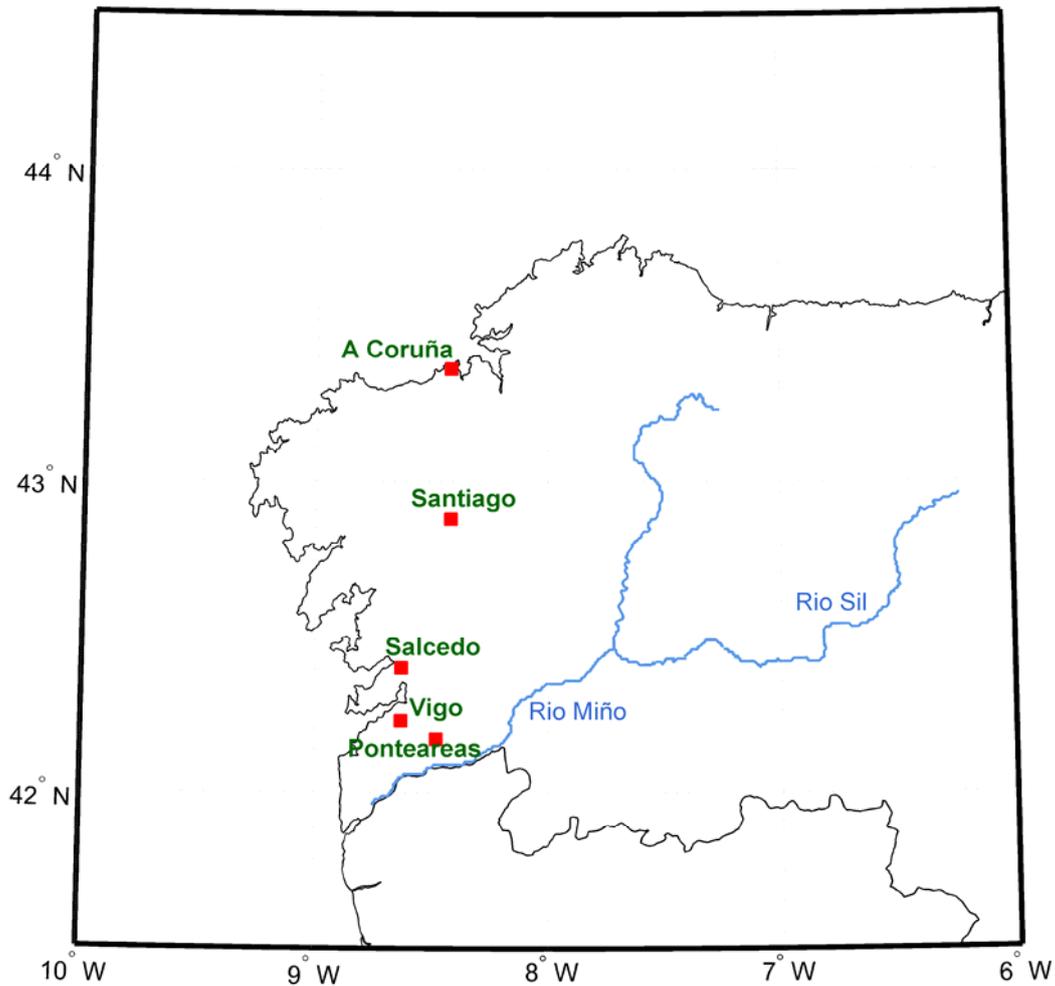


Figura 3.6: Distribución geográfica de las estaciones utilizadas en la tabla 3.4

Además de los datos pertenecientes a las diferentes estaciones meteorológicas mencionadas, también se utilizaron los datos de precipitación del Global Precipitation Climatology Project (GPCP) del Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) en el área [35-65 °N], [35 °O-30 °E] entre diciembre de 1979 y diciembre del 2004 (<http://lwf.ncdc.noaa.gov/oa/wmo/wdcamet-ncdc.html/>). Esta base de datos tiene medias mensuales de precipitación en una celda de dimensiones latitud-longitud de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$.

3.3.3 Temperatura

De las mismas bases de datos mencionadas para los datos de precipitación se obtuvieron las series mensuales de temperatura que, al igual que los primeros, pasaron un control de calidad similar. En este caso tan solo se consideraron dos estaciones (tabla 3.5). El periodo de datos considerado va de 1951 al 2006.

Estación	Altitud (m)	Latitud	Longitud
1 A Coruña	58	43°22'	-8°25'
2 Vigo-Peinador	264	42°14'	-8°38'

Tabla 3.5: Estaciones usadas para temperatura

3.3.4 Índices de teleconexión

Los índices de los patrones de teleconexión se tomaron del Climate Prediction Center de la NOAA (<http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtm>) y cubren el período entre 1950 y el 2006. Para identificar los patrones de teleconexión del Hemisferio Norte utilizan un RPCA (Barnston y Livezey, 1987). Este procedimiento aísla los patrones de teleconexión primarios en todos los meses, y permite construir sus series temporales. La NOAA realizó una actualización en su base de datos en junio del 2005. Tras esta actualización los patrones de teleconexión sobre el Atlántico Norte, que se usarán en el presente estudio (NAO, EA, EA/WR y SCA), se encuentran presentes en todos los meses y son independientes unos de otros.

Los distintos índices de El Niño que se utilizaron a lo largo del estudio fueron obtenidos del Climate Prediction Center de la NOAA (<http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/>). Para visualizar el fenómeno de El Niño se consideraron aquellos índices que hacen referencia directa a la SST de la región del Pacífico ecuatorial: Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4.

En particular nos quedamos con los índices Niño 1+2, Niño 3 el primero se calcula sobre la zona 0-10 °S, 90 °O-80 °O y el segundo sobre la zona 5 °N-5 °S, 150 °O-90 °O.

El valor de la Oscilación decadal del Pacífico (en adelante PDO, del inglés Pacific Decadal Oscillation) se obtuvo de la página web <http://jisao.washington.edu/pdo>. El índice de la PDO refleja el patrón espacial de temperaturas del Pacífico Norte. Cuando es positiva existe agua fría en el Pacífico central y en el Pacífico oeste, y aguas cálidas en el Pacífico este. Si su signo es negativo las temperaturas se invierten.

3.3.5 Presión a nivel del mar, viento zonal y función de corriente

Los datos de SLP considerados en este estudio pertenecen al reanálisis del National Center for Atmospheric Research (NCAR). Estos datos poseen una resolución de 2.5° × 2.5° de latitud-longitud, Se ha considerado el periodo entre 1951 y 2006 en escala mensual. (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>).

Los datos de viento zonal y función de corriente en los niveles de 200 y 925 hPa han sido tomados también del reanálisis del NCAR al igual que los datos de SLP. El periodo considerado para el estudio va de 1951 a 2006 y la resolución es de 2.5 ° × 2.5°. Se bajaron los datos mensuales pero con ellos se calcularon las medias trimestrales que se utilizan en los estudios posteriores.

3.4 MÉTODOS

3.4.1. Tratamiento de las series de datos

Para los datos de precipitación se consideró la media mensual de las estaciones meteorológicas descritas en la tabla 3.4 en un primer estudio. Esta consideración se hizo tras comprobar que existe una alta correlación entre los datos de precipitación de las diferentes estaciones. También se observó que dichos datos muestran una fuerte correlación con la precipitación del suroeste europeo. Para ello se correlacionaron los datos de la media de precipitación con los datos de precipitación del GPCP del GEWEX para el área [35-65 °N], [35 °O - 30 °E] entre diciembre de 1979 y diciembre del 2004. La figura 3.7 muestra la gran correlación que existe entre los datos de precipitación del noroeste de la Península Ibérica (en adelante NWIP, del inglés NorthWest Iberian Peninsula) y el resto del suroeste Europeo, lo que permitirá extender los resultados encontrados para el NWIP al suroeste Europeo.

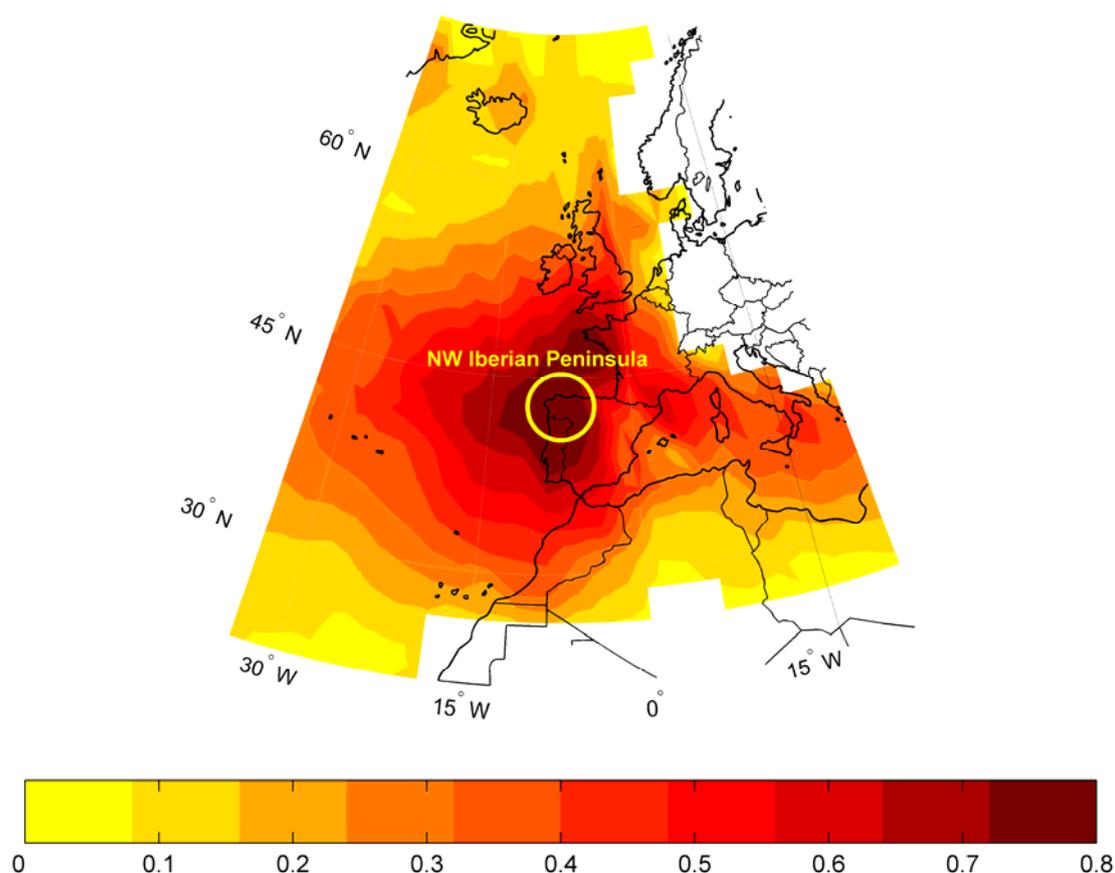


Figura 3.7: Correlación entre los datos de precipitación mensual representativos del NWIP y los datos de precipitación mensual del área [35-65 °N], [35 °O - 30 °E] obtenidos del GPCP para el período diciembre 1979 - diciembre 2004

Utilizando como base los trabajos previos de Phillips y McGregor, 2001; Phillips y McGregor, 2002, se definió un índice de anomalía de precipitación para el periodo entre 1951 y 2006 que recibe el nombre de NWIPR (del inglés NorthWest Iberian Peninsula Rainfall). Este índice nos da una primera aproximación de las variaciones que tendrá la precipitación en el área de estudio (Lorenzo et al., 2009 b). Es adimensional y se define como:

$$NWIPR = 100 \sum_1^N (X/\bar{X}) \quad (\text{ecuación 3.1})$$

donde:

- X es la anomalía de lluvia mensual (o estacional) en una estación en *mm*
- \bar{X} es la media anual de lluvia de la estación en *mm*
- N es el número de estaciones

Para el estudio estacional, los meses se agruparon de acuerdo a las estaciones climatológicas estándar en la región:

- **Invierno:** Enero, febrero y marzo
- **Primavera:** Abril, mayo y junio
- **Verano:** Julio, agosto y septiembre
- **Otoño:** Octubre, noviembre y diciembre

Se calcularon las anomalías de temperatura superficial de mar $SSTA_{ij}$ para el período considerado como:

$$SSTA_{ij} = SST_{ij} - \overline{SST}_{ij} \quad (\text{ecuación 3.2})$$

donde los índices i y j hacen referencia al mes (o estación) y al punto particular de medida, respectivamente. Esto son las anomalías de SST que representan 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 permite comparar meses (o estaciones, dependiendo del caso bajo estudio) 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 habrá meses que han estado por encima o debajo de la media, independientemente de que un mes sea de verano o invierno.

3.4.2. Coeficiente de correlación

Para el análisis de las relaciones entre índices de teleconexión y variables atmosféricas (temperatura y precipitación) o entre estas últimas y la SST, se utilizó el coeficiente de correlación de Pearson, o también llamado coeficiente de correlación lineal del producto-momento. Este índice mide la relación lineal que puede existir entre dos variables cuantitativas. Se puede definir como el cociente entre la covarianza de las dos variables utilizadas y el producto de sus desviaciones estándar. La covarianza es la

varianza pero aplicada a dos dimensiones. Lo importante de la covarianza es su signo, ya que si es positivo indica que las dos dimensiones consideradas aumentan (o disminuyen) juntas. Si por el contrario el signo es negativo implica que mientras una aumenta la otra disminuye y viceversa. Por el contrario, si la covarianza es 0 indica que las dos dimensiones son independientes una de la otra. Aunque el coeficiente de Pearson no es ni el método más robusto ni el más resistente se utiliza mucho debido a que su forma de aplicación se adapta bien a la manipulación matemática y está cercano a los análisis de regresión y a las distribuciones gaussianas (Wilks, 2006).

Antes de aplicar el análisis de correlación se extrae la tendencia lineal y se normaliza cada una de las series de datos con la correspondiente desviación estándar. Este proceso es especialmente importante para aquellas variables que han tenido una tendencia clara de aumento en los últimos años, como sucede con la temperatura.

Para calcular el coeficiente de significancia de las correlaciones encontradas en el análisis se aplicó el Test de Student. Este test 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. En el estudio realizado se requirió que el coeficiente de significancia fuera mayor o igual al 95 %.

Al correlacionar dos números aleatorios se puede obtener una correlación estadísticamente significativa. Para evitar esto se aplicó un test de significancia de campo considerando que la celda espacial es finita e interdependiente. Que la celda sea finita significa que tiene unas dimensiones dadas de latitud por longitud. Que sea interdependiente significa que el valor que la variable tenga en una celda determinada depende de las celdas adyacentes a la misma. Siguiendo el trabajo de Philips y McGregor (2002), como la celda tiene una determinada dimensión y es finita, esta dimensión se calcula asumiendo que al calcular el coeficiente de correlación para cualquier celda cuadrada 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 %

Se tomó este alto nivel de significancia para evitar las correlaciones aleatorias que puedan aparecer en los cálculos posteriores. Este proceso se repite n veces, siendo n el número de celdas cuadradas que tiene la matriz de datos.

Un proceso que tiene dos salidas ($a + b$) y es repetido n veces tiene una distribución binomial de probabilidad. Esta distribución es una de las distribuciones paramétricas más simples. Pertenece a las situaciones en las cuales, en algún número de ocasiones, sucederán uno u otro de los eventos mutuamente exclusivos y colectivamente exhaustivos. Mutuamente exclusivos significa que no puede ocurrir más de un evento, colectivamente exhaustivos significa que al menos uno de ellos debe ocurrir. Clásicamente, a estos dos eventos de la binomial se les ha llamado éxito y fracaso, a los cuales se le asigna 1 y 0 respectivamente. Si n es el número de eventos, se puede usar la distribución binomial para calcular las probabilidades de los $(n+1)$ valores posibles de la variable de interés, si se cumple que la probabilidad de que el evento ocurra no cambia de evento en evento, y si los resultados de cada uno de los n eventos son independientes entre sí. El ejemplo más claro de una distribución binomial es el de tirar una moneda al aire y que salga cara o cruz (Wilks, 2006). La expansión binomial de $(a + b)^n$ puede ser utilizada para determinar el número de celdas cuadradas que deberían tener

correlaciones estadísticamente significativas, con un nivel de confianza del 95 % de un total de n, de tal forma que la probabilidad de que un resultado ocurra por azar va a ser 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). En el análisis con la SST global el número de celdas será de 11074, en lugar de las 1471, para que se cumpla el mismo criterio impuesto aquí.

Sin embargo, el valor de la SST de una celda cuadrada no es independiente del valor de la SST que tienen las celdas cuadradas colindantes. De este modo, el límite de 5% es muy bajo y se debe aplicar un test más restrictivo. El método de Monte Carlo 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 es difícil 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 considerados. 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 esta los que se desean analizar. Además, el número de simulaciones debe ser lo suficientemente amplio como para estimar apropiadamente la distribución de probabilidad. 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 meses por ser los más extremos en el régimen de lluvias de la región: agosto es el que presenta menor precipitación y diciembre es el que presenta mayor precipitación (figura 3.2). La tabla 3.6 muestra el régimen de lluvias del área de estudio en términos de la media, la desviación estándar y los coeficientes de variación (CV):

$$CV_i = 100 \times \sigma(R_i) / \langle R_i \rangle \quad (\text{ecuación 3.3})$$

donde R es la lluvia, i hace referencia al mes y $\langle R \rangle$ y $\sigma(R)$ son el valor medio y la desviación estándar. CV es un número adimensional y sus rangos van de 56 % en enero a 87 % en julio, con una tendencia a ser mayor en la estación seca.

Mes	Media	Desviación estándar	CV
Enero	195	109	56
Febrero	164	113	69
Marzo	150	107	71
Abril	117	77	66
Mayo	107	62	58
Junio	59	44	75
Julio	30	26	87
Agosto	45	33	73

Septiembre	94	63	67
Octubre	172	115	67
Noviembre	192	112	58
Diciembre	205	135	66

Tabla 3.6: Medias mensuales (mm), desviación estándar (mm) y CV (adimensional, %) para el período 1951-2006 de las medias de precipitación correspondientes a las cuatro estaciones utilizadas en la primera parte del estudio

Cuando se utilizan simulaciones de Monte Carlo, se reemplazan las series de precipitación por series de ruido gaussiano generadas por una población normal y cuya media y varianza son idénticas a aquellas que presentan las series de datos reales en el período considerado. Los valores de estas series de ruido gaussiano, para agosto y diciembre, fueron correlacionados con los valores correspondientes de SSTA de las N celdas cuadradas (N tiene el valor de 1471 cuando se considere el Atlántico Norte y de 11074 cuando se use la SST global) y se anotó el número de coeficientes estadísticamente significativos al nivel 0.05. Este proceso se itera N veces usando nuevas series de ruido gaussiano en cada simulación. 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 $\langle M \rangle$. Este valor estará alrededor del 15 % tanto para el caso del Atlántico Norte como para la SST global.

Comparando estos dos criterios, utilizaremos el de interdependencia por ser más restrictivo.

3.4.3. Análisis de clústeres y modelos de regresión lineal

Se definirán como clústeres aquellas regiones oceánicas aisladas que presentan una fuerte correlación o correlación máxima entre las dos variables utilizadas en el análisis anterior y que, además, sea persistente para los diferentes desfases que se consideren. Los clústeres se buscarán solamente en aquellos meses (o estaciones, dependiendo del análisis realizado) que verifiquen el test de interdependencia aplicado con anterioridad. Para calcularlos, primero se considerarán las áreas oceánicas que presentan una correlación mayor del 95 % entre las SST y el NWIPR, y que persistan con diferentes desfases es decir, que sean comunes a todos los desfases que se consideren.

Los valores medios de las SST de los clústeres considerados se utilizarán como variables de entrada de modelos de regresión lineal que describen la relación lineal entre dos variables, una de las cuales es el predictor, o variable en la cual nos basamos para predecir, y otra el predictante, o variable que se predice. En este caso se calculará la anomalía en las variables a predecir debido a las anomalías en la SST. Se establece así una dependencia lineal entre la SST de los diferentes clústeres y la variable predicha. Realmente se trata de una dependencia multilineal, ya que se consideran diferentes clústeres y diferentes desfases. Debido a que al realizar un análisis lineal la recta calculada ajustará mejor cuantos más coeficientes se utilicen, se consideraron el menor

número de coeficientes posibles en los distintos análisis para evitar que el resultado fuera consecuencia de un artificio matemático.

Con los modelos de regresión se calculan los valores de las variables o parámetros que se pretendan predecir y se compararán con los datos observados para así comprobar la veracidad del método.

3.4.4. Análisis de componentes principales

El método de análisis de componentes principales (en adelante PCA, del inglés Principal Component Analysis), es uno de los métodos multivariantes más utilizado en las ciencias atmosféricas. El Climate Prediction Center de la NOAA utiliza un RPCA para la identificación de los patrones de teleconexión del Hemisferio Norte. Un RPCA no es más que un PCA pero rotado mediante un determinado método. El método PCA también recibe el nombre de Funciones Ortogonales Empíricas (en adelante EOF, del inglés Empirical Orthogonal Functions), que fue el nombre que le dio Lorentz en 1956 cuando aplicó este método por primera vez en las ciencias atmosféricas. Las dos notaciones hacen referencia al mismo proceso estadístico de análisis de datos, que consiste en identificar patrones en los datos y expresar estos datos iniciales de forma que se resalten sus diferencias y sus similitudes.

Este método pretende reducir la serie de datos iniciales, con un número ingente de variables, a otra serie de datos con menor número de variables. Esta compresión se realiza de forma que la pérdida de información sea mínima. Las nuevas variables van a ser combinaciones lineales de las primeras y representarán la mayor parte de la variabilidad de la base de datos original. La expresión general es la siguiente:

$$Z(x, y, t) = \sum_{k=1}^n PC(t) \cdot EOF(x, y) \quad (\text{ecuación 3.4})$$

donde $Z(x,y,t)$ son las series de datos originales dependientes del tiempo, $EOF(x,y)$ muestra la estructura espacial del k -ésimo factor que explica la variación temporal de Z , y $PC(t)$ es la componente principal que explica como la amplitud de cada EOF varía en el tiempo.

Este método es más efectivo si el número de variables nuevas creadas es mucho menor que el conjunto inicial. Las ciencias atmosféricas y geofísicas se adaptan muy bien a este método debido a que los datos que utilizan exhiben grandes correlaciones entre las distintas variables, lo que permite que la técnica de PCA explique compactamente sus variaciones (Wilks, 2006). Una de las ventajas de este método es que permite una buena interpretación de los resultados obtenidos tanto en las variaciones espaciales como en las temporales y, debido a la naturaleza de las combinaciones lineales, pueden surgir nuevas interpretaciones de los datos originales.

Es conveniente utilizar las anomalías de las variables iniciales en lugar de su estado normal a la hora de calcular las PCs. Una vez hecho esto se calcula la matriz de covarianza y sus autovectores y autovalores. Debido a la simetría que esta matriz posee, existirá una base completa de autovectores de la misma. Los autovectores se pueden definir como los vectores no nulos que dan lugar a un múltiplo escalar de sí mismos y por esta razón mantienen su dirección. Este escalar recibe el nombre de autovalor. El autovector de la matriz covarianza con el mayor autovalor será el componente principal

de los datos. Si los ordenamos del mayor al menor autovalor tendremos los PCs en orden de significancia (Björnsson y Venegas).

Una cualidad que poseen los autovectores es que son perpendiculares entre sí, lo que se denomina ortogonalidad, y se dispondrán en la dirección en la que los datos originales muestren la máxima variabilidad. Por lo tanto definirán un nuevo sistema de coordenadas en el cual ver los datos (Wilks, 2006). De esta forma, la varianza más alta del conjunto de datos queda reflejada en el primer eje que será el primer PC, la segunda varianza más grande será el segundo eje y así sucesivamente. Aquellos autovectores con los autovalores más bajos pueden ser omitidos en los análisis posteriores debido a que la pérdida de información es mínima, aunque tendremos menos dimensiones que con los datos originales.

El siguiente paso es construir una matriz con los autovectores dispuestos en columnas y ordenada de mayor a menor autovalor. Multiplicamos la matriz traspuesta de los datos originales por el traspuesto de la matriz formada por los autovectores. Del resultado de esta multiplicación obtenemos la matriz de datos finales con los que trabajar dispuestos en columnas y las dimensiones dispuestas en filas (Smith, 2002).

Supongamos que existe una muestra con n individuos para cada uno de los cuales se han medido p variables: x_1, x_2, \dots, x_p , que configuran un espacio p -dimensional. Calculada la anomalía de dichas variables tendremos un nuevo conjunto de p variables que serán las componentes principales: PC_1, PC_2, \dots, PC_p , y se pueden expresar como combinaciones lineales de las originales de la siguiente forma:

$$PC_m = \sum_{k=1}^K e_{(k)m} \cdot x'_k \quad \text{con } m = 1, \dots, M \quad (\text{ecuación 3.5})$$

donde PC_m es el m -ésimo componente principal, x'_k sería la anomalía de la variable x_k y $e_{(k)m}$ representaría el peso de la variable m .

Para cada PC podemos calcular el autovector como compuesto por los coeficientes $e_{(k)m}$ de cada variable. La suma de las componentes del autovector determinará el autovalor de la PC. Si multiplicamos este valor por 100 y lo dividimos por el número de variables que posee indicará el porcentaje de la varianza explicada por la componente (Wilks, 2006).

Richman (1986) definió seis posibles modos operacionales básicos (tabla 3.7) dependiendo del elemento elegido como variable, del elegido como individuo y del considerado como entidad fija. En estudios climáticos los elementos a tener en cuenta son: el propio parámetro climático, el espacio y el tiempo. Dependiendo de cómo se utilicen tenemos los siguientes modos:

Modo	Variable	Individuo	Entidad fija
O	Tiempo	Parámetro climático	Espacio
P	Parámetro climático	Tiempo	Espacio
Q	Espacio	Parámetro climático	Tiempo
R	Parámetro climático	Espacio	Tiempo
S	Espacio	Tiempo	Parámetro climático
T	Tiempo	Espacio	Parámetro climático

Tabla 3.7: Modos operacionales en el PCA definidos por Richman (1986)

De todos ellos, los más utilizados para estudios climáticos son el S y el T. Concretamente en este trabajo se utilizará el modo S. Esto significa que la matriz de covarianza se construirá utilizando los valores temporales, por lo tanto el autovector va a describir el patrón espacial de los modos y las PC's las variaciones temporales. En particular se aplicará el cálculo de componentes principales a los datos de SST de la región del océano Pacífico [50 °N – 56 °S], [144–286 °E].

3.4.5. Tablas de Contingencia

El estudio de la influencia de una variable (variable independiente) sobre la forma en que se modifica otra (variable dependiente) es conocido como análisis bivariado. Será multivariado cuando el estudio evalúe de forma simultánea el efecto sobre una variable dependiente de dos o más variables independientes. Las tablas de contingencia, o tablas de doble entrada, son una herramienta fundamental para este tipo de análisis. Están compuestas por filas (horizontales) para la información de una variable y columnas (verticales) para la información de otra variable. Estas filas y columnas delimitan celdas donde se vuelcan las frecuencias de cada combinación de las variables analizadas. En su expresión más elemental las tablas tienen solo 2 filas y 2 columnas (tablas de 2 x 2). Según Murphy y Winkler (1987) se establece que toda la información de la validación de una predicción está contenida en la distribución conjunta de predicciones: p y observaciones: $P(p, o)$. En el caso particular de variables discretas (con estados o categorías $C_0, . . . , C_d$), esta información se puede representar mediante una tabla de contingencia que permite obtener distintos índices de validación en base a la información condicional o marginal asociada a la misma.

Cuando la predicción se refiere a la ocurrencia o no-ocurrencia de las categorías de una variable discreta, se habla de predicciones categóricas (Cofiño, 2004). Las predicciones categóricas se verifican utilizando tablas de contingencia, que se construyen combinando todas las posibilidades entre categoría prevista y categoría observada.

Este tipo de predicciones son populares para variables binarias (por ejemplo, Precipitación > 0.1 mm). En este caso, dada una predicción probabilística P (Precipitación > 0.1mm) = p , se puede asociar una predicción categórica considerando un cierto umbral de probabilidad “ up ” para determinar la ocurrencia o no del evento. Por ejemplo, si se toma $up = 0.5$ se determinará la ocurrencia del evento si la probabilidad es superior a 0.5 y se determinará la no ocurrencia en caso contrario. En el caso binario, las tablas de contingencia están determinadas por cuatro parámetros, que se representan en la tabla 3.8.

		Observado	
		Sí	No
Predicho	Sí	A	B
	No	C	D

Tabla 3.8: Parámetros que determinan una tabla de contingencia en un caso binario

3.5 RESULTADOS

3.5.1 Relación entre anomalías de SST y Patrones de variabilidad en el Atlántico Norte

Como se ha visto en las secciones 1.3.1 y 3.2, los patrones de teleconexión son claves a la hora de analizar la meteorología de la región de estudio. Si se puede anticipar con antelación si un patrón va a manifestarse en fase positiva o negativa se podrá pronosticar que tipos de anomalías de temperatura o precipitación se pueden esperar.

En un primer análisis se buscarán las relaciones existentes entre las SSTA globales y los diferentes patrones de teleconexión del Atlántico Norte que tienen influencia sobre la región de estudio (ver sección 3.2). Para este estudio se utilizará una escala temporal estacional donde los meses comprendidos en cada estación se definieron en la sección 3.4.1. El análisis se centrará en otoño e invierno por ser estas las estaciones con la mayor cantidad de precipitación (figura 3.2).

En la tabla 3.9 se muestran marcados con un asterisco los casos de patrones y desfases que presentan mayores áreas de correlación entre las SSTA y los correspondientes índices de invierno y otoño tras aplicar el correspondiente criterio de interdependencia (sección 3.4.2). El patrón EA presenta los mejores resultados tanto en otoño como en invierno, dando correlación significativa para todos los desfases considerados. El patrón SCA de otoño presenta 4 casos significativos y NAO de invierno también parece mostrar significativas áreas de correlación con las SSTA. EA/WR no presenta un número significativo de casos satisfactorios por lo que no se considerará en el resto del trabajo. Una vez detectadas las estaciones, patrones y desfases de interés se analizará la distribución geográfica de las correlaciones significativas entre las SSTA y los patrones de teleconexión para cada estación y desfase. De esta forma, se podrán localizar las regiones oceánicas con mayor influencia sobre los patrones estudiados.

Otoño				
Desfase	NAO	EA	EAWR	SCA
0	19.0*	44.1*	15.9*	14.5
1	13.1	40.1*	23.8*	16.7*
2	9.5	37.2*	7.8	19.5*
3	7.1	35.9*	7.8	22.3*
4	8.3	38.9*	11.2	28.2*
Invierno				
Desfase	NAO	EA	EAWR	SCA
0	34.2*	35.9*	8.2	7.1
1	35.7*	40.6*	5.1	6.6
2	40.0*	29.5*	7.6	8.2
3	43.6*	20.6*	11.1	4.6
4	42.8*	18.5*	14.5	9.2

Tabla 3.9: Porcentajes de puntos que presentan correlaciones significativas entre la SSTA y los índices de los patrones de teleconexión relevantes en el Hemisferio Norte con y sin desfase. Las estaciones y desfases que verifican el test de significancia de campo al nivel 0.1 están marcados con un asterisco. La primera columna representa el desfase estacional aplicado

Patrón EA:

En la figura 3.8 se muestran las distribuciones geográficas de las áreas que tienen una correlación significativa con el patrón EA considerando desde desfase 0 hasta 3 desfases estacionales para invierno y otoño.

En invierno (figura 3.8 a) con desfase 0 se puede observar un dipolo de correlaciones positivas y negativas localizado en el Atlántico Norte y otro en el Pacífico Norte que a medida que se avanza en los desfases se debilitan. Del mismo modo las correlaciones positivas observadas con el Mediterráneo y el Golfo de México desaparecen para desfases mayores que cero mientras aumenta la influencia del océano Pacífico e Índico principalmente en latitudes ecuatoriales y del Hemisferio Sur. En otoño (figura 3.8 b) las áreas con mayor correlación son similares a las encontradas para el patrón de invierno, incluso las correlaciones con el océano Pacífico e Índico son más altas

Patrón NAO

En la figura 3.9 se muestran las distribuciones geográficas de las áreas que tienen una correlación significativa con el patrón NAO.

En el caso sin desfase se observa perfectamente el tripolo que forma este patrón en el Atlántico Norte. A medida que aumentamos el número de desfases, las mayores correlaciones son desplazadas hacia el Atlántico Sur y el océano Índico. Incluso con desfase 3 y 4 aparecen zonas con alta correlación en el Pacífico Sur y Pacífico ecuatorial.

Patrón SCA

En la figura 3.10 se muestran las distribuciones geográficas de las áreas que tienen una correlación significativa con el patrón SCA.

Aunque el desfase 0 se encuentra en el límite de la significatividad, sí que se podrían usar los desfases 1-3 para predecir el estado del patrón SCA de otoño. En el caso de SCA encontramos correlaciones similares a las vistas en el apartado del patrón EA sobre el Pacífico ecuatorial y el océano Índico pero en esta ocasión la correlación encontrada es de signo negativo a diferencia de las encontradas en los casos previos que eran positivas. Las áreas más influyentes de nuevo aparecen en el área ENSO y el océano Índico y además aumentan en intensidad para desfases mayores.

Un análisis detallado de las figuras previas (3.8 - 3.10) permite observar que determinadas regiones del océano Índico y del océano Pacífico muestran una fuerte correlación con el posterior comportamiento de los índices analizados del Atlántico Norte. Esta relación ocurre con ciertos meses de adelanto, es decir, la SST de verano actúa sobre los índices del otoño o invierno siguiente. Este hecho puede ser de utilidad para elaborar predicciones sobre el comportamiento que dichos patrones vayan a tener en invierno y otoño.

Para desarrollar una herramienta de predicción de los patrones vistos se utilizarán modelos de regresión lineal. Para elaborar estos modelos se buscaron las áreas que mayor correlación presenten y que además se repitan para desfase 1 y 2. Estas áreas se definirán como clústeres y su valor medio de SSTA se usará como variable de entrada de los modelos de regresión que se elaborarán para cada patrón y estación. La figura 3.11 marca en amarillo los clústeres encontradas para cada patrón y estación.

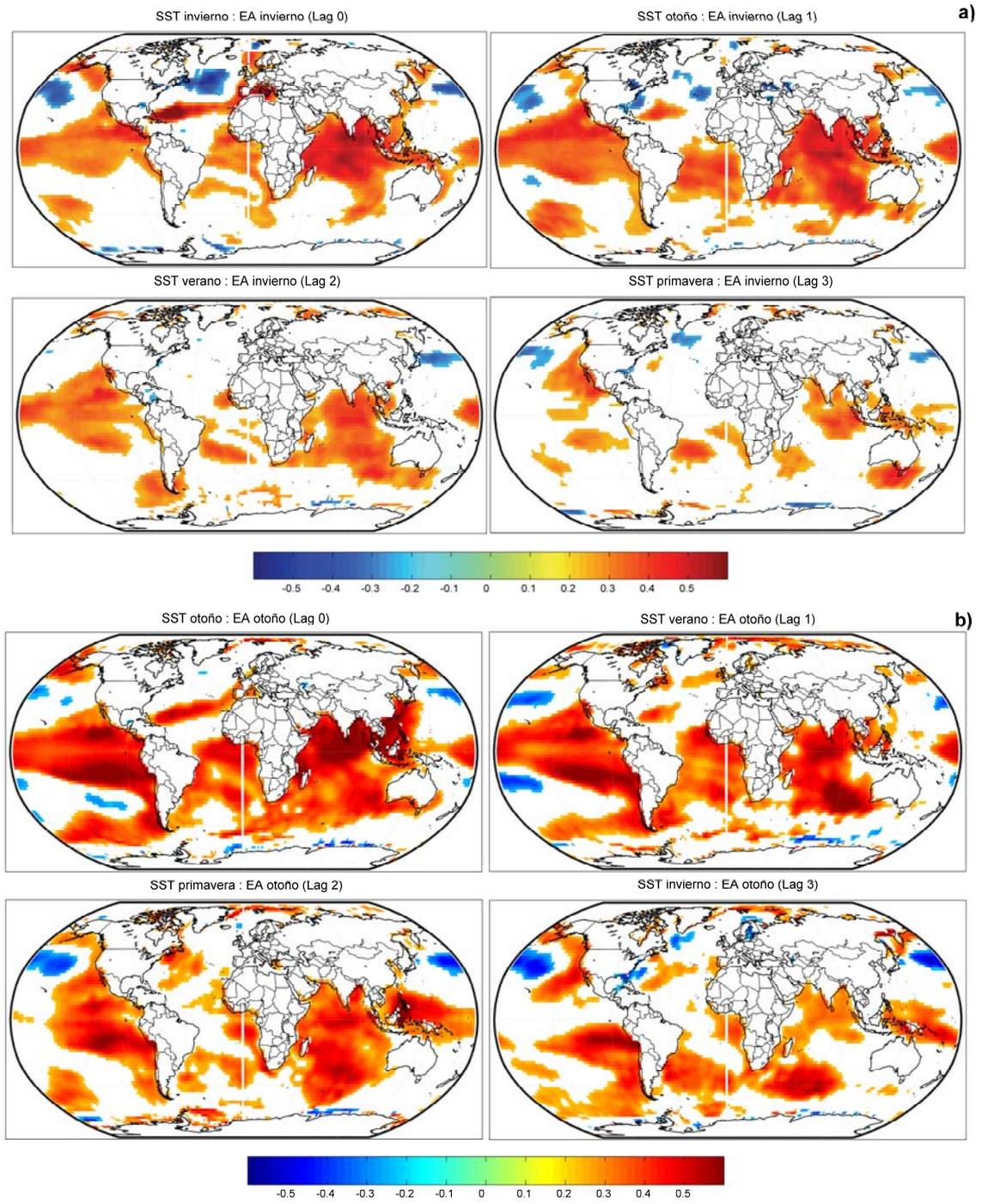


Figura 3.8: Distribución espacial de las correlaciones significativas de SSTA:EA con y sin desfase (a) EA de invierno y (b) EA de otoño

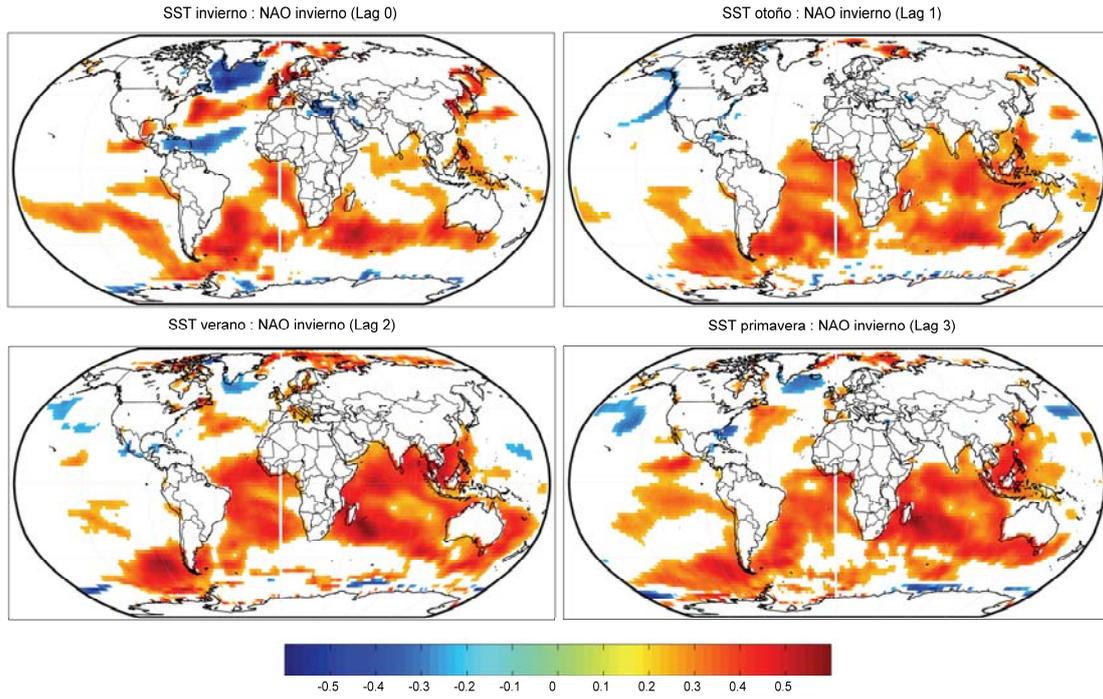


Figura 3.9: Distribución espacial de las correlaciones significativas SSTA:NAO con y sin desfase

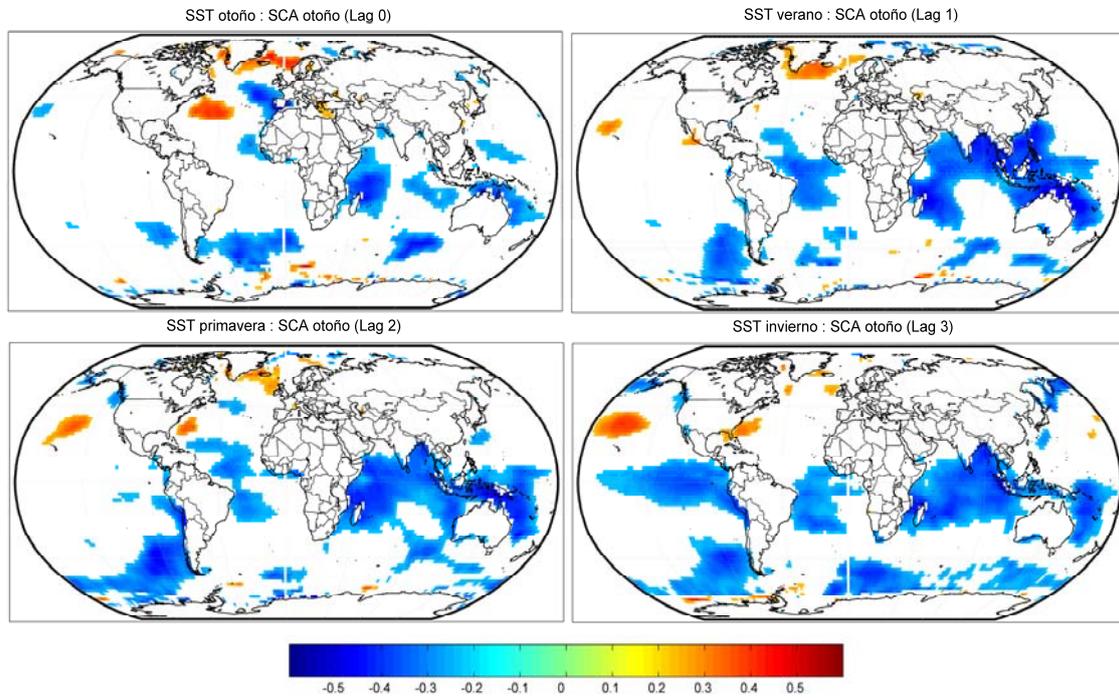


Figura 3.10: Distribución espacial de las correlaciones significativas SSTA:SCA con y sin desfase

Para NAO se han encontrado tres clústeres: Cluster 1: Al suroeste de Chile; Cluster 2: Al sur de la India; Cluster 3: Al suroeste de Australia (figura 3.11).

Para EA invierno dos clústeres: Cluster 1: Al oeste de México; Cluster 2: Al sur de la India (figura 3.11).

Para EA otoño dos clústeres: Cluster 1: Al sur de la India; Cluster 2: En el Pacífico subtropical del Hemisferio Sur (figura 3.11).

Y finalmente para SCA tres clústeres: Cluster 1: Al este de Madagascar; Cluster 2: Al este de Australia; Cluster 3: Al oeste de Chile (figura 3.11).

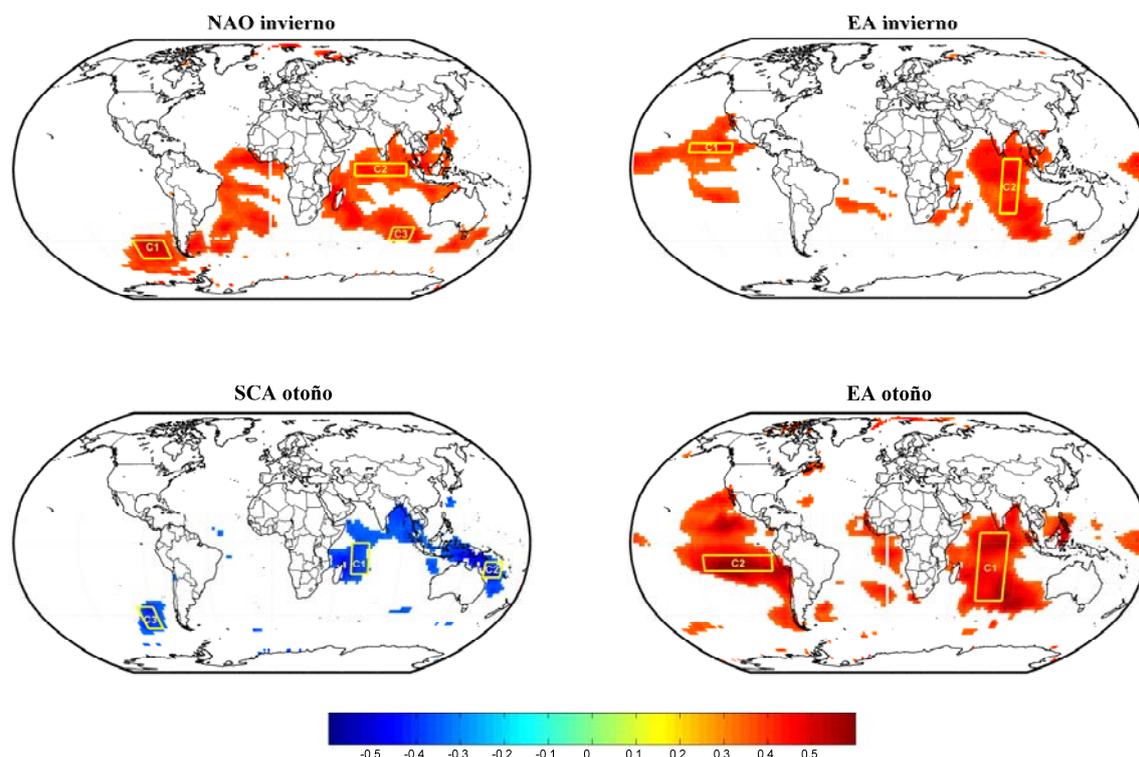


Figura 3.11: Clusters considerados en cada patrón de teleconexión y en cada estación

Como se mencionó con anterioridad estos clústeres se usaron como variables de entrada en los modelos de regresión considerando desfase de una y dos estaciones. Se ha realizado una limitación a estos dos desfases ya que, aunque en un primer estudio se consideraron desfases entre 0 y 3, la mejora en los resultados apenas es del 5 %. En la tabla 3.10 se muestran los diferentes modelos elaborados y en la columna 4 aparece el valor de la correlación obtenida entre los índices predichos de los patrones y sus valores reales.

Como se puede ver en la tabla 3.10 los valores de las correlaciones entre los datos reales y los calculados con los modelos son, en general, bastante altos, alrededor del 60 %. Esto significa que se obtiene una aceptable predictabilidad potencial, aunque queda una importante parte de la variabilidad que no puede ser explicada con un análisis lineal simple. La ayuda en predicción de estos modelos no debe considerarse despreciable.

Índice	Desfase	Ecuación	Correlación <i>TelePatA_{obs.}:TelePatA_{pred.}</i>
Invierno			
NAO	1, 2	$TPA=a*(SSTA_C1L1+SSTA_C1L2)/2+b*(SSTA_C2L1+SSTA_C2L2)/2+c*(SSTA_C3L1+SSTA_C3L2)+d$ a = 0.4067, b = 0.0484 c = 0.2388, d = -0.0033	0.61
EA	1, 2	$TPA=a*(SSTA_C1L1+SSTA_C1L2)/2+b*(SSTA_C2L1+SSTA_C2L2)/2+c$ a = 0.1918, b = 0.4167, c = 0.0066	0.57
Otoño			
EA	1, 2	$TPA=a*(SSTA_C1L1+SSTA_C1L2)/2+b*(SSTA_C2L1+SSTA_C2L2)/2+c$ a = 0.4553, b = 0.3995, c = 0.0016	0.66
SCA	1, 2	$TPA=a*(SSTA_C1L1+SSTA_C1L2)/2+b*(SSTA_C2L1+SSTA_C2L2)/2+c*(SSTA_C3L1+SSTA_C3L2)+d$ a = -0.0736, b = -0.4153, c = -0.3936, d = -0.0031	0.59

Tabla 3.10: Ecuaciones de los modelos de regresión elaborados considerando uno y dos meses de desfase sobre el patrón o índice de teleconexión. **CiLj:** **Ci** es el número del cluster y **Lj** es el desfase

En la figura 3.12 se muestran los resultados obtenidos con los modelo de regresión comparados con los datos observados.

Analizando las imágenes de la figura 3.12 se puede observar una menor variabilidad en las series calculadas con los modelos de regresión en comparación con los datos observados. Esto es debido a que los valores reales presentan valores extremos que las predicciones no siempre son capaces de reproducir. Estos valores extremos pueden estar influenciados por procesos no lineales que un análisis lineal no contempla (Lorenzo et al., 2009; Lorenzo et al., 2010; Iglesias et al., 2010)

A continuación se elaborará un predictor discreto utilizando dos posibles estados, anomalía positiva o anomalía negativa de los patrones de teleconexión. Para evitar confusión entre estados neutros de anomalía se considerarán sólo los valores que queden fuera del intervalo $\langle TelePatA \rangle \pm 1/2\sigma(TelePatA)$. Definidos los dos estados y con la ayuda de los modelos de regresión de la tabla 3.10 se elaborarán unas tablas de contingencia (ver tabla 3.11) que permitirán comprobar la capacidad predictiva de los eventos de anomalías extremas de los modelos que se han utilizado (tabla 3.10).

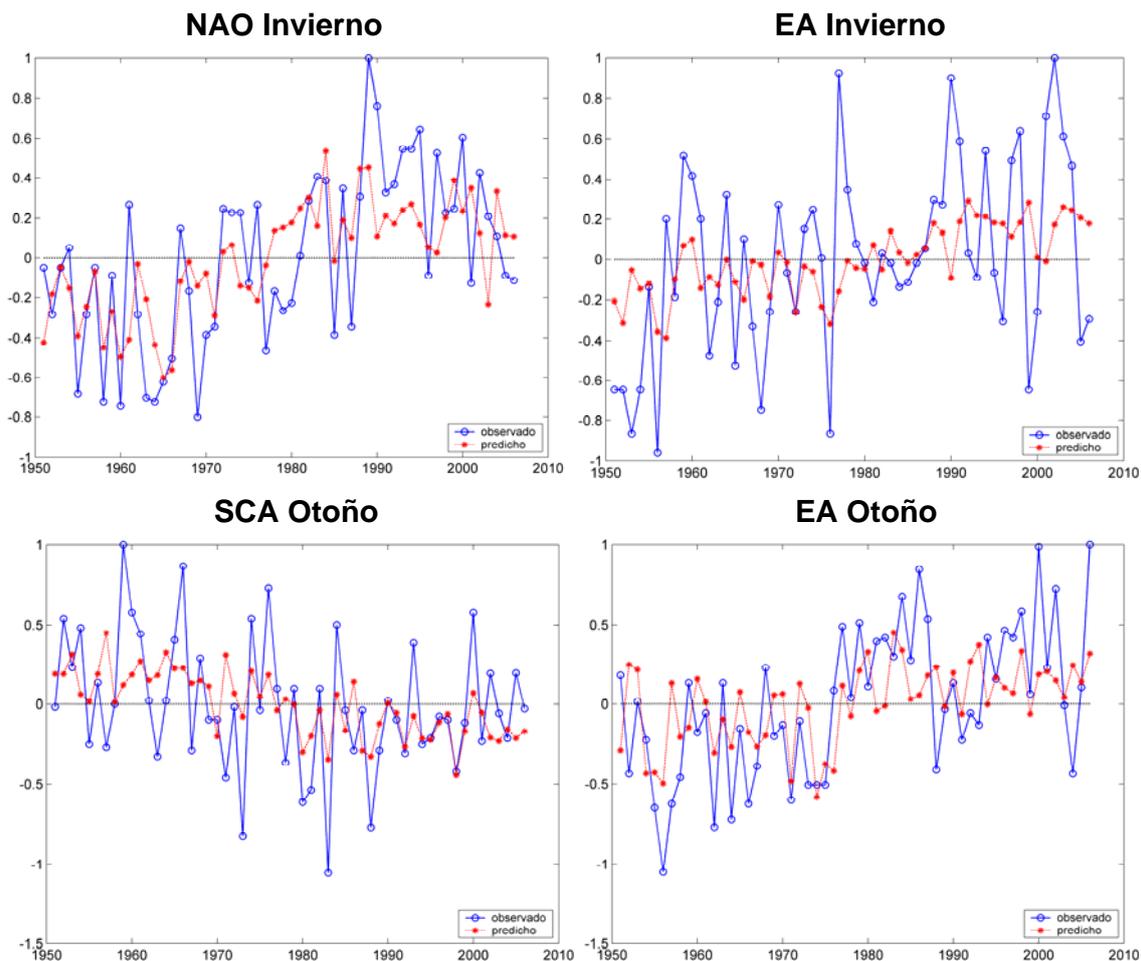


Figura 3.12: Series temporales de las anomalías de los patrones de teleconexión observadas (círculos azules) y predichas (asteriscos rojos) desde 1951 hasta el 2006 para otoño e invierno

NAO Invierno	Observado (-)	Observado (+)	EA Otoño	Observado (-)	Observado (+)
Predicho (-)	13	4	Predicho (-)	13	2
Predicho (+)	3	14	Predicho (+)	3	11
EA Invierno	Observado (-)	Observado (+)	SCA Otoño	Observado (-)	Observado (+)
Predicho (-)	11	3	Predicho (-)	8	3
Predicho (+)	2	9	Predicho (+)	2	10

Tabla 3.11: Tablas de contingencia utilizando los modelos de regresión de la tabla 3.10 para predecir los eventos extremos de los patrones de teleconexión

Los resultados obtenidos en la tabla 3.11 muestran que los eventos extremos de TelePatA son adecuadamente identificados entre un 79 % y un 83 % de los casos dependiendo del patrón y de que hablemos del invierno o del otoño.

PRECIPITACIÓN				
TelePat	VIGO-PEINADOR		CORUÑA	
	Invierno (EFM)	Otoño (OND)	Invierno (EFM)	Otoño (OND)
NAO	-0.56	-0.26	-0.38	-0.14
EA	0.19	0.49	0.02	0.51
SCA	-0.38	-0.10	-0.43	-0.10

Tabla 3.12: Valores de las correlaciones entre los índices de teleconexión considerados y la precipitación para invierno (Enero, febrero y marzo) y otoño (Octubre, noviembre y diciembre) de dos estaciones meteorológicas

TEMPERATURA MEDIA				
TelePat	VIGO-PEINADOR		CORUÑA	
	Invierno (EFM)	Otoño (OND)	Invierno (EFM)	Otoño (OND)
NAO	0.46	-0.26	0.41	-0.22
EA	0.46	0.45	0.53	0.57
SCA	0.26	0.38	0.23	0.34

Tabla 3.13: Valores de las correlaciones entre los índices de teleconexión considerados y la temperatura para invierno (Enero, febrero y marzo) y otoño (Octubre, noviembre y diciembre) de dos estaciones meteorológicas

Podemos utilizar esta habilidad de predicción para el área de Galicia. Trabajos previos han mostrado que los patrones de teleconexión previamente analizados actúan sobre el comportamiento de la lluvia y de la temperatura en dicha región (Lorenzo y Taboada, 2005; Taboada et al., 2008). En la tabla 3.12 y 3.13 se muestran las correlaciones obtenidas entre los índices NAO, EA y SCA en las estaciones de otoño e invierno y la precipitación y la temperatura de dos estaciones meteorológicas de Galicia (Tabla 3.5) respectivamente. NAO presenta una elevada influencia en invierno para las dos variables consideradas: precipitación y temperatura. EA invierno también tiene una fuerte influencia sobre la temperatura y en otoño sobre ambas variables. Finalmente SCA muestra influencia sobre la precipitación de invierno y la temperatura de otoño. Partiendo de las relaciones encontradas en la tabla 3.13 se testeará a modo de ejemplo la capacidad de predicción de las TelePatA predichas a partir de los modelos de regresión de la tabla 3.10 de la anomalía de temperatura para las estaciones de Vigo-Peinador y Coruña.

Para ello se elaboró la tabla de contingencia 3.14 que relaciona las TelePatA con las anomalías de temperatura.

	VIGO-PEINADOR		CORUÑA	
NAO invierno	T (-)	T (+)	T (-)	T (+)
NAO-pred (-)	7	2	8	2
NAO-pred (+)	4	12	5	11
	R=0.41, H=0.76, N=25		R=0.47, H=0.73, N=26	
EA invierno	T (-)	T (+)	T (-)	T (+)
EA-pred (-)	7	2	8	2
EA-pred (+)	3	9	2	9
	R=0.44, H=0.76, N=21		R=0.51, H=0.81, N=21	
EA otoño	T (-)	T (+)	T (-)	T (+)
EA-pred (-)	6	2	8	2
EA-pred (+)	3	7	1	9
	R=0.32, H=0.72, N=18		R=0.48, H=0.85, N=20	
SCA otoño	T (-)	T (+)	T (-)	T (+)
SCA-pred (-)	3	7	3	8
SCA-pred (+)	4	0	5	1
	R=-0.38, H=0.79, N=14		R=-0.42, H=0.76, N=17	

Tabla 3.14: Tablas de contingencia para predecir los eventos de temperatura extrema en el área bajo estudio para invierno (Enero, febrero y marzo) y otoño (Octubre, noviembre y diciembre), utilizando NAO, EA y SCA

Los resultados de la tabla 3.14 muestran que un valor negativo de la NAO o de EA implica temperaturas por debajo de la media en invierno. Sin embargo, un valor positivo de NAO o EA no indica que la temperatura esté por encima de la media en invierno ya que no se obtiene una predicción clara. En otoño, si EA es negativo, las temperaturas serán por debajo de la media, y si EA es positivo se tendrán temperaturas por encima de los valores normales. SCA tiene una correlación negativa y los resultados obtenidos no son tan buenos como los de EA.

3.5.2 Relación entre anomalías de SST y la precipitación estacional

En base a los resultados obtenidos con los patrones de teleconexión y con los datos de precipitación sobre Galicia, la siguiente parte del trabajo centrará su estudio en el análisis de las relaciones entre las SSTA globales y la precipitación estacional de Galicia directamente.

Al igual que en la sección 3.5.1, se calcularon las correlaciones estacionales entre SSTA y NWIPR para las cuatro estaciones, con desfases que van desde 0 a 4. De todas ellas solamente los datos de primavera son los que cumplen el criterio de que las celdas sean finitas e interdependientes entre sí, con varios desfases. Las distribuciones espaciales de estas correlaciones las podemos ver en la figura 3.13.

De esta figura se deduce que la NWIPR de primavera está influenciada por SSTA de la zona del océano Índico y Pacífico del invierno, otoño, verano y primavera anterior. El Pacífico ecuatorial presenta una correlación positiva para todos los desfases, mientras que la correlación positiva en el Índico sólo aparece con la SSTA del invierno y otoño anterior.

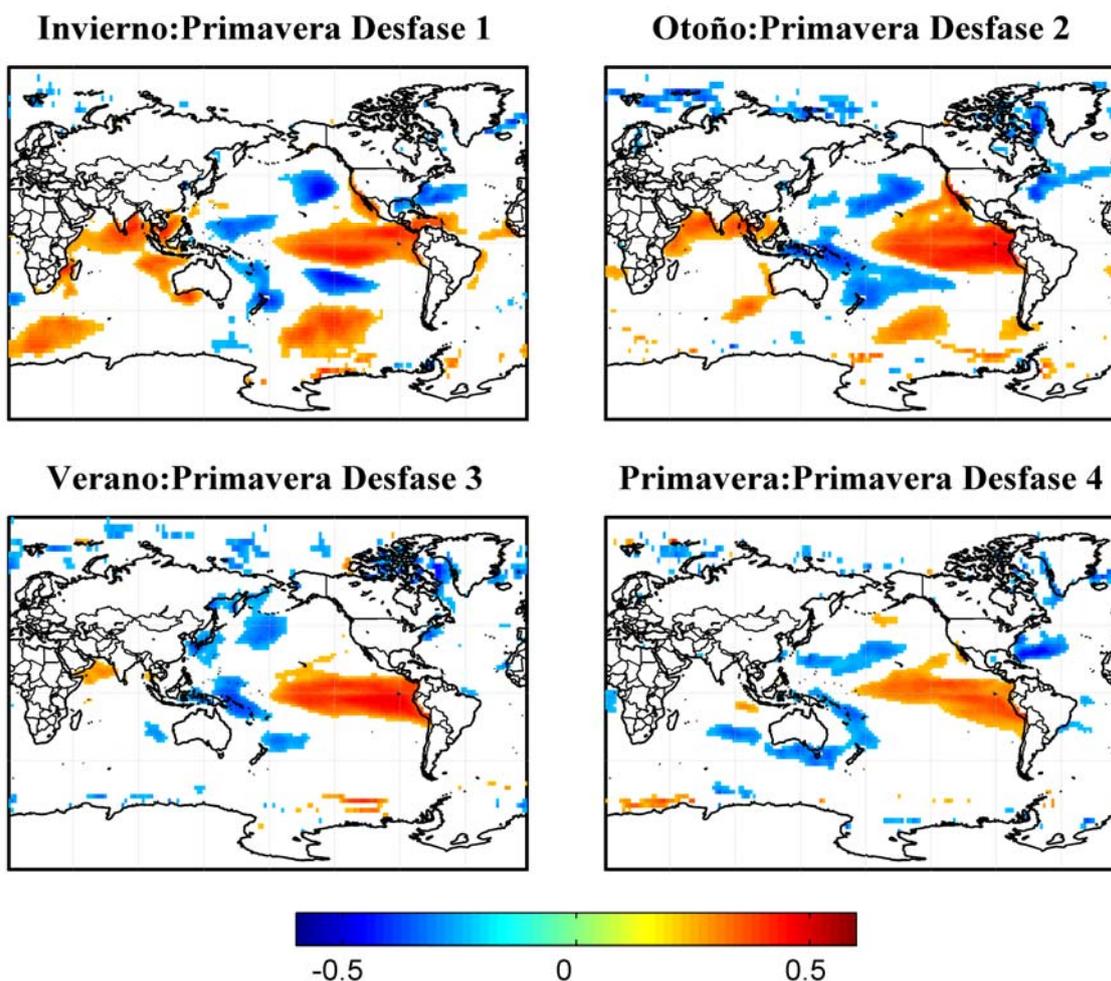


Figura 3.13: Distribución espacial de la correlación significativa SSTA:NWIPR encontrada para la lluvia de primavera

En base a esto, el área común con correlaciones significativas que está presente a lo largo del año precedente es el Pacífico ecuatorial. Si se realiza un estudio comparativo entre el área común observada y las diferentes regiones que se consideran para medir el índice de El Niño en el océano Pacífico, se puede ver que coincide con las utilizadas para calcular los índices del Niño 3 [5 °S – 5 °N], [90 – 150 °O] y Niño1+2 [0 – 10 °S], [80 – 90 °O] (ver figura 3.14):

En función de estos resultados, calculamos las correlaciones entre la NWIPR de primavera y los índices del Niño 3 y del Niño 1+2. Los resultados oscilan entre 0.35 y 0.4 dependiendo de los desfases considerados.

Tomando la región de SST implicada en el cálculo de los índices de El Niño considerados se elaborarán dos modelos de regresión. Las variables de entrada que se utilizarán son los valores medios de la SSTA de las dos áreas del Pacífico que corresponden a los índices de El Niño mencionados. Estos modelos nos permitirán predecir el valor de la NWIPR de primavera. La tabla 3.15 muestra los modelos elaborados. La correlación entre los datos predichos con los modelos y los datos observados ronda el valor de 0.45.

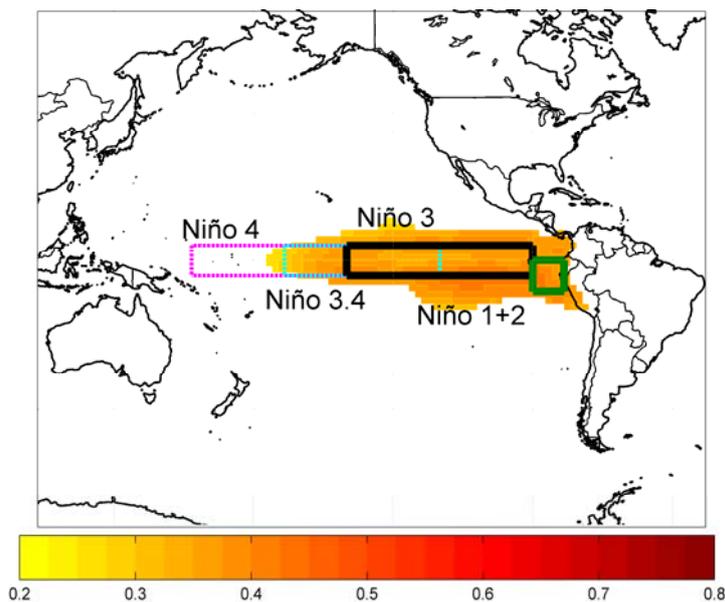


Figura 3.14: Áreas consideradas en la elaboración de los diferentes índices de El Niño, superpuestas al área de persistencia encontrada en el análisis de la SSTA con la precipitación de primavera

Área SST	Periodo	Ecuación	Correlación
Niño3	1951-2006	$NWIPR = a * SST_3L1 + b * SST_3L2 + c * SS_{T_3L3}$ $a = 0.0970; b = -0.0373; c = 0.4942$	0.42
Niño1+2	1951-2006	$NWIPR = a * SST_{1+2}L1 + b * SST_{1+2}L2 + c * SST_{1+2}L3$ $a = 0.0139; b = -0.5229; c = 0.1661$	0.45

Tabla 3.15: Modelo de regresión de la anomalía de la precipitación de primavera considerando el área del Niño 3 (SST_3) y el área del Niño 1+2 (SST_{1+2}). *Li* hace referencia a los desfases considerados, con *i* variando de 1 a 3

No obstante, se sabe que la intensidad de la teleconexión entre los índices considerados de El Niño y la precipitación sobre Europa no es estacionaria (Knippertz et al., 2003; van Oldenborgh y Burgess, 2005). Así pues, se analizaron los cambios experimentados en las correlaciones entre los dos índices de El Niño (Niño 3 y Niño 1+2) y la precipitación en el área bajo estudio durante el período de 1950 al 2006. Para ello se utilizaron medias móviles de 21 años que permiten calcular la evolución de las correlaciones entre el índice en distintas estaciones y la NWIPR de la primavera siguiente. Se tomó un período de 21 años porque es lo suficientemente extenso como para ser dominado por un evento individual, y lo suficientemente corto como para no verse afectado por las variaciones interdecadales de baja frecuencia. Es un período similar a aquellos utilizados para estudiar los impactos del ENSO sobre Europa (Díaz et al., 2001). Los resultados se pueden ver en la figura 3.15:

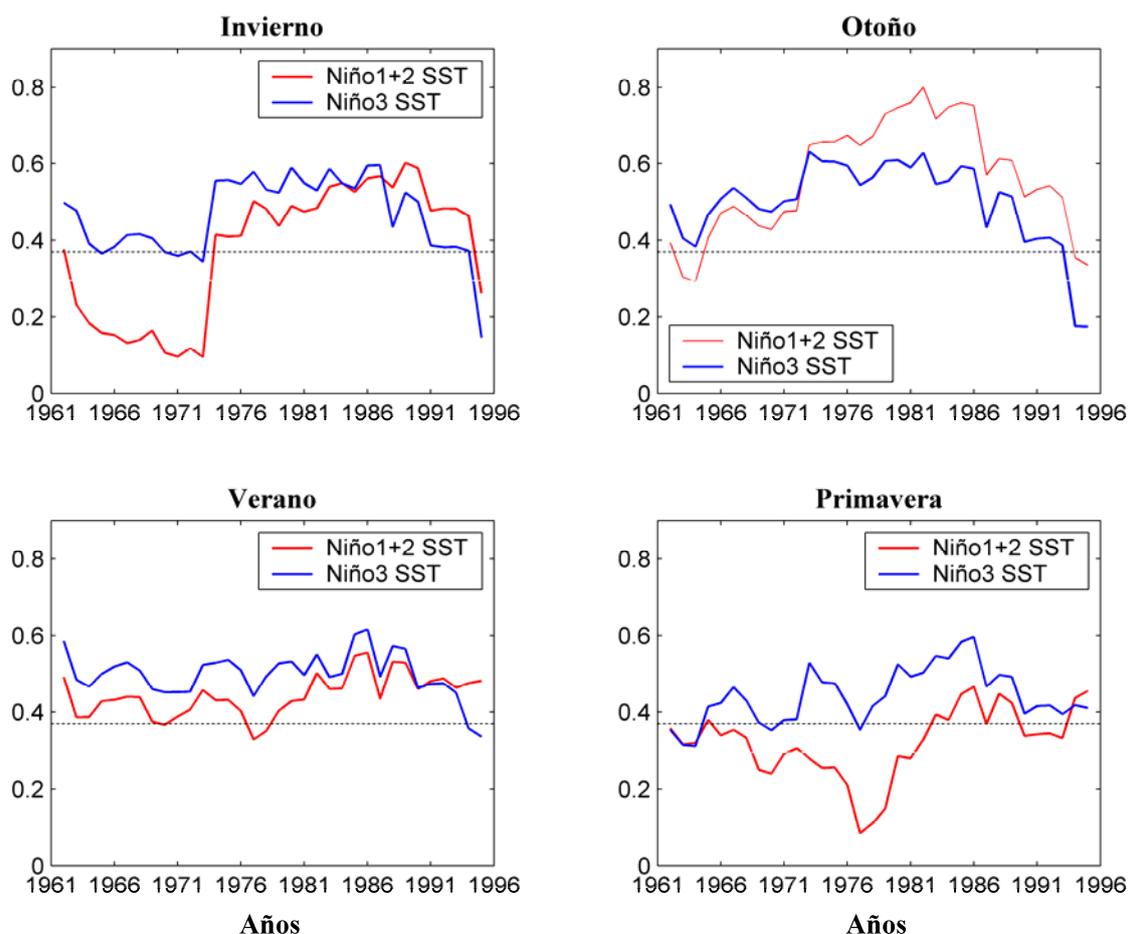


Figura 3.15: Correlación entre la precipitación de primavera y la SST estacional del área utilizada para calcular los índices Niño 3 (azul) y Niño 1+2 (rojo), utilizando una ventana móvil (21 años) de 1951 a 2006 para cada estación. Los años se muestran en el eje X y corresponden a los años centrales de la ventana móvil. En el eje Y aparece el valor de la correlación. La línea punteada muestra en nivel por encima del cual las correlaciones tienen un nivel de significancia del 95 %

En la figura 3.15 se pueden observar importantes cambios en las correlaciones durante la década de los 70, especialmente en invierno. En otros trabajos que relacionan el ENSO con el clima europeo también se ha observado un cambio similar (Knippertz et al., 2003; Greatbach et al., 2004; Mariotti et al., 2005; Pozo-Vázquez et al., 2005; Brönnimann et al., 2007). Esto podría estar relacionado con el cambio ocurrido en la circulación atmosférica del Hemisferio Norte en los años 1976 y 1977 (Trenberth, 1990). Dicha transición produjo cambios importantes en la circulación atmosférica sobre el Pacífico Norte, incrementando el número de eventos de tipo El Niño entre 1976 y principios de los ochenta, mientras que no existieron eventos tipo La Niña para el mismo período (Toba, 2003).

Como ya se mencionó con anterioridad, si se considera la precipitación como un predictor discreto (anomalías positivas o negativas), se puede elaborar una tabla de contingencia para los eventos extremos (tabla 3.16) utilizando las ecuaciones del

modelo de regresión para calcular la anomalía de la precipitación de primavera con los datos de SST del área del Niño 3 y del área del Niño 1+2 (tabla 3.15).

Niño 3	Predicho (-)	Predicho (+)
Observado (-)	9	0
Observado (+)	5	8
Niño 1+2	Predicho (-)	Predicho (+)
Observado (-)	10	2
Observado (+)	5	7

Tabla 3.16: Tabla de contingencia elaborada con las ecuaciones del modelo de regresión para calcular la anomalía de la precipitación de primavera con los datos de SST del área del Niño 3 y del área del Niño 1+2

Se puede ver como los años con eventos Niña, en los que las anomalías de SST en el Pacífico ecuatorial son negativas, la probabilidad de que la primavera sea seca en el noroeste de la Península Ibérica es muy alta, con un porcentaje de acierto del 83 % (usando el área del Niño 1+2) y del 100 % (utilizando el área del Niño 3). Sin embargo, los períodos con eventos tipo Niño, en los que las anomalías de SST en el Pacífico ecuatorial son positivas, no presentan diferencias significativas entre una primavera húmeda o seca, obteniendo un valor similar entre una predicción correcta y una falsa alarma.

Tras analizar los resultados se procedió a realizar un análisis complementario a través del estudio de los modos principales de variabilidad de la SST dentro del área del Océano Pacífico (Hoerling et al., 2001) limitada por las coordenadas (50 °N – 56 °S), (144 – 286 °E) y en una escala estacional. Para ello se utilizó la técnica de PCA's en modo S (adoptando la terminología de Richman, 1986) como se ha descrito en la parte de métodos. Esto significa que el autovector, va a describir el patrón espacial o EOF de los modos y las PCs las variaciones temporales. En este análisis se observó que más del 78 % de la varianza es explicada por los dos primeros modos, mientras los otros modos no juegan un papel importante. Esto significa que la mayoría de la variabilidad puede ser explicada a través de 2 únicos modos.

En la figura 3.16 se pueden ver los dos modos principales con sus respectivas varianzas para cada estación.

En la tabla 3.17 se muestran las correlaciones entre las PCs de los dos primeros modos y la anomalía de precipitación de primavera del NWIP. Las correlaciones son significativas al 95 %.

El EOF1 de invierno y el EOF2 del resto de las estaciones presentan un patrón similar al patrón de El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Se observa un calentamiento /enfriamiento del océano Pacífico tropical y un enfriamiento /calentamiento en el Pacífico oeste con pocos cambios en el resto dependiendo de la fase ENSO (El Niño/La Niña). Además, la correlación entre dichas PCs y el índice ENSO (se ha escogido el índice Niño3) muestra valores entorno a 0.95 con una significancia del 99 %.

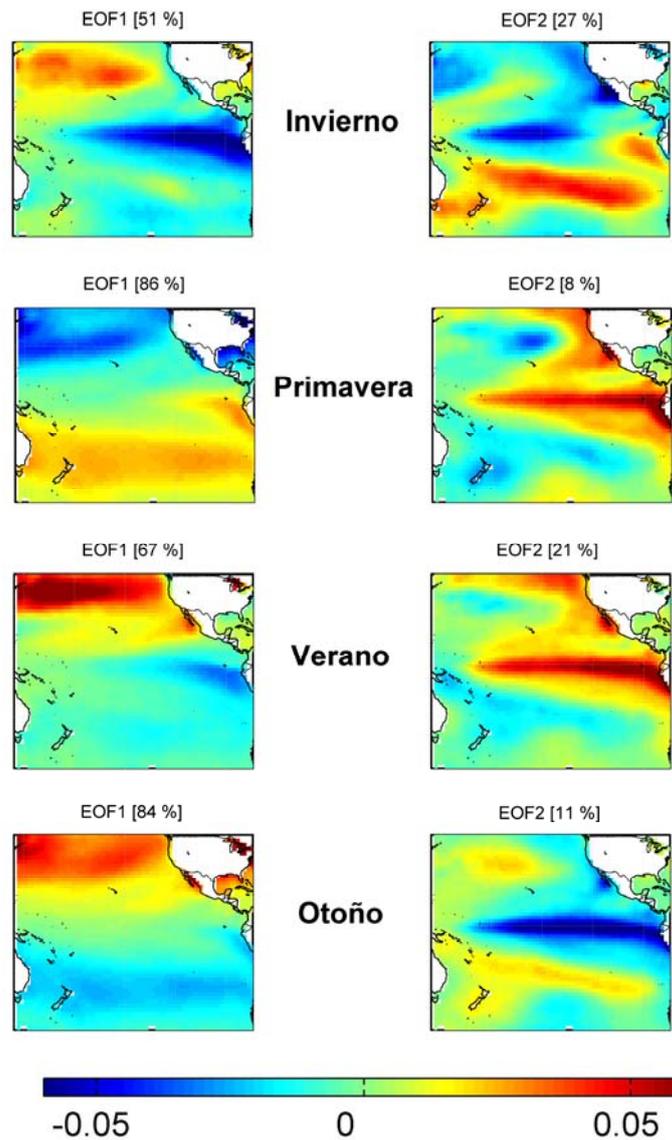


Figura 3.16: Las dos EOFs estacionales principales de SST del área del Océano Pacífico limitada por (50 °N – 56 °S), (144 – 286 °E)

PC's: NWIPR	PC 1	PC 2
Invierno	-0.39	-0.34
Primavera	0.23	0.37
Verano	-0.42	0.40
Otoño	-0.16	-0.42

Tabla 3.17: Correlación entre las PCs estacionales de la SST y la lluvia de primavera. Las correlaciones son significativas al 95 %

La EOF1 de primavera, verano y otoño mostradas en la figura 3.16 presentan un patrón que recuerda a la PDO con un patrón zonal más visible hacia el norte. En este caso la

correlación entre dichas PCs y el índice PDO muestra valores entre 0.60 y 0.70 con un nivel de significancia del 99 %. Por último la EOF2 de invierno parece una mezcla de los dos patrones mencionados anteriormente, ENSO y PDO, sin decantarse claramente por ninguno de ellos. En este caso la correlación con el índice ENSO es del 0.77 y con el índice PDO es de 0.36 ambas con un nivel de significancia del 99 %.

Considerando los valores de correlación mostrados en la tabla 3.17, se procedió a desarrollar un modelo de regresión para predecir los valores de la NWIPR de primavera con los valores de los modos dominantes de la SST del Pacífico. La ecuación que describe este modelo viene definida por:

$$NWIPR = a * PC1_Invierno + b * PC2_Otoño + c * PC1_Verano \quad (\text{ecuación 3.6})$$

donde: $a=0.0087$; $b=-0.2368$; $c=-0.2084$.

Se eligieron como variables de entrada las PCs que en cada estación mostraron la mayor correlación con la NWIPR de primavera. Este modelo da una correlación entre los datos observados y los datos predichos de 0.46 con un nivel de significancia del 99 %. La tabla de contingencia elaborada con la ayuda de los datos obtenidos de la ecuación 3.6 (tabla 3.18) confirma los resultados obtenidos con la tabla 3.16. Los años con eventos tipo Niña, SSTA negativas, producirán primaveras secas en el noroeste de la Península Ibérica, mientras que los años con eventos tipo Niño, SSTA positivas, no muestran ningún tipo de predicción clara en la precipitación de nuestra región.

EOF	Predicho (-)	Predicho (+)
Observado (-)	10	0
Observado (+)	4	7

Tabla 3.18: Tabla de contingencia elaborada con las ecuaciones del modelo de regresión de la anomalía de la precipitación de primavera considerando las principales modos del área (50 °N – 56 °S), (144 – 286 °E), (ver ecuación 3.6)

Para buscar razones dinámicas y relaciones físicas que puedan explicar este comportamiento se calcularon las correlaciones entre el índice Niño 3 y la SLP de la región (10 – 80 °N), (60 °O – 80 °E). Los resultados se muestran en la figura 3.17. Un análisis de esta figura muestra una correlación negativa entre el índice Niño 3 de invierno y la SLP de primavera en un área que se localiza al norte de la Península Ibérica. Esto significa que SSTA negativas en el Pacífico ecuatorial se relacionan con altas presiones sobre el mar del Norte que bloquean el paso de los frentes fríos asociados a las bajas presiones que atraviesan el Atlántico Norte y viceversa. Esta correlación se mantiene si se considera el índice Niño 3 de los precedentes otoño, verano o primavera. Si en lugar de utilizar el Niño 3 se utiliza el Niño 1+2 la correlación también se mantiene.

Si se separa el análisis anterior en años que presentan condiciones “El Niño” (15 años) y en años que presentan condiciones “La Niña” (12 años) se puede observar una fuerte correlación positiva entre los eventos tipo Niña y las altas presiones ubicadas sobre la Península Ibérica y el Mediterráneo (figura 3.17 c). Esto justifica porqué con los eventos tipo Niña obtuvimos primaveras secas. Sin embargo, los años con eventos tipo Niño no muestran una correlación significativa con la SLP de primavera sobre el área de estudio.

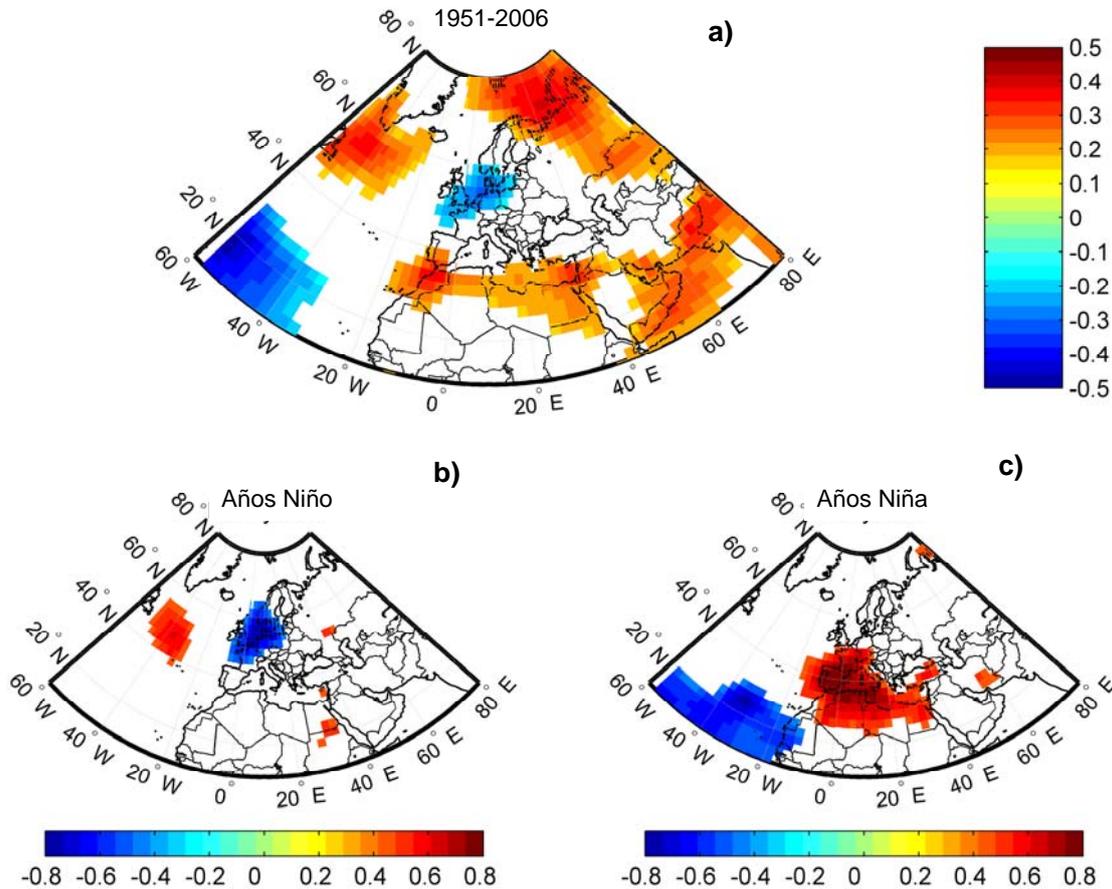


Figura 3.17: (a) Correlación entre el índice Niño3 de invierno y la SLP de primavera en el área de estudio de 1951 a 2006 (b) Correlación entre el índice Niño 3 de invierno de los años con eventos tipo Niño y la SLP de primavera en el área de estudio de 1951 a 2006 (c) Correlación entre el índice Niño 3 de invierno de los años con eventos tipo Niña y la SLP de primavera en el área de estudio de 1951 a 2006

Si volvemos nuevamente a la figura 3.16 se puede observar la existencia de una fuerte relación entre el NWIPR de primavera y el comportamiento de la SST de invierno de la región ENSO. Para poder explicar este comportamiento es necesario un análisis profundo de la circulación atmosférica global que explique la conexión existente entre esta región del Pacífico y la región de estudio de este trabajo. Así se intentará analizar el método mediante el cual la señal del ENSO llega hasta las latitudes medias del Atlántico Norte.

Tal y como se había mencionado en la figura 3.15, en la década de los 70 se aprecia un cambio significativo en los valores de correlación entre la precipitación de la región de estudio y la SST de las regiones del océano Pacífico utilizadas para calcular el índice Niño 3 y Niño 1+2. Este cambio se hace más significativo para el caso en el que se correlacionan las SST de invierno con la precipitación de primavera (figura 3.15 a). Coincide con el cambio de circulación ocurrido en el sistema atmósfera-océano sobre el Pacífico Norte entre 1976 y 1977 y muchos estudios se refieren a él como *Climate Shift*

(Miller et al., 1994, Trenberth, 1990). Los efectos de este *Climate Shift* se hicieron notar principalmente en las regiones tropicales, en el Hemisferio Sur y en el Atlántico Norte. La disminución de la precipitación en el Sahel en las últimas décadas también se asocia a este cambio de circulación, así como en Sudán, en la cuenca amazónica o en el noreste brasileño (Polo et al., 2008; Mohino et al., 2010). También se observaron cambios en los patrones de SST de las regiones este y central del Pacífico Norte como consecuencia del *Climate Shift* (Desert et al., 2006). Además de todo esto, el *Climate Shift* produjo modificaciones en la presión y en la SST del Atlántico Norte tropical, circulaciones de Hadley anómalas, alteraciones en el recorrido que siguen las tormentas en el Hemisferio Sur y modificaciones en la corriente en chorro al sur del subtropical (Baines y Folland, 2007). Otros trabajos muestran modificaciones en el patrón NAO de verano (Hurrell y Folland, 2002). Aunque estos cambios se han apreciado más en la temporada estival también se han dejado notar en invierno (Baines y Folland, 2007).

Ante esta situación y tras analizar la figura 3.15, donde se observa cómo se pasa de una correlación casi nula entre la región Niño 1+2 a una correlación significativa al 95 % de, aproximadamente, 0.4, se procedió a un análisis en detalle de varias variables para intentar explicar la relación entre la SST de la zona ENSO del Niño 1+2 y del Niño 3 y la precipitación del noroeste peninsular. Para dicho análisis se dividió el periodo de estudio en dos subperiodos, uno antes y otro después del *Climate Shift*, y se analizó el comportamiento de las siguientes variables: SST, SLP, viento zonal en 200 y 925 hPa y función de corriente en 0.2010 y 0.995 sigma, que corresponden con los niveles de 200 y 925 hPa, respectivamente.

El análisis se hizo para el período 1951-2006 por ser esta la longitud temporal de los datos de precipitación utilizados. Los subperíodos considerados fueron 1951-1977 y 1978-2006. Se tomó como punto de división 1977 por ser el año en el que los estudios consideran que tuvo lugar el *Climate Shift* (Miller et al., 1994).

En la figura 3.18 se muestra la correlación entre la SLP de primavera y el índice Niño3, dividiendo el estudio en los dos subperiodos mencionados anteriormente y en eventos Niño (índice Niño 3 > 0.4) y eventos Niña (índice Niño 3 < 0.4).

Analizando los resultados se puede observar que, entre 1951-1977, en los períodos Niña aparece una correlación positiva sobre la parte norte de la Península Ibérica (figura 3.18 a), mientras que en los eventos Niño no se observa ningún tipo de correlación sobre el área de estudio (figura 3.18 b). Esto indica una falta de linealidad en el comportamiento de ambos eventos. La correlación positiva observada en los años con eventos tipo Niña desaparece para el segundo periodo de estudio 1978-2006 (figura 3.18 c). Sin embargo, aparece en los años con eventos tipo Niño una fuerte correlación negativa sobre el norte de la Península Ibérica (figura 3.18 d). Esto muestra que antes del *Climate Shift* los eventos Niña afectaban a Galicia y al norte de la Península Ibérica, mientras que los eventos Niño no lo hacían. Después del *Climate Shift*, serán los eventos tipo Niño los que afecten a Galicia, mientras que los eventos tipo Niña no lo harán. Los resultados utilizando el índice Niño 1+2 en lugar del índice Niño 3 no se muestran aquí pero presentan resultados similares.

Posteriormente, para cada uno de los períodos considerados se calculó el NWIPR de primavera (ecuación 3.1) y se buscaron los eventos extremos de precipitación, que son aquellos en los que NWIPR de primavera es mayor o menor que la desviación típica. De esta forma para el periodo de 1951 al 2006 se encontró que:

- Los años con eventos extremos positivos son: 1958, 1966, 1969, 1983, 1988, 1993, 1997, 1998, 2000
- Los años con eventos extremos negativos son: 1954, 1962, 1965, 1975, 1976, 1982, 1990, 1991, 1995, 2006

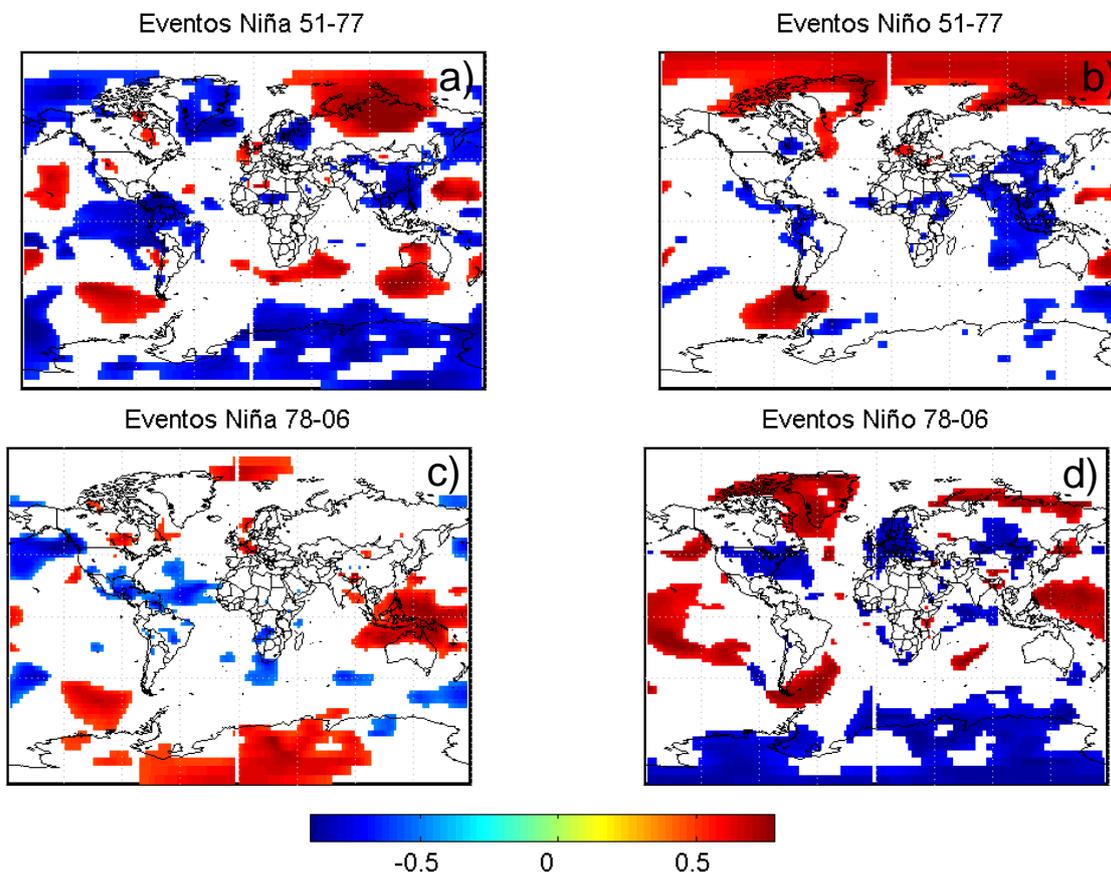


Figura 3.18: Correlación significativa (mayor que el 90 %) del índice Niño 3 de invierno con la SLP de primavera para los períodos considerados

Con estos años se estudió el comportamiento de las variables antes mencionadas: SST, viento zonal y función de corriente en 200 y 925 hPa.

Para el análisis del comportamiento de la SST en los años en los que NWIPR de primavera es extremo se tomó la anomalía trimestral en los meses de enero-marzo, febrero-abril, marzo-mayo y abril-junio buscando seguir el comportamiento de la SST desde invierno hasta primavera. Esta anomalía se calcula restando a la SST media de los años con eventos extremos, la SST media del período considerado: 1951-1977 o 1978-2006.

Recordemos que en la figura 3.18 los eventos tipo Niña en el período de 1951-1977 mostraban un área de altas presiones localizada sobre el norte de la Península Ibérica, indicando una disminución de la precipitación en dicha región durante la primavera.

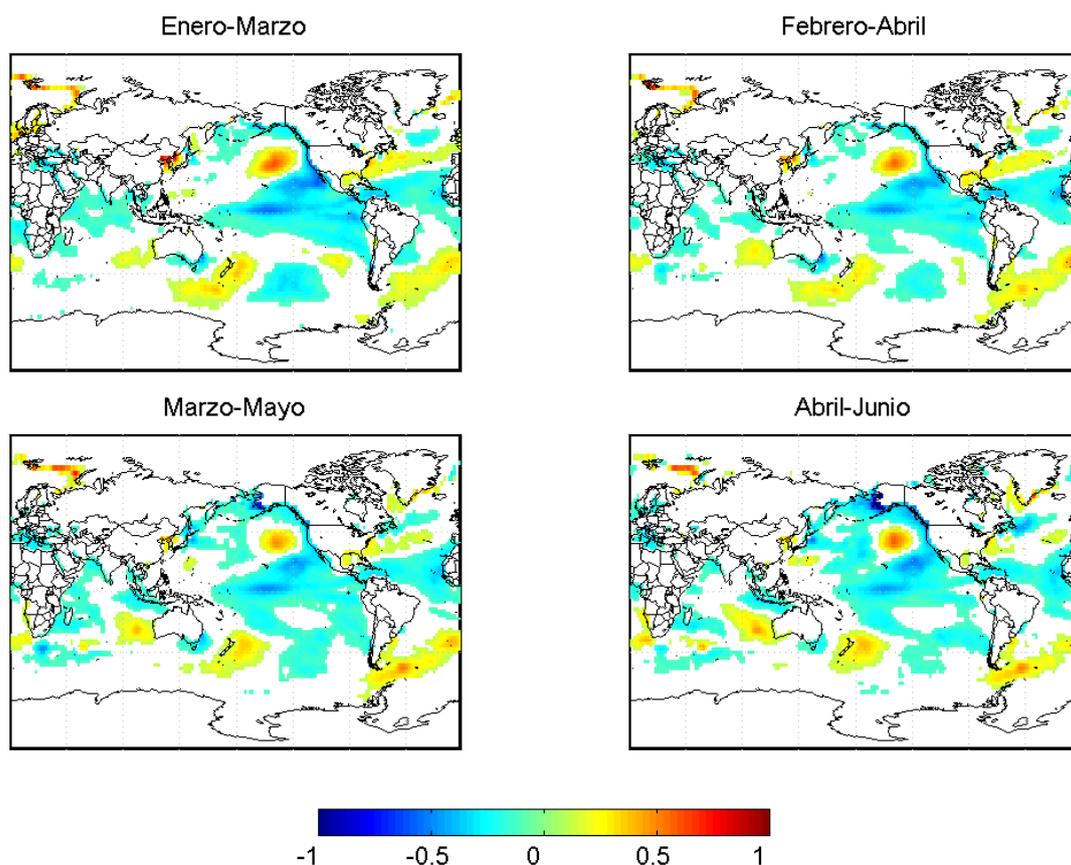


Figura 3.19: Anomalías de SST en el período 1951-1977 para los extremos negativos de NWIPR

El estado de la SST desde invierno a primavera durante los años de ocurrencia de eventos extremos negativos de NWIPR en primavera durante el periodo 1951-1977 (figura 3.19), muestra la formación de un posible evento tipo Niña en las aguas del Pacífico ecuatorial. Destacan también las anomalías negativas de SST que se distribuyen por todo el globo y el centro de anomalías positivas ubicado en el Pacífico Norte.

El mismo estudio presentado en la figura 3.19 pero para el periodo 1978-2006 no presenta ningún patrón que recuerde ni a un evento tipo Niño ni a un evento tipo Niña (figura 3.20). Recordemos que en la figura 3.18 en la que se mostraban la correlación de la SLP con los eventos tipo Niña después del 1977 no se observaba ninguna correlación significativa sobre la Península Ibérica. Es de destacar que en la figura 3.20 aparecen regiones con anomalías positivas de SST a diferencia de lo que ocurría en la figura 3.19. Además, también se observa un cambio en las anomalías de temperatura del Atlántico Norte.

Considerando ahora las anomalías de SST para los años que presentan extremos positivos en la NWIPR de primavera entre 1951-1977, (figura 3.21) se observa una región de correlaciones positivas frente a las costas de Senegal. Pero lo más destacable es la región de anomalías positivas en el centro de la cuenca pacífica. Dichas anomalías pueden sugerir que se está ante un evento tipo Niño en su estado final.

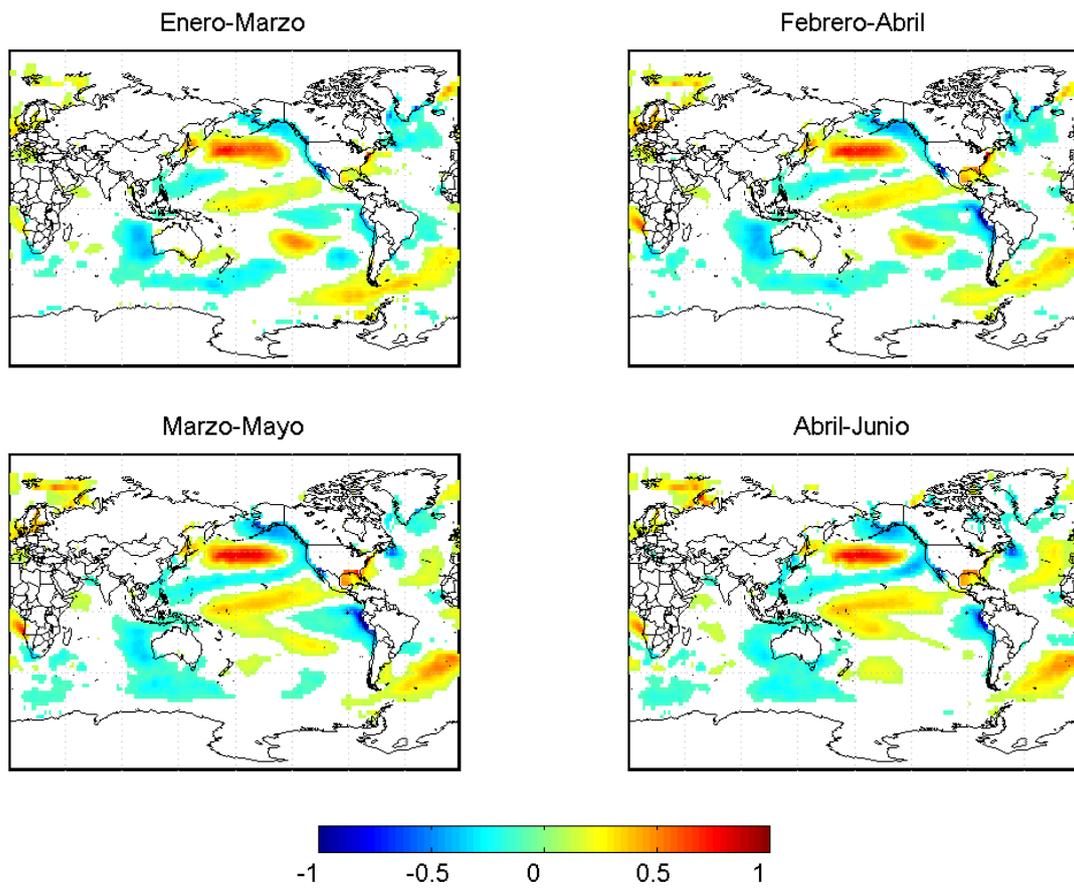
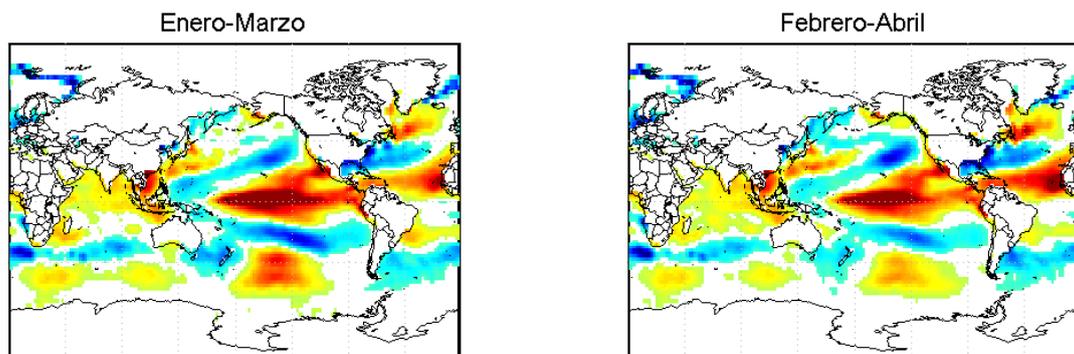


Figura 3.20: Anomalías de SST en el período 1978-2006 para los extremos negativos de NWIPR en primavera

Las anomalías de SST en el periodo 1978-2006 para los años con extremos positivos de NWIPR en primavera (figura 3.22), parecen mostrar un evento tipo Niño en el Pacífico ecuatorial. Además, existe un centro de anomalías positivas en el Atlántico frente a las costas de Senegal, que podría sugerir un posible mecanismo de retroalimentación entre el viento, la evaporación y la SST (en adelante mecanismo de WES, del inglés Wind-Evaporation-SST feedback). Este mecanismo es el que causa las oscilaciones decadales sobre el Atlántico tropical, un modo meridional similar se encuentra en el Pacífico (Mahajan et al., 2009).



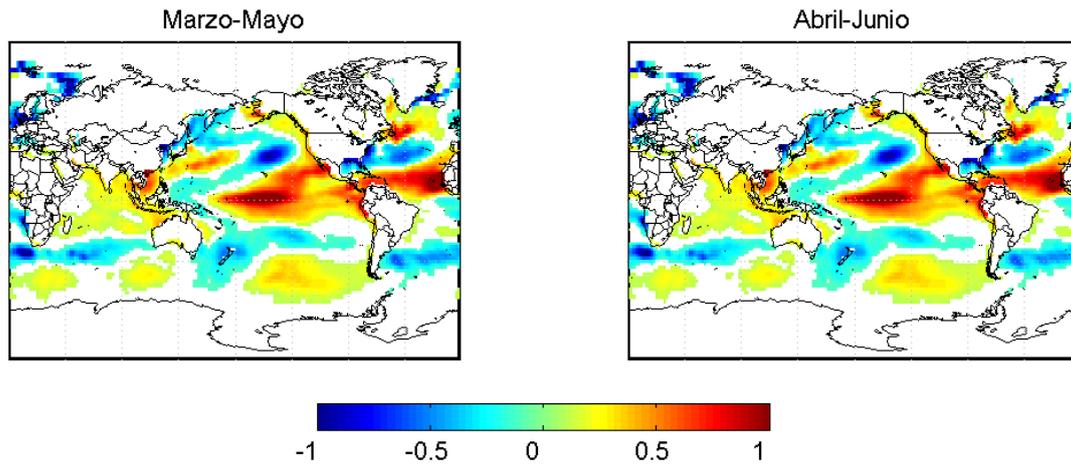


Figura 3.21: Anomalías de SST en el período 1951-1977 para los extremos positivos de NWIPR en primavera

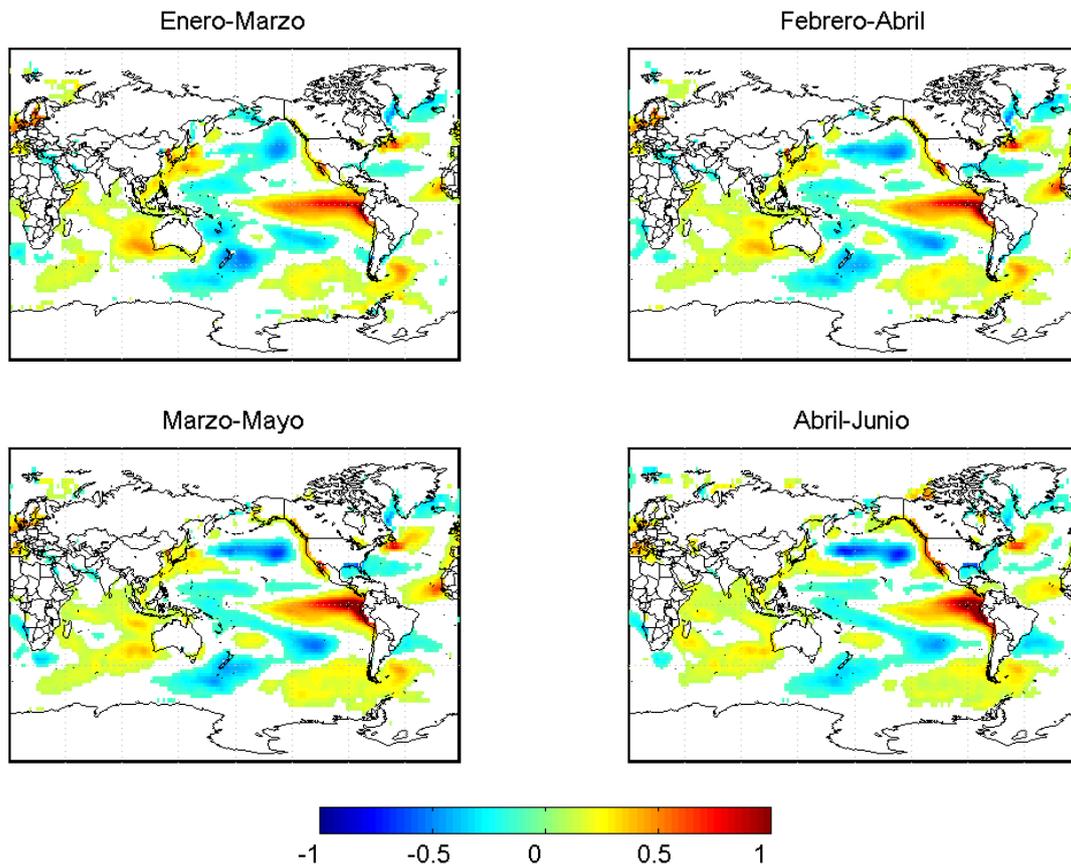


Figura 3.22: Anomalías de SST en el período 1978-2006 para los extremos positivos de NWIPR en primavera

Wang describe el mecanismo de WES en su trabajo del 2002 (Wang, 2002). En él dice que el modo ecuatorial Atlántico contiene una retroalimentación positiva entre el océano y la atmósfera, que estaría asociada a la circulación de Walker atlántica y que

provocaría una circulación anómala de las células de Walker y Hadley (figura 3.23), dando lugar a una circulación anómala en el Atlántico Norte. La dirección usual de la circulación en estas células es la inversa a la que se presenta en la figura 3.23, pero debido a la anomalía de SST que se produce en los eventos tipo Niño esta dirección se invierte. Esta anomalía de SST produce ascensos de aire en la zona este del Pacífico que se desplazan hacia el este debilitando los alisios y produciendo una célula de Walker anómala. Esta célula activa a la célula de Hadley, produciendo anomalías positivas de SST en la zona del Atlántico tropical.

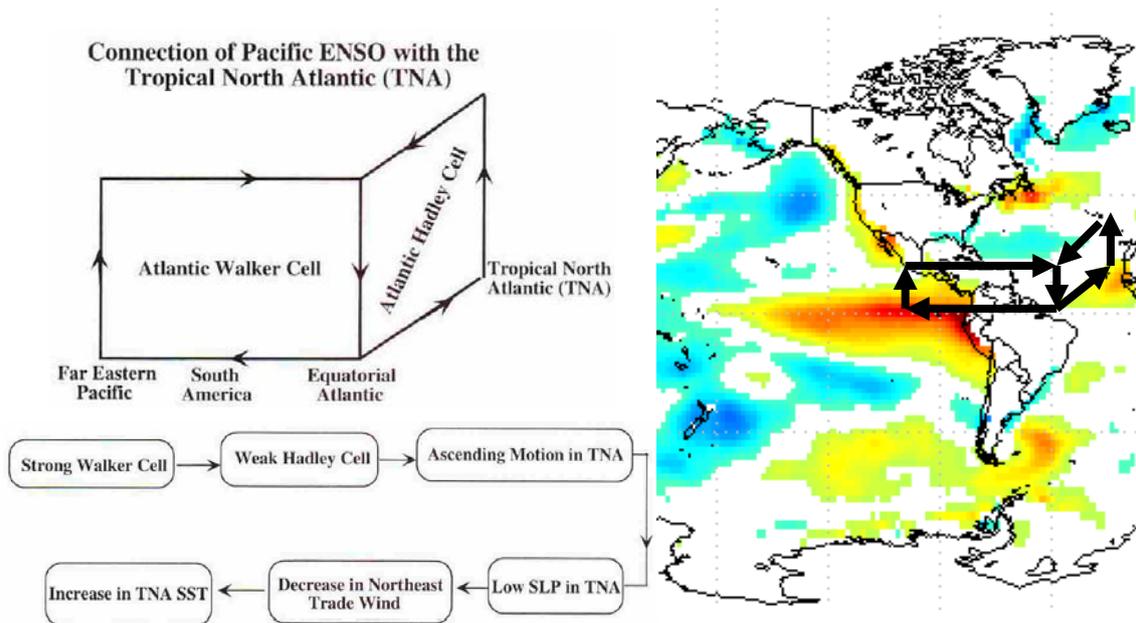


Figura 3.23: Células anómalas de Walker y Hadley (tomado de Wang, 2002) y su ubicación dentro de uno de los mapas de anomalía de SST calculados

Si recordamos la figura 3.18 teníamos que los eventos tipo Niño para el periodo 1978-2006 eran los que presentaban una correlación negativa asimilable a un área de bajas presiones sobre el norte peninsular, lo que coincide con un aumento de la precipitación de primavera. En la figura 3.14 se mostraba que para calcular el Niño 1+2 se utiliza la SST de una pequeña área localizada junto a la costa chilena. Antes de 1977, la región de anomalías positivas de SST se localiza en el centro de la cuenca del Pacífico ecuatorial (figura 3.21), esto explicaría que al tomar la región del Niño 1+2 para hacer la correlación con la NWIPR de primavera esta no fuera significativa. Sin embargo, después del 77 (figura 3.22), la región de SST con anomalías positivas se encuentra pegada a las costas de Suramérica. Esto puede explicar el cambio observado en la correlación después del *Climate Shift* ocurrido en la década de los 70, que se observó en la figura 3.15.

Las siguientes variables que analizamos son las anomalías de la función de corriente en el nivel 0.2010 sigma y el viento zonal medio en 200 hPa. Superponiendo ambas variables dentro de una misma gráfica obtendremos información de cómo se traslada la señal ENSO hasta las latitudes del suroeste europeo y cual es la situación de la alta troposfera cuando el NWIPR de primavera presenta un comportamiento extremo. Al

igual que en los análisis previos se dividió el periodo de estudio en los subperiodos que van de 1951 a 1977 y de 1978 a 2006. Se considera el estudio de estas variables en primavera (de abril a junio) para ver cuál es la situación de la corriente en chorro en esta estación. En todas las figuras se representa la función de corriente con líneas de contorno y el viento zonal con colores sombreados.

En el período 1951-1978 (figura 3.24). La función de corriente sobre la Península Ibérica, norte de África y toda Europa muestra valores positivos al considerar los eventos de extremos negativos (NWIPR < σ), Esto justificaría las altas presiones encontradas para este período en la figura 3.18 a y la disminución de las precipitaciones. Además, se observa claramente un debilitamiento en la corriente en chorro en 45 °N-135 °O que permitiría el paso de la señal del ENSO. Se puede observar también un centro de función de corriente positivo sobre el Pacífico Norte, que estaría relacionado con el centro de anomalías positivas de la SST que se observó en la figura 3.19.

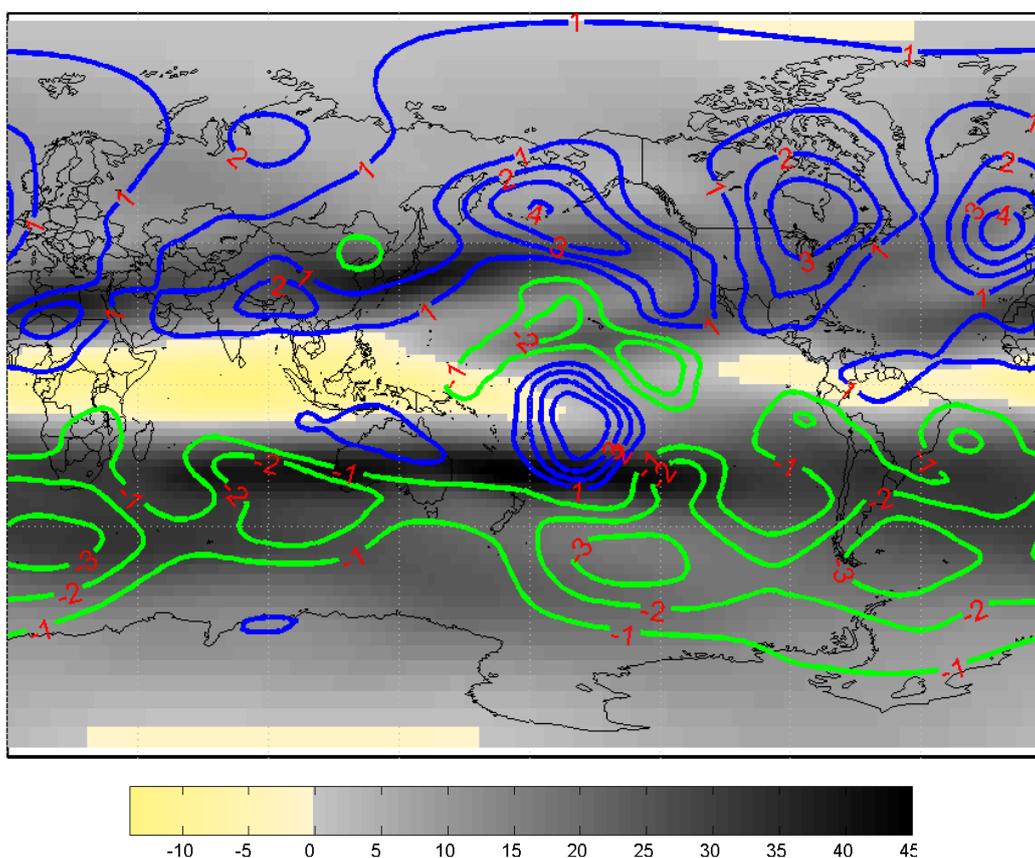


Figura 3.24: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1951-1977 para los eventos negativos de precipitación en niveles altos

El mismo análisis para el período 1978-2006 presenta un dipolo de anomalías en función de corriente sobre la Península Ibérica, con un centro positivo sobre el noroeste de la Península Ibérica y uno negativo localizado al sur de la Península Ibérica y norte de África (figura 3.25). Este resultado, unido al hecho de que los centros no son tan fuertes como los observados en la figura 3.24, justificarían la ausencia de correlaciones significativas en este período entre la SLP y los eventos tipo Niña (figura 3.18 c).

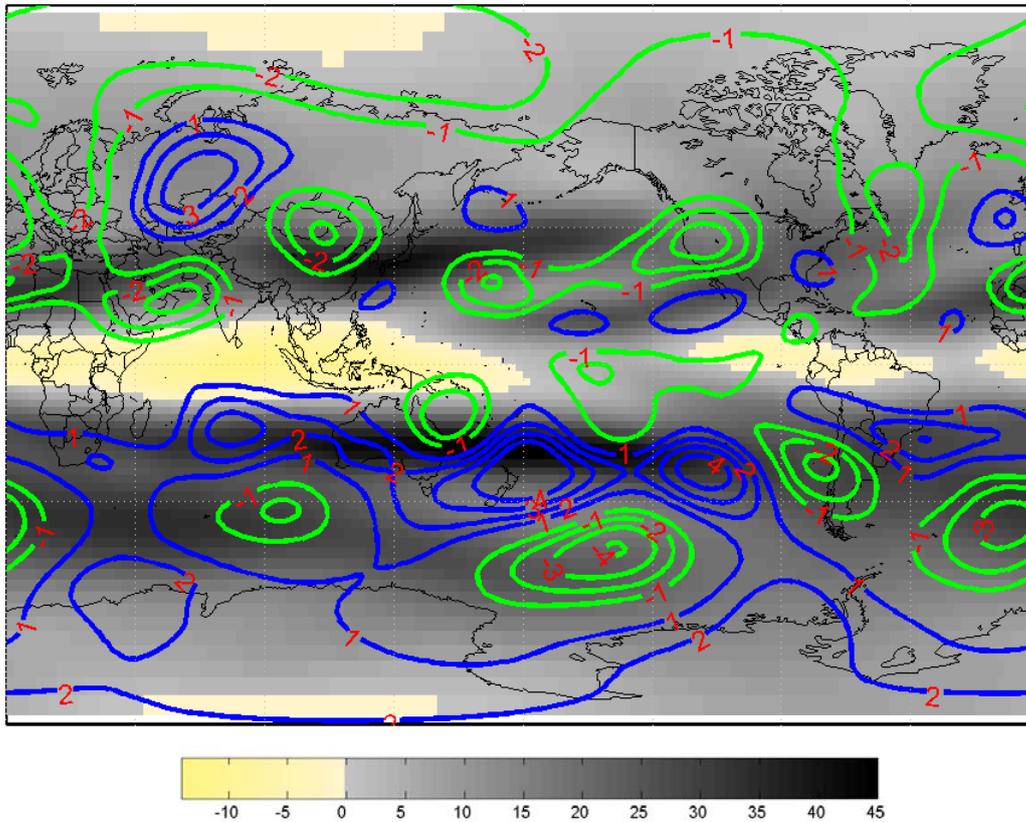


Figura 3.25: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1978-2006 para los eventos negativos de precipitación en niveles altos

En el análisis de los eventos de extremos positivos de NWIPR en primavera para el período 1951-1977 (figura 3.26) la zona de Europa y norte de África se encuentra bajo centros de anomalías de función de corriente relativamente débiles, lo que justificaría la ausencia de correlaciones significativas en este período con los eventos tipo Niño (figura 3.18 b). Se observa un patrón con forma de arco, que va desde el centro del Pacífico hasta Canadá. Este patrón presenta diversos centros que alternan su signo. Además, el centro observado en el Pacífico central concuerda con la anomalía positiva de SST que se observó en la figura 3.22 y que estaba localizada en el centro del Pacífico ecuatorial. Estos patrones tipo arco son ondas de Rossby que comienzan por anomalías en la SST. Dado que la anomalía centrada en el Pacífico se encuentra localizada hacia el oeste de la cuenca, no permite que el patrón tipo arco llegue hasta el suroeste europeo.

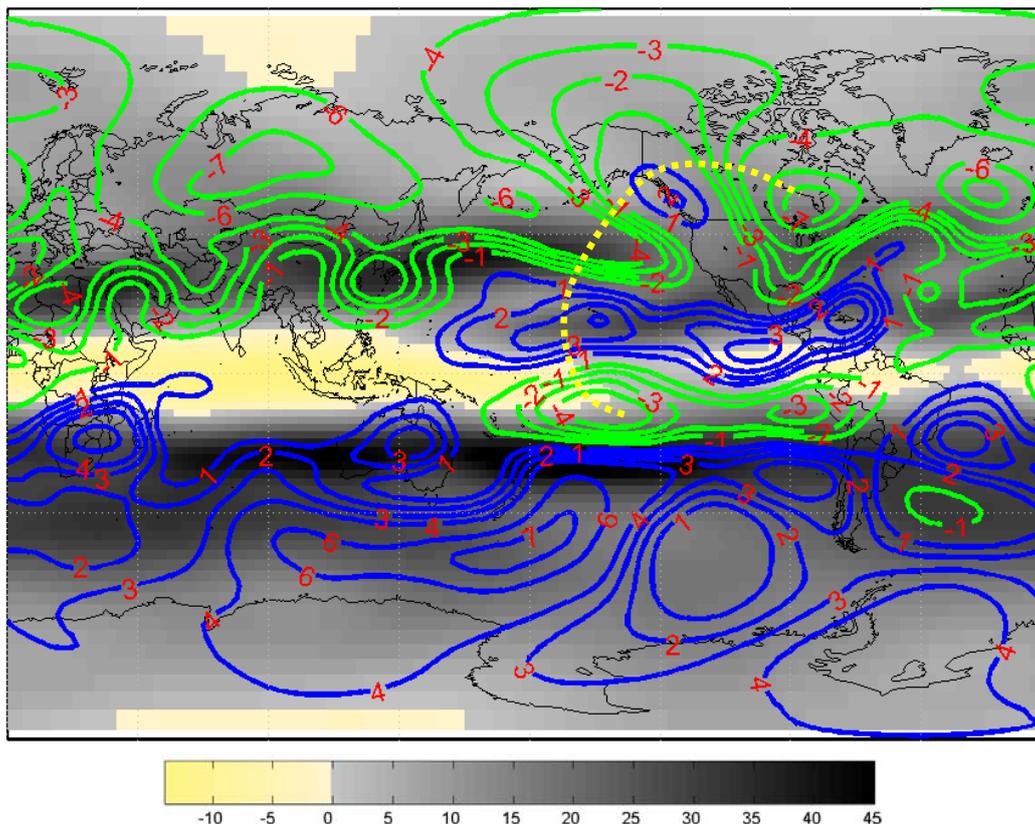


Figura 3.26: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1951-1977 para los eventos positivos de precipitación en niveles altos. El patrón tipo arco observado se representa en amarillo

Sin embargo, en el periodo entre 1978-2006, la situación cambia, ya que durante este periodo, para los años con eventos de extremos positivos de NWIPR en primavera, la anomalía positiva de SST se encuentra al este del océano Pacífico pegada a las costas de Chile (figura 3.22). Esto hace que el patrón tipo arco observado en la figura 3.26 y que comenzaba al oeste del océano Pacífico se desplace hacia el este y ahora comience con un centro de anomalías positivas en función de corriente, localizado sobre la zona en la que se observaba la anomalía positiva en la SST en la figura 3.22. Este patrón tipo arco, que no es más que un tren de ondas que alternando de signo, termina con un centro de anomalías negativas sobre la Península Ibérica (figura 3.27). Aparece también un debilitamiento de la corriente en chorro en 45 °N-135 °O que permite el paso de la señal ENSO.

Es importante destacar que las anomalías de la función de corriente para los eventos extremos de precipitación negativa (figuras 3.24 y 3.25) no presentan patrones tipo arco, o trenes de ondas, de forma tan clara e intensa como en las figuras 3.26 y 3.27. Esto quiere decir que la transmisión de la señal observada en el Pacífico hasta el suroeste europeo cuando tiene lugar un evento tipo Niño, no se realiza de la misma forma que cuando tiene lugar un evento tipo Niña.

Para saber si esto se produce a través de un mecanismo de WES hay que comprobar si existe un cambio de signo en la función de corriente a distintos niveles. Para que este mecanismo se cumpla, es decir, para que las células de Walker y de Hadley sean anómalas, tiene que ser baroclínico (signo opuesto de la función de corriente en los

centros observados a distintas alturas) donde se producen los ascensos de la célula de Walker y barotrópico (mismo signo de la función de corriente en los centros observados a distintas alturas) donde se producen los movimientos horizontales.

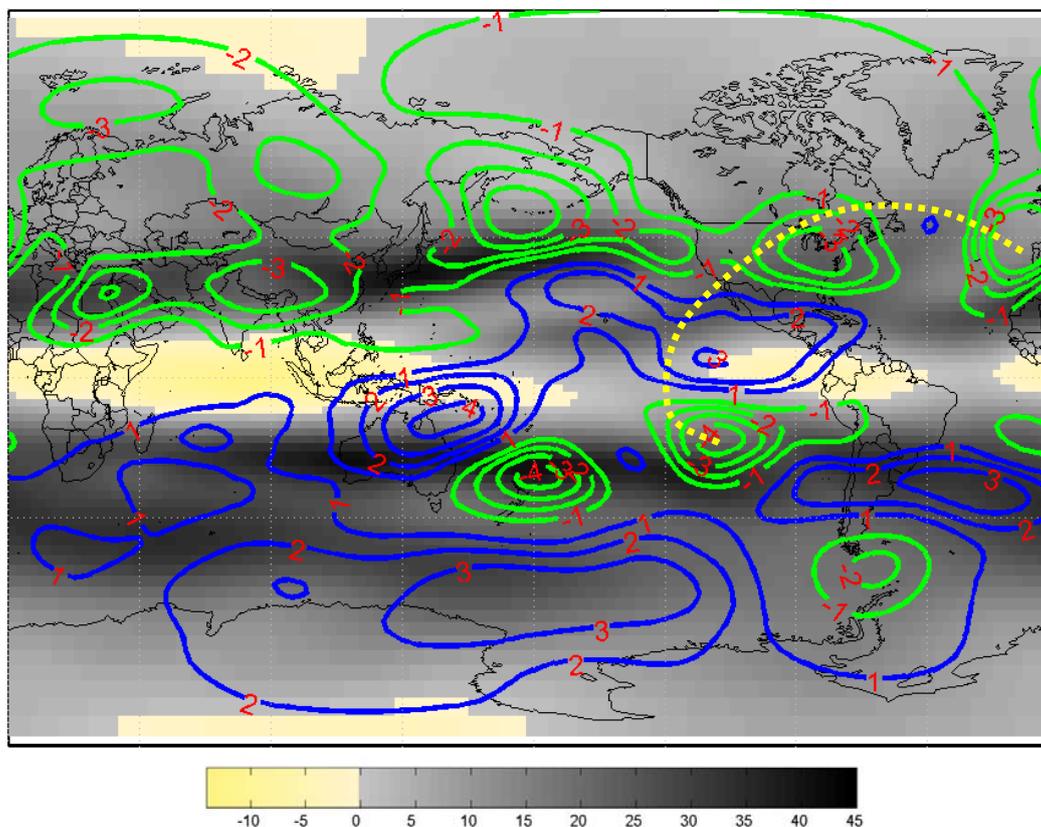


Figura 3.27: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreado) en el período 1978-2006 para los eventos positivos de precipitación en niveles altos. El patrón tipo arco observado se representa en amarillo

Para comprobar esto se analiza a continuación la anomalía de la función de corriente en el nivel 0.995 sigma (líneas de contorno) y el viento zonal medio en 925 hPa (sombreado) en primavera (de abril a junio) (figuras 3.28-3.31). Se realizará una comparación con las imágenes de función de corriente-viento zonal en niveles altos que ya se han analizado (figuras 3.24-3.27).

Para analizar lo que sucede en el período 1951-1977 para los eventos negativos de precipitación hay que comparar las figuras 3.24 y 3.28. Se puede observar que existe barotropía en los centros localizados sobre la Península Ibérica y la costa este de EEUU, ya que mantienen su signo. Sin embargo parece que en la costa oeste de EEUU existe un cambio de signo aunque no se ve tan claro y la anomalía de función de corriente en niveles bajos es débil en esa región (figura 3.28). Esto es debido a la dificultad de analizar la transmisión de la señal de un evento tipo Niña, que no es tan clara como en un evento tipo Niño tal y como se había comentado con anterioridad.

Si ahora se analizan los eventos negativos de precipitación en el período 1978-2006, hay que recordar que en este período las Niñas no tenían influencia sobre la Península Ibérica, se puede observar que los centros de anomalía de función de corriente

observados en el Pacífico y en el Atlántico conservan su signo con la altura, siendo por tanto barotrópicos y no dándose el mecanismo de WES (figuras 3.25 y 3.29).

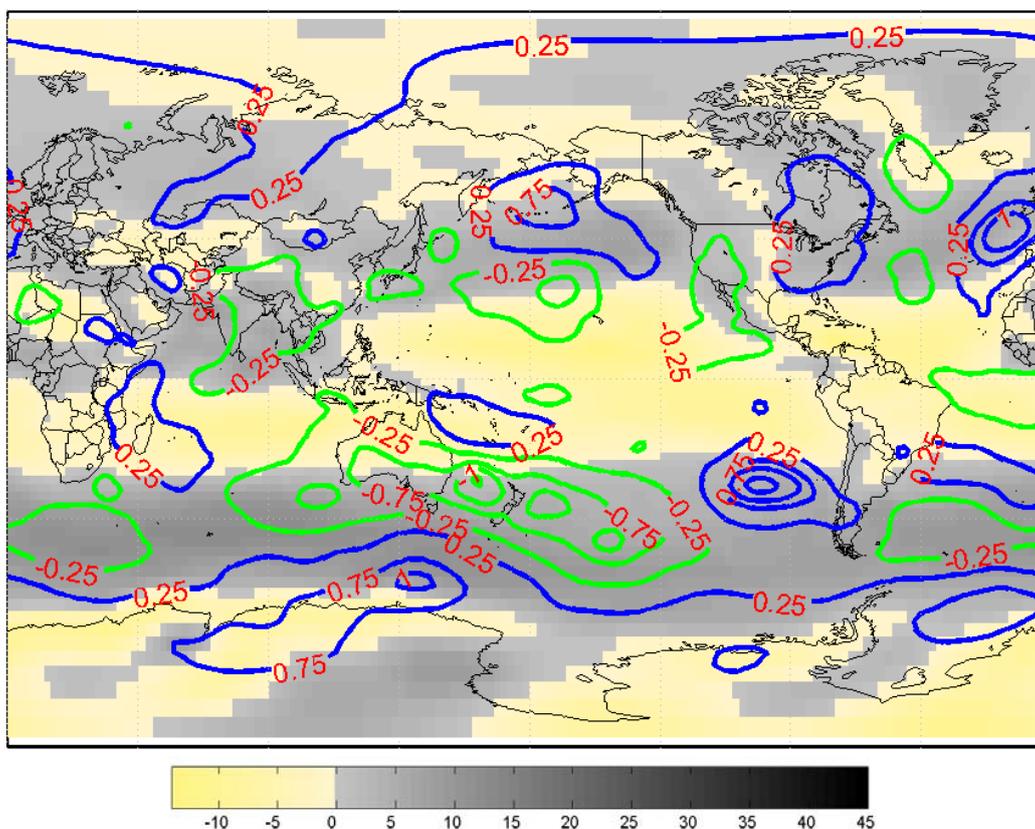


Figura 3.28: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1951-1977 para los eventos negativos de precipitación en niveles bajos

En el caso de eventos extremos positivos de NWIPR, se puede observar un cambio de signo en el centro ubicado en el Pacífico ecuatorial, coincidiendo con la anomalía de SST observada al comparar las figuras 3.26 y 3.30. Eso implica que en este caso, para el periodo 1958-1977, existe baroclinidad y en ese lugar se produce el ascenso de la célula anómala de Walker y por lo tanto se da el mecanismo de WES. No obstante, como dicho ascenso está localizado en medio de la cuenca del Pacífico las ondas de Rossby no son capaces de llegar al área de la Península Ibérica, como se había comentado anteriormente.

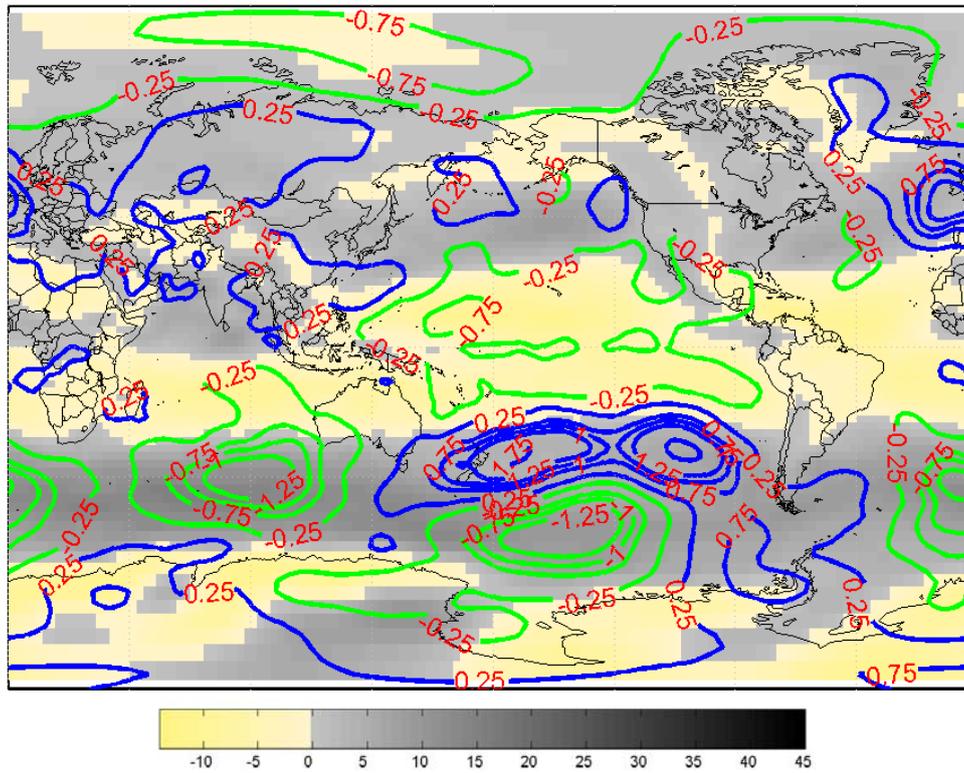


Figura 3.29: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1978-2006 para los eventos negativos de precipitación en niveles bajos

Para el periodo 1978-2006 se repite el cambio de polaridad en el Pacífico ecuatorial observado entre las figuras 3.26 y 3.30 pero ahora desplazado hacia el este. Esta baroclinidad se localiza donde empieza el patrón tipo arco que se comentó en la figura 3.27. Se confirma pues el cambio de signo debido a la anomalía en la célula de Walker y al mecanismo de WES. También se observa un cambio de signo en las anomalías de función de corriente frente a las costas de Senegal, donde se habían observado anomalías positivas de SST (figura 3.22).

3.5.3 Relación entre anomalías de SST del Atlántico Norte y la precipitación mensual

En esta sección se buscará la influencia sobre la precipitación de aquellas áreas oceánicas más próximas al área de estudio. Dicha región oceánica es el Atlántico Norte, que baña gran parte de la región. Para este análisis se redujo la escala temporal a un mes debido a la proximidad de la región oceánica. Esta reducción de escala permitirá observar relaciones que en una escala estacional pueden pasar desapercibidas.

El método seguido en este estudio es similar al desarrollado en los estudios anteriores. Primeramente se buscaron aquellos meses y desfases que cumplieran los criterios de significancia de campo, finitud e interdependencia que se mencionaron en la sección 3.4 de métodos. La tabla 3.19 muestra los resultados del test de significancia aplicado a la correlaciones entre las SSTA del Atlántico Norte y NWIPR sin desfase y desfases de hasta 3 meses.

Solo 5 meses (febrero, abril, mayo, octubre y diciembre) presentan correlaciones estadísticamente significativas entre SSTA y NWIPR sin desfase. A pesar de eso, excluirémos diciembre en el estudio posterior porque no se cumple el test de significancia de campo cuando se realiza en análisis con 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.

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 3.19: 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

La figura 3.32 muestra la distribución geográfica de las correlaciones significativas entre las SSTA y NWIPR.

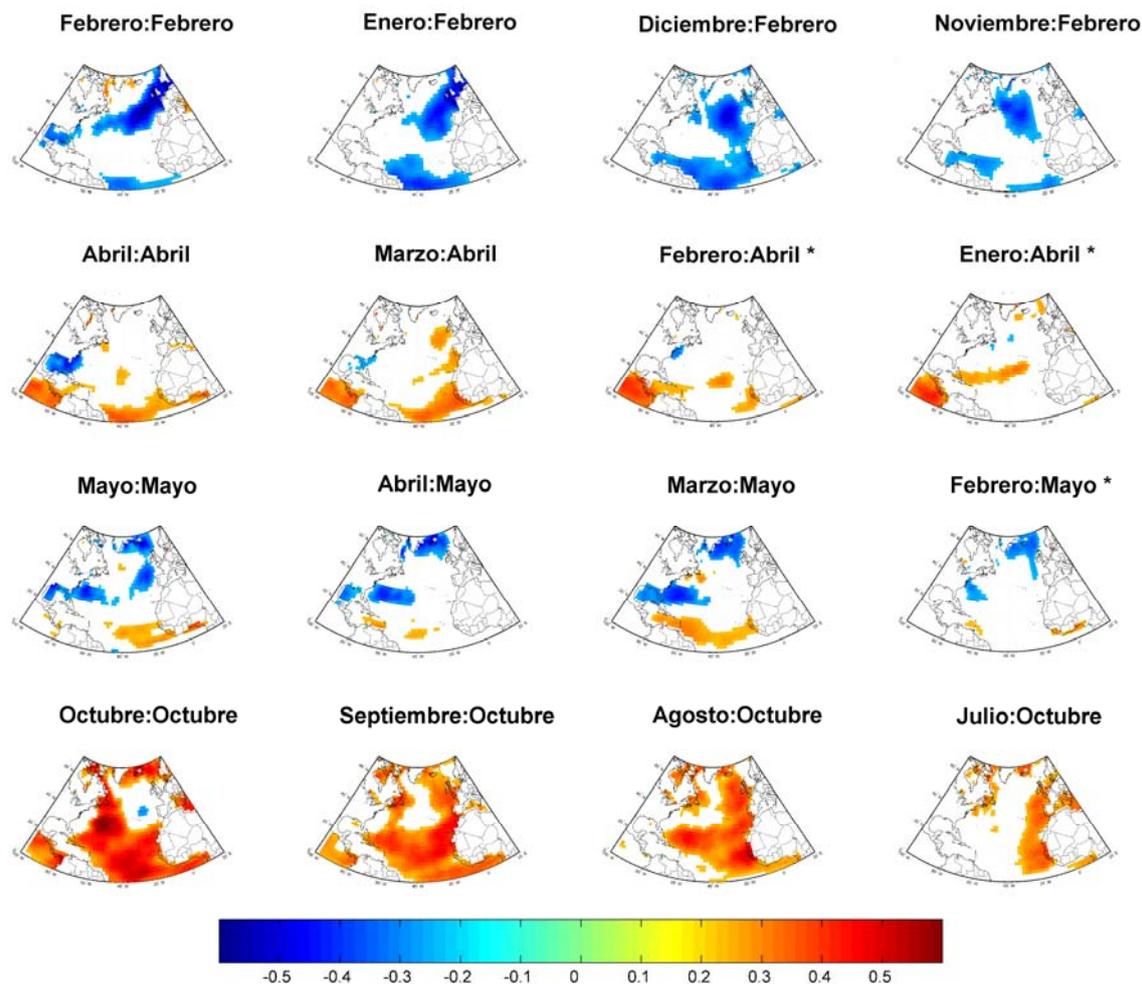


Figura 3.32: Distribución espacial de las correlaciones significativas entre las SSTA y NWIPR con y sin desfase. Las figuras marcadas con asterisco son aquellas que no satisfacen el criterio de interdependencia

Esta correlación dependerá del mes que estemos estudiando. Cuando se analizan las correlaciones sin desfase para febrero en la figura 3.32, se puede 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 que es bastante conocida, y en el que se puede observar que el lóbulo en la costa este de los EEUU es insignificante. Este lóbulo sólo se observa al considerar una significancia del 90 % en el test de T-Student. El tripolo es el patrón destacado de la variabilidad de SST en el Atlántico Norte (Czaja y Frankignoul, 1999; Marshall et al., 2001) y ha sido relacionado con la circulación atmosférica y en particular con el patrón NAO en invierno (Czaja y Frankignoul, 2002; Czaja et al., 2003; Cassou, 2004 b). Los dos lóbulos situados al norte pueden tener impacto en las

trayectorias que siguen las tormentas al cruzar el Atlántico, mientras que el lóbulo al sur puede afectar la circulación de Hadley (Czaja et al., 2003; Losada et al. 2007). Algunos trabajos han probado la existencia de relaciones entre el lóbulo sur de este patrón y la precipitación de invierno en la Península Ibérica y en el noroeste de África (Rodríguez-Fonseca y Castro, 2002; Rodríguez-Fonseca et al., 2006). La aparición de anomalías negativas en los dos lóbulos contribuye a un debilitamiento del semipermanente anticiclón de las Azores, favoreciendo la llegada de más frentes fríos a la región bajo estudio. La localización de estas anomalías es consistente con el dominio de situaciones de patrones de tiempo (o Weather types) de invierno, con vientos de suroeste y de oeste (Lorenzo et al., 2008 a). La anticorrelación entre SSTA en estas áreas y la lluvia en febrero puede verse afectada por la estabilidad de la columna de aire en la que influye el agua fría oceánica inmediatamente inferior, disminuyendo la actividad de los frentes fríos que se mueven sobre esas áreas.

Analizando octubre (figura 3.32) sin desfase aparecen correlaciones extensas con valores altos de correlación. 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 época del año. La SSTA negativa o 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 a). En este 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 chorros polares se aproximan a la latitud de Galicia. Por otro lado, en agosto y septiembre la “warm pool” atlántica, o zona del Golfo de México, está también positivamente correlacionada con la lluvia de octubre. Algunos trabajos han probado que el Golfo de México, normalmente cálido y con temperaturas oceánicas elevadas, tiende a reducir la fuerza del anticiclón subtropical del Atlántico Norte (Wang et al., 2007).

Abril (figura 3.32) sin desfase está caracterizado por una banda tropical de correlaciones positivas. Se alarga desde el Golfo de Guinea hasta las costas americanas, alcanzado el océano Pacífico. Los patrones que aparecen para mayo y abril no son tan claros. Una posible explicación es la posible distorsión del patrón tripolo por advección, con un patrón no discernible. Hay que hacer notar que para abril se obtienen puntos fuera del Atlántico, en el área del Pacífico Ecuatorial, en concordancia con la conexión encontrada previamente entre el área de SST de “El Niño” y Galicia para primavera. Hay estudios previos que sugieren que el análisis de la variabilidad climática del Atlántico Norte debe tener en cuenta el papel de los trópicos, incluyendo las regiones oceánicas del Pacífico y del Índico (Hurrell et al., 2004; Hoerling et al. 2004), análisis que se ha realizado previamente en este trabajo. Por otra parte, la SSTA en marzo y abril, que correlaciona con la lluvia de mayo, muestra un fortalecimiento de los vientos del oeste en respuesta a un fortalecimiento de los gradientes meridionales de SST que se han visto en invierno (Sutton et al., 2001).

A la vista de estos resultados, se podría establecer unas bases de predicción mensual de la lluvia en el área bajo estudio. Para ello se considerarán las correlaciones SSTA:NWIPR con un desfase de hasta tres meses ya que es la escala de decaimiento que se espera debido a la amortiguación local que está asociada a las interacciones atmósfera-océano (Frankignoul et al., 1998).

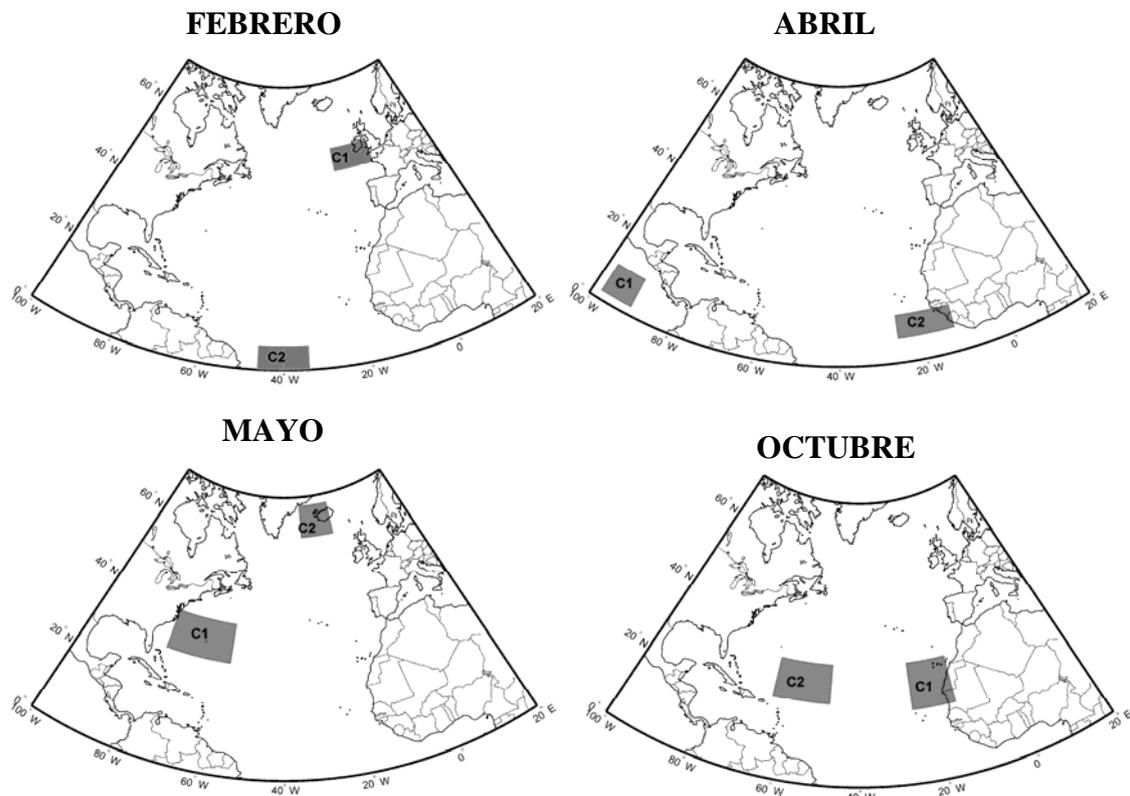


Figura 3.33: Ubicación geográfica de los clústeres para cada mes considerado

Al igual que se hizo en el estudio estacional, se identifican las zonas de mayor persistencia y de mayor correlación para obtener los clústeres principales de correlación para cada mes y así elaborar los modelos de regresión. Se restringe el estudio a 1 y 2 meses de desfase por ser los casos que presentan correlaciones más intensas. Para todos los meses se han encontrado dos clústeres principales (figura 3.33):

- **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: Frente a 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 del Caribe.

Una vez encontrados los clústeres se elaboraron los modelos de regresión para cada mes considerando un mes y uno y dos meses de desfase sobre NWIPR. Los resultados se resumen en la tabla 3.20. En dicha tabla, **C_i** hace referencia al número del cluster (clúster 1 y clúster 2) y **L_j** es el desfase considerado para cada término (de 1 a 2).

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*SST A_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*SST A_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*SST A_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*SST A_C1L2+d*SSTA_C2L2 a=-0.2310, b=0.0421, c=0.4544, d=0.2823	0.5862

Tabla 3.20: Modelos de regresión para predecir la NWIPR de los meses considerados utilizando un mes y uno y dos meses de desfase sobre TelePatA. **C_iL_j**: **C_i** es el número del cluster y **L_j** es el desfase considerado para cada término

En la figura 3.34 se muestra la comparación entre las anomalías de lluvia reales y las predichas con los modelos de la tabla 3.20.

Los mejores resultados fueron obtenidos en los meses de febrero y octubre. Al igual que en el estudio estacional, se puede observar en la figura 3.34 que la variabilidad de las series calculadas es baja si las comparamos con los valores reales. A pesar de esto, los resultados obtenidos muestran una correlación significativa entre los datos predichos y los datos observados (tabla 3.20). 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.

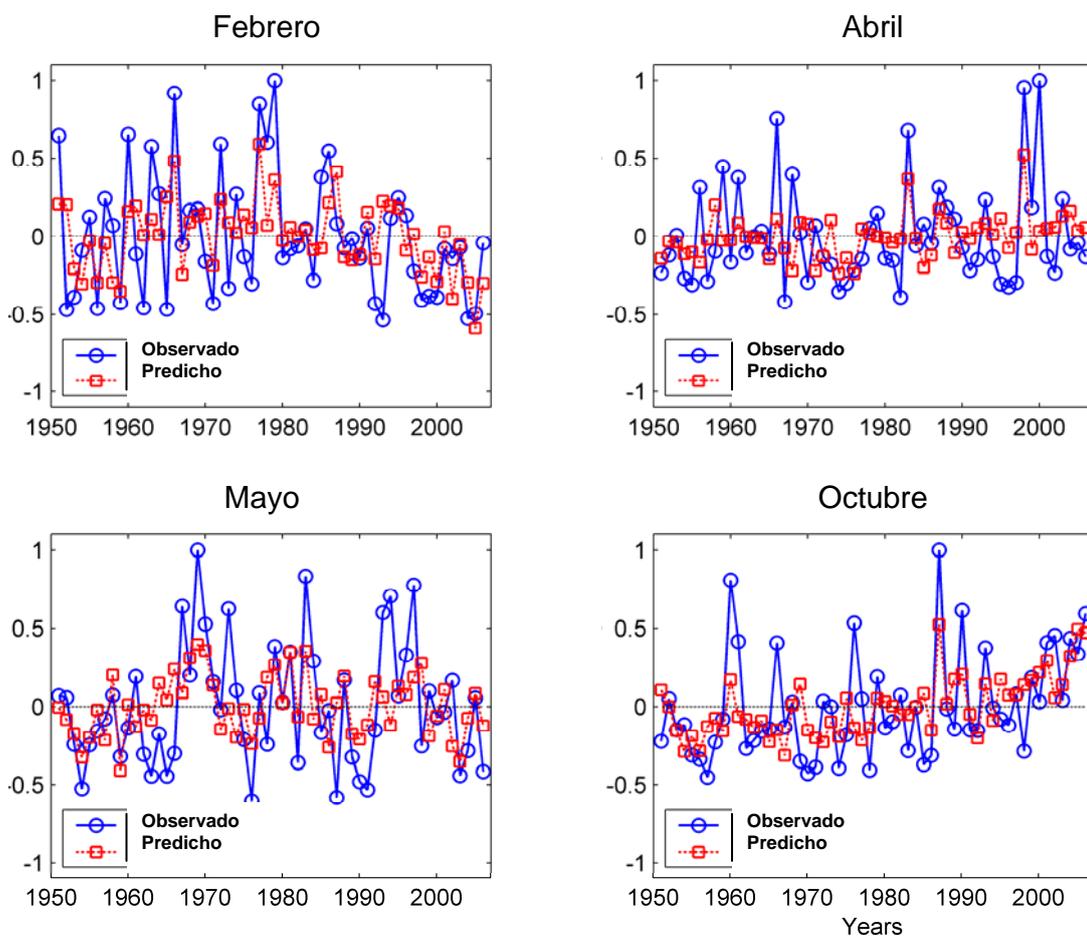


Figura 3.34: Comparación entre las anomalías de lluvia reales y las predichas para los meses significativos y en el período bajo estudio 1950-2006. El eje de las X representa los años. El eje de las Y representa la anomalía de lluvia

En base a esta idea se elaboraron, como en el caso estacional, las tablas de contingencia para cada mes (tabla 3.21). Los resultados obtenidos 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 (tabla 3.21). La mejor predicción corresponde a febrero con el 86 % de los eventos extremos correctamente predichos. Mayo presenta un 81 % y octubre un 78 %.

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 3.21: *Tabla de contingencia utilizando las ecuaciones de los ajustes lineales para predecir eventos de precipitación extrema*

Para localizar los puntos de SSTA asociados con los eventos extremos y ver cual es la intensidad de la correlación se hizo un análisis de composites. Los resultados de este análisis se presentan en la figura 3.35.

Para calcular los composites solamente se utilizarán los meses que consiguen pasar el criterio de interdependencia. Se analizan los datos de NWIPR para los meses considerados en el período 1951-2006, buscando aquellos que tengan eventos extremos, es decir, aquellos en los que NWIPR esté por encima o por debajo de $\pm 1/2\sigma(\text{NWIPR})$. Una vez localizados se toman los datos de SSTA de dichos meses encontrados. Se agrupan en eventos positivos y negativos y se calcula su media. Ahora lo que se tiene son dos series de datos, y se restan las matrices (eventos positivos – eventos negativos) para obtener los composites. Este mismo procedimiento se realizó con los campos de SSTA desfasados uno y dos meses. Las figuras que se obtuvieron (figura 3.35) representan muy bien las áreas que tienen una fuerte correlación con NWIPR. Así, las regiones con correlaciones significativas negativas (o positivas) en la distribución espacial de SSTA:NWIPR se corresponden con los valores negativos (o positivos) en los composites de SSTA. Además se pueden identificar en la figura de composites los clústeres utilizados anteriormente (figura 3.33). La diferencia más notable entre los mapas de correlación SSTA:NWIPR (figura 3.32) y los composites (figura 3.35) aparece en febrero, mes en el que se observa un centro de correlaciones positivas en los campos de composites con desfase en el medio del Atlántico (latitudes en torno a 40 – 50 °N). Este centro no se observa en los mapas de correlación SSTA:NWIPR (figura 3.32), posiblemente debido al hecho de que la importancia de esta región aumenta al considerar eventos extremos y disminuye al considerar períodos completos.

3.6 DISCUSIÓN

Las SSTA han demostrado que tienen un gran potencial para mejorar la predicción climática en las latitudes medias, en particular en el NWIP.

En este trabajo se ha demostrado que existe una relación entre las SSTA de áreas oceánicas alejadas del Atlántico y los patrones regionales de variación atmosférica que afectan al clima de la región del Atlántico Norte. Las correlaciones encontradas nos permiten elaborar predicciones estacionales para NAO y EA en invierno y SCA y EA en otoño. Estas relaciones también permiten predecir las tendencias de las anomalías de lluvia y temperatura en otoño e invierno en nuestra área de estudio. Esto puede servir de referencia para otras regiones europeas afectadas por los mismos patrones de teleconexión.

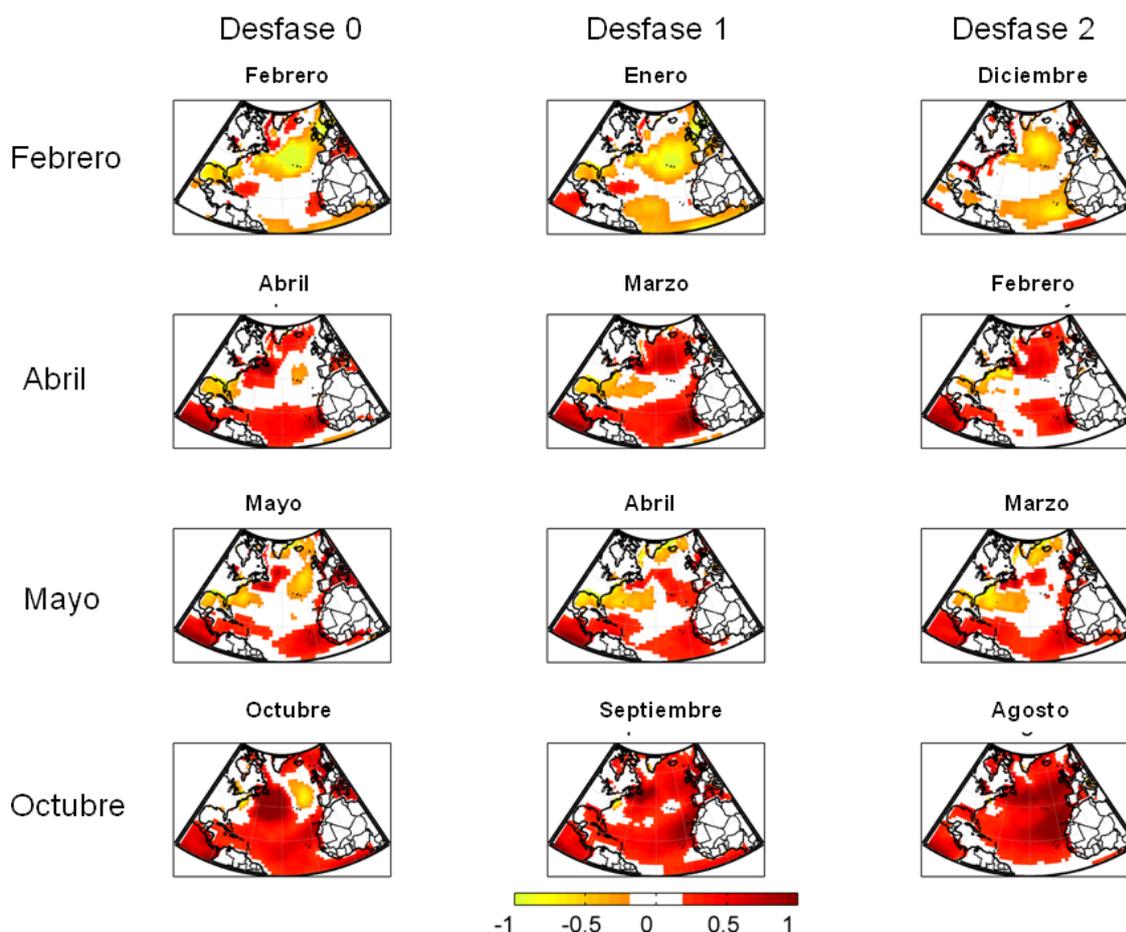


Figura 3.35: Composites para los meses y desfases clave en el estudio

Se ha observado que las SSTA de las regiones que se utilizan para calcular los índices de Niño 3 y Niño 1+2 permiten predecir anomalías en la precipitación primaveral de Galicia. Los resultados muestran correlaciones significativas por encima del 45 % cuando se combinan distintos índices y desfases. Particularmente, los años de “La Niña” anuncian primaveras secas en Galicia. Mientras que los años con “El Niño” no anticipan la aparición de una primavera húmeda. Las relaciones encontradas pueden ser extendidas al suroeste de Europa.

Además, se ha demostrado que la influencia de las regiones de SST que se utilizan para calcular los índices de Niño 3 y Niño 1+2 varía antes y después del Climate Shift. De esta forma, de 1951 a 1977 los eventos tipo Niña producían primaveras secas en la área bajo estudio. Después de 1977 son los eventos tipo Niño los que afectan a la región, dándose el mecanismo de WES y llegando las ondas de Rossby hasta las latitudes de la Península Ibérica.

Las SSTA del Atlántico Norte presentan una influencia estadísticamente significativa sobre las anomalías de precipitación de los meses de febrero, abril, mayo y octubre. Esto permite elaborar modelos de regresión que nos proporcionan una predictabilidad potencial de eventos extremos de precipitación en Galicia que oscilan entre el 76 % y el 86 %.

Capítulo 4:

Conclusiones

En este trabajo se ha analizado la interacción entre el océano y la atmósfera en base primeramente a la influencia que la circulación del océano profundo tiene sobre el comportamiento del clima a largo plazo y en un segundo lugar en base al estudio de las anomalías de la temperatura superficial del océano como herramienta de predicción estacional.

Siguiendo este esquema, en la primera parte de este trabajo se han estudiado y analizado los efectos que pueden tener sobre el clima los cambios que puedan darse en el comportamiento e intensidad de la circulación profunda del océano.

Para dicho estudio se consideró tanto un modelo simple teórico como un modelo de complejidad intermedia. En ambos se estudió el efecto que la variabilidad natural del clima, no resuelta hasta ahora por los modelos de estudio climático, puede tener sobre el comportamiento de la THC y consecuentemente sobre el clima.

En este estudio la variabilidad climática ha sido simulada a través de la adición de forzamientos estocásticos en los diferentes modelos considerados. Dichos forzamientos fueron considerados de forma que pudieran reproducir cambios en la descarga de agua dulce sobre la región del mar de GIN, una de las áreas más sensibles a cambios debidos al calentamiento global y en la que tiene lugar el principal sumidero de la THC.

Los resultados obtenidos muestran que la THC puede verse modificada de forma drástica ante fluctuaciones en la descarga de agua dulce sobre la región de estudio, acentuándose estos cambios en un contexto de calentamiento global. En este trabajo se ha observado como los cambios de alta frecuencia pueden hacer que un sistema altamente no lineal, como es el sistema climático, pueda estar más cerca de experimentar transiciones entre distintos regímenes de comportamiento. Además se ha observado que en el contexto de calentamiento global esa posibilidad de transición aumenta considerablemente.

También se ha observado que la simulación de descargas aleatorias, con periodos de entre 10 y 70 años que reproducen eventos extremos de episodios Niño en los que la descarga de agua dulce en el Atlántico Norte se ve afectada, pueden debilitar de forma

considerable la intensidad de la THC, provocando cambios importantes en el clima tales como:

- Disminución de la temperatura superficial del aire en el Atlántico Norte, con un máximo en latitudes altas.
- Debilitamiento en la función de corriente en 500 hPa
- Disminución de la precipitación sobre Europa y desplazamiento de la zona de convergencia intertropical.
- Disminución de la SST en el área del Atlántico Norte, alrededor de Groenlandia.
- Disminución de la SSS en el mar de Labrador y en el estrecho de Hudson.

Así pues, el capítulo 2 de este estudio corrobora la importancia de considerar la adición de diferentes forzamientos estocásticos que ayuden a mejorar la representación de los modelos climáticos y la comprensión de muchos procesos no lineales del sistema climático, incluyendo las transiciones entre diferentes regímenes.

En la segunda parte de este trabajo se ha estudiado el potencial de las anomalías de la temperatura superficial del mar como herramienta predictiva en los pronósticos de carácter estacional sobre regiones ubicadas en latitudes medias del Atlántico Norte.

Este estudio ha proporcionado interesantes resultados:

Se han encontrado relaciones entre las SSTA de regiones del océano Pacífico e Índico que permiten elaborar predicciones estacionales de los patrones regionales de variación atmosférica que afectan al clima del Atlántico Norte para las estaciones de otoño e invierno. Esto permitirá la elaboración de predicciones estacionales de lluvia y temperatura en regiones influenciadas por dichos patrones.

Se ha encontrado que el estudio de las SSTA de las áreas oceánicas utilizadas para la elaboración del índice Niño 3 y Niño 1+2 permite elaborar predicciones sobre la precipitación de primavera de la región del Noroeste de la Península Ibérica. En este mismo estudio se ha observado un cambio importante en la influencia de dichas relaciones tras el Climate Shift ocurrido en los años 70, de forma que si bien antes de 1977 los eventos tipo Niña predecían primaveras secas sobre el noroeste de la Península Ibérica, serán los eventos tipo Niño los que mayor influencia tendrán sobre dicha área después de 1977 a través del mecanismo de WES.

Finalmente se ha encontrado que las SSTA de ciertas regiones del Atlántico Norte presentan una significativa capacidad predictiva de las anomalías de precipitación para los meses de febrero, abril, mayo y octubre, proporcionando una útil herramienta predictiva de los eventos extremos de precipitación en el noroeste de la Península Ibérica.

Entre las futuras líneas de investigación que permitirán continuar con el trabajo iniciado en esta memoria se encuentra la comprensión y reproducción de los diferentes links existentes entre las SSTA y el comportamiento de las variables de precipitación y temperatura del área de estudio con un modelo de circulación general, como el UCLA model desarrollado en la Universidad de California de Los Ángeles. Con la ayuda de esta nueva herramienta se podrá estudiar el origen de la teleconexión encontrada entre la precipitación en el noroeste de la Península Ibérica y los eventos ENSO, así como verificar si las hipótesis planteadas en la sección 3.5.3 acerca de la transmisión de la señal ENSO son correctas.

Además, una vez que se hayan encontrado las relaciones físicas y dinámicas que expliquen los resultados encontrados en este estudio, se podrán usar los campos de SST

predichos para el futuro por los modelos climáticos ejecutados en diferentes escenarios del IPCC para predecir futuras tendencias de precipitación y temperatura estacional en la región de estudio.

Anexo 1: Acrónimos

- **AGCM:** Modelos atmosféricos de circulación general, del inglés Atmosphere General Circulation models.
- **AMO:** Oscilación multidecadal del Atlántico, del inglés Atlantic Multidecadal Oscillation.
- **AOGCM:** Modelos de circulación general que acoplan atmósfera y océano, del inglés Atmospheric-Ocean General Circulation Models.
- **CTD:** Conductivity Temperature Depht.
- **CV:** Coeficiente de variación.
- **EA:** Patrón del Atlántico Este, del inglés East Atlantic Pattern.
- **EA/WR:** Patrón del Atlántico Este/ Rusia Occidental, del inglés East Atlantic/West Russian pattern.
- **EMIC:** Modelos de complejidad intermedia, del inglés Earth System Models of Intermediate Complexity.
- **ENSO:** El Niño-Oscilación Sur, del inglés El Niño-Southern Oscillation.
- **EOF:** Funciones ortogonales empíricas, del inglés Empirical Orthogonal Functions.
- **EP-NP:** Patrón del Pacífico Este - Pacífico Norte, del inglés East Pacific-North Pacific pattern.
- **GCM:** Modelos de circulación general, del inglés General Circulation Models.
- **IPCC:** Panel intergubernamental del cambio climático, del inglés Intergovernmental Panel on Climate Change.
- **ITCZ:** Zona de convergencia intertropical, del inglés InterTropical Convergence Zone.
- **Ma:** Millones de años.

- **MJO:** Oscilación de Madden-Julian, del inglés Madden-Julian Oscillation.
- **MOC:** Giro vertical en el transporte meridional del sistema de circulación, del inglés Meridional Overturning Circulation.
- **NADW:** Agua Noratlántica profunda, del inglés North Atlantic Deep Water.
- **NAO:** Oscilación del Atlántico Norte, del inglés North Atlantic Oscillation.
- **NWIP:** Noroeste de la Península Ibérica, del inglés NorthWest Iberian Peninsula.
- **NWIPR:** Índice de precipitación en el noroeste de la Península Ibérica, del inglés NorthWest Iberian Peninsula Rainfall.
- **OGCM:** Modelos oceánicos de circulación general, del inglés Oceanic General Circulation models.
- **ONI:** Índice de El Niño oceánico, del inglés Oceanic Niño Index.
- **PC:** Componentes principales, del inglés Principal Components.
- **PCA:** Análisis de componentes principales, del inglés Principal Component Analysis.
- **PDO:** Oscilación decadal del Pacífico, del inglés Pacific Decadal Oscillation.
- **PNA:** Patrón del Pacífico/Norteamérica, del inglés Pacific/North American pattern.
- **POL:** Patrón polar euroasiático, del inglés POLar Eurasia pattern.
- **ppt:** Partes por mil, del inglés parts per thousand.
- **psu:** Unidades prácticas de salinidad, del inglés practical salinity units.
- **pss:** Escala práctica de salinidad, del inglés practical salinity scale.
- **PT:** Patrón de transición pacífica, del inglés Pacific Transition pattern.
- **RPCA:** Análisis de componentes principales rotados, del inglés Rotated Principal Component Analysis.
- **SCA:** Patrón escandinavo, del inglés SCAndinavian pattern.
- **SLP:** Presión superficial del mar, del inglés Sea Level Pressure.
- **SOI:** Índice de oscilación sur, del inglés Southern Oscillation Index.
- **SSS:** Salinidad superficial del mar, del inglés Sea Surface Salinity.
- **SST:** Temperatura superficial del mar, del inglés Sea Surface Temperature.
- **SSTA:** Anomalías de la temperatura superficial del mar, del inglés Sea Surface Temperature Anomalies.

- **Sv:** Sverdrups.
- **TelePat:** Patrón de teleconexión, del inglés Teleconnection Pattern.
- **TelePatA:** Anomalía en el patrón de teleconexión, del inglés Teleconnection Pattern Anomaly.
- **THC:** Circulación termohalina, del inglés ThermoHaline Circulation.
- **TNH:** Patrón tropical del Hemisferio Norte, del inglés Tropical Northern Hemisphere pattern.
- **WES (mecanismo de):** Mecanismo de retroalimentación entre el viento, la evaporación y la SST, del inglés Wind-Evaporation-SST feedback.
- **WP:** Patrón del Pacífico oeste, del inglés Western Pacific pattern.

Anexo 2: Índice de tablas

Tabla 3.1: Coeficientes de correlación entre la precipitación en invierno y los índices de los patrones (Lorenzo y Taboada, 2005)	83
Tabla 3.2: Correlaciones de los diferentes patrones de teleconexión con la precipitación de dos puntos de la geografía gallega para las cuatro estaciones del año. Los niveles de significancia vienen determinados por *:P < 0,05; **:P < 0,01. Esta tabla fue extraída del trabajo de Taboada et al., 2008	84
Tabla 3.3: Correlaciones de los patrones de teleconexión con la temperatura en dos puntos de la geografía gallega para las cuatro estaciones del año (extraído del trabajo de Taboada et al., 2008)	86
Tabla 3.4: Estaciones usadas para precipitación	87
Tabla 3.5: Estaciones usadas para temperatura	89
Tabla 3.6: Medias mensuales (mm), desviación estándar (mm) y CV (adimensional, %) para el período 1951-2006 de las medias de precipitación correspondientes a las cuatro estaciones utilizadas en la primera parte del estudio	94
Tabla 3.7: Modos operacionales en el PCA definidos por Richman (1986)	96
Tabla 3.8: Parámetros que determinan una tabla de contingencia en un caso binario	97
Tabla 3.9: Porcentajes de puntos que presentan correlaciones significativas entre la SSTA y los índices de los patrones de teleconexión relevantes en el Hemisferio Norte con y sin desfase. Las estaciones y desfases que verifican el test de significancia de	

campo al nivel 0.1 están marcados con un asterisco. La primera columna representa el desfase estacional aplicado	98
Tabla 3.10: Ecuaciones de los modelos de regresión elaborados considerando uno y dos meses de desfase sobre el patrón o índice de teleconexión. CiLj: Ci es el número del cluster y Lj es el desfase	103
Tabla 3.11: Tablas de contingencia utilizando los modelos de regresión de la tabla 3.10 para predecir los eventos extremos de los patrones de teleconexión	104
Tabla 3.12: Valores de las correlaciones entre los índices de teleconexión considerados y la precipitación para invierno (Enero, febrero y marzo) y otoño (Octubre, noviembre y diciembre) de dos estaciones meteorológicas	105
Tabla 3.13: Valores de las correlaciones entre los índices de teleconexión considerados y la temperatura para invierno (Enero, febrero y marzo) y otoño (Octubre, noviembre y diciembre) de dos estaciones meteorológicas	105
Tabla 3.14: Tablas de contingencia para predecir los eventos de temperatura extrema en el área bajo estudio para invierno (Enero, febrero y marzo) y otoño (Octubre, noviembre y diciembre), utilizando NAO, EA y SCA	106
Tabla 3.15: Modelo de regresión de la anomalía de la precipitación de primavera considerando el área del Niño 3 (SST ₃) y el área del Niño 1+2 (SST ₁₊₂). Li hace referencia a los desfases considerados, con i variando de 1 a 3	108
Tabla 3.16: Tabla de contingencia elaborada con las ecuaciones del modelo de regresión para calcular la anomalía de la precipitación de primavera con los datos de SST del área del Niño 3 y del área del Niño 1+2	110
Tabla 3.17: Correlación entre las PCs estacionales de la SST y la lluvia de primavera. Las correlaciones son significativas al 95 %	111
Tabla 3.18: Tabla de contingencia elaborada con las ecuaciones del modelo de regresión de la anomalía de la precipitación de primavera considerando las principales modos del área (50 °N – 56 °S), (144 – 286 °E), (ver ecuación 3.6)	112

Tabla 3.19: 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

.....127

Tabla 3.20: Modelos de regresión para predecir la NWIPR de los meses considerados utilizando un mes y uno y dos meses de desfase sobre TelePatA. **CiLj:** Ci es el número del cluster y Lj es el desfase considerado para cada término

.....131

Tabla 3.21: Tabla de contingencia utilizando las ecuaciones de los ajustes lineales para predecir eventos de precipitación extrema

.....133

Anexo 3: Índice de figuras

Figura 1.1: Interacciones entre los distintos componentes del sistema climático	2
Figura 1.2: Ciclo hidrológico (http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/)	4
Figura 1.3: Hemisferios continental (Norte) y marítimo (Sur) (http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/)	5
Figura 1.4: Océanos y continentes de la Tierra	5
Figura 1.5: Capas oceánicas en función de su temperatura	7
Figura 1.6: Media anual de la SSS (World Ocean Atlas 2005 de su página Web: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05F/woa05f.html)	8
Figura 1.7: Variación de (a) temperatura, (b) salinidad y (c) densidad en el océano en función de su profundidad en latitudes medias-bajas (http://www.windows.ucar.edu/)	9
Figura 1.8: Media anual de la temperatura superficial oceánica, en °C (World Ocean Atlas 2005 de su página web: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05F/woa05f.html)	10
Figura 1.9: Principales corrientes oceánicas superficiales	11
Figura 1.10: Representación de la THC alrededor del globo. En amarillo está representada la corriente del Golfo, en rojo la THC superficial cálida y en azul la THC fría profunda	12

Figura 1.11: Este mapa muestra la localización general y dirección de las corrientes de agua caliente superficial (rojo) y de agua fría profunda (azul) de la THC. El color de fondo representa la salinidad en pss (escala práctica de salinidad, del inglés practical salinity scale). El color azul indica valores bajos de salinidad y el verde valores altos. Los marcadores amarillos sitúan las regiones principales de hundimiento	14
Figura 1.12: Capas de la atmósfera	17
Figura 1.13: Circulación general de la atmósfera, células de Hadley, Ferrel y polar	18
Figura 1.14: Corriente en chorro polar y subtropical	19
Figura 1.15: Patrón espacial de NAO. Esta imagen fue calculada correlacionando las series temporales mensuales de los diferentes patrones y las anomalías estandarizadas en altitud de 1950 al 2005 (Lorenzo et al., 2008 a)	21
Figura 1.16: Efectos de la NAO sobre las regiones de influencias según se encuentre en fase (a) positiva, o (b) negativa (http://www.crh.noaa.gov/images/dmx/long-range-forecasting-indices.pdf)	22
Figura 1.17: Patrón espacial de EA. Esta imagen fue calculada correlacionando las series temporales mensuales de los diferentes patrones y las anomalías estandarizadas en altitud de 1950 al 2005 (Lorenzo et al., 2008 a)	23
Figura 1.18: Patrón espacial de EA/WR. Esta imagen fue calculada correlacionando las series temporales mensuales de los diferentes patrones y las anomalías estandarizadas en altitud de 1950 al 2005 (Lorenzo et al., 2008 a)	24
Figura 1.19: Patrón espacial de SCA. Esta imagen fue calculada correlacionando las series temporales mensuales de los diferentes patrones y las anomalías estandarizadas en altitud de 1950 al 2005 (Lorenzo et al., 2008 a)	25
Figura 1.20: Media de las SST del Pacífico entre enero y marzo durante (a) el evento Niño de 1998 y (b) El evento Niña de 1989 (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.shtml)	26

Figura 1.21: Representación esquemática de (a) las condiciones normales y (b) las condiciones de “El Niño”. El gradiente de temperatura va desde los tonos rojo, naranja y amarillo que indican temperaturas más cálidas, hasta los tonos verde y azul que indican temperaturas más frías (http://www7.nationalacademies.org/opus/spanish_elnino.html)27

Figura 1.22: Episodio de El Niño y sus efectos en otras regiones para (a) período invernal (diciembre-enero) y (b) período estival (junio-agosto) (www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.shtml)28

Figura 1.23: Episodio de La Niña y sus efectos en otras regiones para (a) período invernal (diciembre-enero) y (b) período estival (junio-agosto) (www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.shtml)29

Figura 1.24: Índices de El Niño basados en la SST de determinadas regiones del Pacífico Ecuatorial (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/lanina/enso_evolution-status-fcsts-web.pdf)30

Figura 2.1: Áreas principales de afloramiento (Ø) y hundimiento (⊗) observadas en el “World Ocean Circulation Experiment project” por Ganachaud y Wunsch, 2000. La SSS (en pss) fue obtenida de los registros climatológicos anuales del World Ocean Atlas 2005 (<ftp://ftp.nodc.noaa.gov/>)32

Figura 2.2: Representación de la corriente del golfo (gulf stream) y del NADW en la zona del Atlántico Norte. (http://web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)33

Figura 2.3: Transferencia media de calor del Atlántico Norte en enero transferida del mar a la atmósfera (en W/m^2) (web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)33

Figura 2.4: Principales tipos de registros proxy y sus características35

Figura 2.5: Cambios en la temperatura en el clima pasado tomados de los testigos de hielo36

Figura 2.6: Inestabilidad climática durante la Última Glaciación según el sondeo GISP II de Groenlandia. Los interestadiales cálidos están señalados con números y los episodios Heinrich con barras azules. YD es el último período frío: el Younger Dryas (http://web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)37

Figura 2.7: Diferencias en la THC del Atlántico (a) en los estadales fríos y (b) en los interestadales cálidos o episodios Dansgaard-Oeschger. El trazo rojo representa a la circulación superficial, el morado a la circulación profunda y el blanco al frente polar oceánico (http://web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)	38
Figura 2.8: Evolución de la cantidad de nieve precipitada en Groenlandia, en centímetros anuales, durante la deglaciación (arriba). Evolución de los isótopos del oxígeno dependiente de la temperatura (abajo) (http://web.me.com/uriarte/Historia_del_Clima_de_la_Tierra)	38
Figura 2.9: Cambios en la temperatura en los pasados 15000 años. Las líneas rojas representan los calentamientos repentinos y las azules los períodos de rápido enfriamiento. Los números hacen referencia a los eventos relevantes (Cuffey y Clow, 1997; Alley, 2004)	39
Figura 2.10: Ejemplo de una señal de ruido blanco	45
Figura 2.11: Modelo de cajas que representa al Atlántico Norte. El Atlántico Norte se divide en tres cajas representadas por las latitudes y la profundidad	48
Figura 2.12: Ejemplos de series temporales del ruido aplicado al flujo de sal equivalente de la caja 1 (Q_{s1}) para diferentes valores de dispersión (σ) y de tiempo de correlación (τ)	50
Figura 2.13: Valores de: (a) fuerza de la THC; (b) temperatura entre latitud 70 °N y 45 °N, (T_1); (c) temperatura entre latitud 45 °N y el ecuador, (T_2); y (d) diferencia entre las temperaturas T_1 y T_2 cuando consideramos el estado estable actual del sistema atmósfera-oceano	52
Figura 2.14: Efectos de una entrada masiva de agua dulce entre el 2000 y el 2400 en la: (a) fuerza de la THC y (b) temperatura entre la latitud 70 °N y 45 °N, (T_1)	53
Figura 2.15: (a) Efectos de un forzamiento estocástico en el gradiente meridional de un calentamiento diabático F para diferentes valores en la amplitud del ruido aplicado A . (b) Efectos de un forzamiento estocástico en el gradiente zonal de un calentamiento diabático G para diferentes valores en la amplitud del ruido aplicado A . Los valores de A se muestran en las respectivas leyendas	55

Figura 2.16: Efectos de una perturbación estocástica en el gradiente zonal de un calentamiento diabático G después de un debilitamiento de la THC por un incremento de la concentración de CO_2 . Se representan dos niveles de ruido A que se muestran en la leyenda
.....56

Figura 2.17: Comportamiento de la THC con una perturbación estocástica en el flujo de sal equivalente de la caja 1 (Q_{s1}) para distintos valores del tiempo de correlación (τ)
.....58

Figura 2.18: Efectos en el valor medio de la THC con una perturbación estocástica en el flujo de sal equivalente de la caja 1 (Q_{s1}) para distintos valores de dispersión (σ) y tiempo de correlación (τ)
.....58

Figura 2.19: Localización del punto de bifurcación en el comportamiento de la THC frente a la dispersión (σ) y el tiempo de correlación (τ)
.....59

Figura 2.20: Mapa global en el que se muestra el mar de GIN en el cual se añadió el forzamiento en el flujo de agua dulce
.....60

Figura 2.21: Media anual de la anomalía de la temperatura superficial ($^{\circ}C$) con un colapso de la THC. En este experimento se aplicó un flujo constante de agua dulce adicional de 0.8 Sv al mar de GIN
.....60

Figura 2.22: Histogramas del ruido aplicado alrededor de Groenlandia: **(a)** ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv y **(b)** señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv
.....61

Figura 2.23: Respuesta de la THC a los pulsos de agua dulce de diferente variabilidad alrededor de Groenlandia: **(a)** sin ruido, **(b)** el efecto de una perturbación con variabilidad diaria, **(c)** el comportamiento de la circulación con una perturbación de variabilidad multidecadal (40 años), y **(d)** el resultado utilizando un valor positivo en la perturbación
.....62

Figura 2.24: Series temporales de la media de la temperatura superficial global ($^{\circ}C$) en un período de 400 años para tres entradas distintas de agua dulce: sin ruido, con ruido y con una señal positiva de ruido
.....63

Figura 2.25: Media en la anomalía de la temperatura superficial ($^{\circ}C$) sobre un período de 400 años para dos perturbaciones diferentes en la entrada de agua dulce: **(a)** ruido

gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal positiva de ruido de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv	64
Figura 2.26: Media de la anomalía de la función de corriente en m^2/s en 500 hPa para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal positiva de ruido con media 0.25 Sv y una desviación estándar de 0.18 Sv	66
Figura 2.27: Anomalía de la precipitación media en cm/año para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv	67
Figura 2.28: Anomalía en la SST media ($^{\circ}C$) para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv	68
Figura 2.29: Anomalía de la SSS (psu) para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv	69
Figura 2.30: Anomalía de la media de altura geopotencial de 500 hPa en m^2/s^2 durante el período invernal (de diciembre a febrero) para (a) un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv, y (b) una señal de ruido positiva de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv	70
Figura 2.31: Anomalía normalizada del índice de la NAO durante los meses de invierno (diciembre-febrero) para un ruido gaussiano aleatorio de media cero y desviación estándar de 0.3 Sv y para una señal positiva de ruido de media 0.25 Sv y desviación estándar de 0.18 Sv	71
Figura 2.32: Comportamiento de la THC y flujo de agua dulce añadido en el mar de GIN para tres tipos de simulaciones (a) y (b) sin forzamiento; (c) y (d) con entrada de agua dulce con una variabilidad decadal; y (e) y (f) con entrada de agua dulce con una variabilidad multidecadal	72
Figura 2.33: Temperatura superficial media ($^{\circ}C$) durante los 800 años simulados con distinta variabilidad en la entrada de agua dulce: (a) variabilidad decadal, (b) variabilidad multidecadal, (c) series temporales de anomalía en la media global de la temperatura superficial ($^{\circ}C$) durante la simulación de 800 años con diferentes escalas temporales en la variabilidad del flujo de entrada, y (d) anomalía en la media de la temperatura superficial en relación a la latitud	

.....	73
Figura 2.34: (a) Función de corriente media ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) durante la simulación de 800 años para una variabilidad de 70 años en el flujo de agua dulce. (b) Series temporales anómalas de la función de corriente media ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) durante la simulación de 800 años. (c) Anomalía de la media de función de corriente ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) en relación a la latitud. (d) Anomalía en los vientos zonales medios (m s^{-1}) vs. latitud para el nivel de 200 hPa	74
.....	76
Figura 2.35: (a) Precipitación media (cm año^{-1}) durante los 800 años simulados con una variabilidad de 710 años en la entrada de agua dulce (b) Series temporales de la anomalía de la precipitación media (cm año^{-1}) durante los 800 años simulados (c) Anomalía de la precipitación media (cm año^{-1}) vs. latitud (d) Anomalía de la evaporación media (cm año^{-1}) vs. latitud	76
.....	77
Figura 2.36: (a) SST media ($^{\circ}\text{C}$) durante la simulación de 800 años con variabilidad en la entrada de agua dulce de 70 años (b) Series temporales de la anomalía de la SST media ($^{\circ}\text{C}$) durante la simulación de 800 años (c) SSS media (psu) durante la simulación de 800 años (d) Series temporales de la anomalía de SSS (psu) durante la simulación de 800 años	77
.....	81
Figura 3.1: Situación geográfica de la zona de estudio	81
.....	82
Figura 3.2: Año hidrológico de la región bajo estudio para el periodo 1951-2006. En el eje Y se representa la precipitación en mm mes^{-1}	82
.....	82
Figura 3.3: Año hidrológico del río Miño para el periodo 1971-2008. En el eje de las Y se representa la descarga hídrica en $\text{hm}^3 \text{mes}^{-1}$	82
.....	85
Figura 3.4: Correlación de los diferentes patrones con la precipitación de invierno en función de la posición de las estaciones meteorológicas y para los distintos índices. Los asteriscos significan que las correlaciones tienen una significancia por debajo del 95 % (Taboada et al., 2008)	85
.....	87
Figura 3.5: Región del Atlántico Norte [0-70 $^{\circ}\text{N}$], [100 $^{\circ}\text{O}$ -20 $^{\circ}\text{E}$]	87
.....	88
Figura 3.6: Distribución geográfica de las estaciones utilizadas en la tabla 3.4	88

Figura 3.7: Correlación entre los datos de precipitación mensual representativos del NWIP y los datos de precipitación mensual del área [35-65 °N], [35 °O - 30 °E] obtenidos del GPCP para el período diciembre 1979 - diciembre 2004	90
Figura 3.8: Distribución espacial de las correlaciones significativas de SSTA:EA con y sin desfase (a) EA de invierno y (b) EA de otoño	100
Figura 3.9: Distribución espacial de las correlaciones significativas SSTA:NAO con y sin desfase	101
Figura 3.10: Distribución espacial de las correlaciones significativas SSTA:SCA con y sin desfase	101
Figura 3.11: Clusters considerados en cada patrón de teleconexión y en cada estación	102
Figura 3.12: Series temporales de las anomalías de los patrones de teleconexión observadas (círculos azules) y predichas (asteriscos rojos) desde 1951 hasta el 2006 para otoño e invierno	104
Figura 3.13: Distribución espacial de la correlación significativa SSTA:NWIPR encontrada para la lluvia de primavera	107
Figura 3.14: Áreas consideradas en la elaboración de los diferentes índices de El Niño, superpuestas al área de persistencia encontrada en el análisis de la SSTA con la precipitación de primavera	108
Figura 3.15: Correlación entre la precipitación de primavera y la SST estacional del área utilizada para calcular los índices Niño 3 (azul) y Niño 1+2 (rojo), utilizando una ventana móvil (21 años) de 1951 a 2006 para cada estación. Los años se muestran en el eje X y corresponden a los años centrales de la ventana móvil. En el eje Y aparece el valor de la correlación. La línea punteada muestra en nivel por encima del cual las correlaciones tienen un nivel de significancia del 95 %	109
Figura 3.16: Las dos EOFs estacionales principales de SST del área del Océano Pacífico limitada por (50 °N – 56 °S), (144 – 286 °E)	111

Figura 3.17: (a) Correlación entre el índice Niño 3 de invierno y la SLP de primavera en el área de estudio de 1951 a 2006 (b) Correlación entre el índice Niño 3 de invierno de los años con eventos tipo Niño y la SLP de primavera en el área de estudio de 1951 a 2006 (c) Correlación entre el índice Niño 3 de invierno de los años con eventos tipo Niña y la SLP de primavera en el área de estudio de 1951 a 2006	113
Figura 3.18: Correlación significativa (mayor que el 90 %) del índice Niño 3 de invierno con la SLP de primavera para los períodos considerados	115
Figura 3.19: Anomalías de SST en el período 1951-1977 para los extremos negativos de NWIPR	116
Figura 3.20: Anomalías de SST en el período 1978-2006 para los extremos negativos de NWIPR en primavera	117
Figura 3.21: Anomalías de SST en el período 1951-1977 para los extremos positivos de NWIPR en primavera	118
Figura 3.22: Anomalías de SST en el período 1978-2006 para los extremos positivos de NWIPR en primavera	118
Figura 3.23: Células anómalas de Walker y Hadley (tomado de Wang, 2002) y su ubicación dentro de uno de los mapas de anomalía de SST calculados	119
Figura 3.24: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1951-1977 para los eventos negativos de precipitación en niveles altos	120
Figura 3.25: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1978-2006 para los eventos negativos de precipitación en niveles altos	121
Figura 3.26: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1951-1977 para los eventos positivos de precipitación en niveles altos. El patrón tipo arco observado se representa en amarillo	122

Figura 3.27: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1978-2006 para los eventos positivos de precipitación en niveles altos. El patrón tipo arco observado se representa en amarillo	123
Figura 3.28: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1951-1977 para los eventos negativos de precipitación en niveles bajos	124
Figura 3.29: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1978-2006 para los eventos negativos de precipitación en niveles bajos	125
Figura 3.30: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1951-1977 para los eventos positivos de precipitación en niveles bajos	126
Figura 3.31: Anomalía de función de corriente (contornos) y media de viento zonal (sombreados) en el período 1978-2006 para los eventos positivos de precipitación en niveles bajos	126
Figura 3.32: Distribución espacial de las correlaciones significativas entre las SSTA y NWIPR con y sin desfase. Las figuras marcadas con asterisco son aquellas que no satisfacen el criterio de interdependencia	128
Figura 3.33: Ubicación geográfica de los clústeres para cada mes considerado	130
Figura 3.34: Comparación entre las anomalías de lluvia reales y las predichas para los meses significativos y en el período bajo estudio 1950-2006. El eje de las X representa los años. El eje de las Y representa la anomalía de lluvia	132
Figura 3.35: Composites para los meses y desfases clave en el estudio	134

Bibliografía

Abeledo M.V (1998): Historia del Sol y el Cambio Climático. Serie McGraw-Hill de divulgación científica.

Alley, R.B. (2004): Abrupt climate change. *Scientific American*, 62-69

Alley, R.B., S. Anandakrishnan and P. Jung (2001): Stochastic resonance in the North Atlantic. *Paleoceanography*, **16**: 190–198.

Baines, P.G. and C. K. Folland (2007): Evidence for a Rapid Global Climate Shift across the Late 1960s. *Journal of Climate*, **20**: 2721-2744.

Barbero Francisco, J. D. Muñoz Díaz y F. S. Rodrigo (2004): Estudio sobre la relación entre precipitaciones mensuales en el levante español y temperaturas de la superficie del mar en el Mediterráneo Occidental. *El Clima entre el Mar y la Montaña*. Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria, Serie A, nº 4.

Bard, E., C. Jouannic, B. Hamelin, P. Pirazzoli, M. Arnold, G. Faure, P. Sumosusastro and Syaefudin (1996): Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, **23**: 1473-1476.

Barnston, A.G. (1994): Linear statistical short-term climate predictive skill in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate* **7**: 1513-1564.

Barnston, A.G. and R.E. Livezey (1987): Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* **115**: 1083-1126.

Barnston, A.G. and T.M. Smith (1996): Specification and prediction of global surface temperature and precipitation from global SST using CCA. *Journal of Climate* **9**: 2660-2697.

Barry R.G. and R.J. Chorley (1998): *Atmósfera, Tiempo y Clima*. Edición Omega.

Berloff, P. S. (2005): Random-forcing model of the mesoscale oceanic eddies. *Journal of Fluid Mechanics*, **529**: 71–95 (doi:10.1017/S0022112005003393).

Biasutti, M., D. S. Battisti and E. S. Sarachik (2005): Terrestrial influence on the annual cycle of the Atlantic ITCZ in an AGCM coupled to a slab ocean. *Journal of Climate*, **18**: 211–228.

- Bisagni, J.J., K.W. Seemann and T.P. Mavor (2001): High-resolution satellite-derived sea-surface temperature variability over the Gulf of Maine and Georges Bank region, 1993-1996. *Deep-Sea Research II*, **48**: 71-94
- Björnsson, H and S. A. Venegas: A Manual for EOF and SVD analyses of Climatic Data. Montreal, Quebec, Canada McGill University. 51. p.
- Black, E. and R.T. Sutton (2007): The influence of oceanic conditions on the hot European summer of 2003, *Climate Dynamics* **28**: 53-66.
- Broecker, W.S. (1987): Unpleasant surprises in the greenhouse. *Nature*, **328**: 123–126.
- Broecker, W. S. (1991): The Great Ocean Conveyor Belt. *Oceanography* **4**: 79-89.
- Broecker, W.S. (1997): Thermohaline circulation, the Achilles' heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance? *Science*, **278**: 1582– 1588.
- Broecker, W.S. (2003): Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, **300**: 1519–1522.
- Broecker, W. S., S. L. Peacock, S. Walker, R. Weiss, E. Fahrbach, M. Schroeder, U. Mikolajewicz, C. Heinze, R. Key, T. H. Peng, and S. Rubin (1998): How much deep water is formed in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research* **103**: 15833-15843.
- Brönnimann, S. (2007): The impact of El Niño/Southern Oscillation on European climate, *Review of Geophysics* **45**: RG3003, doi:10.1029/2006RG000199.
- Brönnimann, S., E. Xoplaki, C. Casty, A. Pauling and J. Luterbacher (2007): ENSO influence on Europe during the last centuries. *Climate Dynamics* **28**: 181-197.
- Bryden, H. L. and S. Imawaki (2001): Ocean heat transport. In *Ocean Circulation and Climate*. G. Siedler, J. Church and J. Gould, Eds.: Academic Press. London.
- Bryden, H.L., H.R. Longworth and S.A. Cunningham (2005): Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25 °N. *Nature*, **438**: 655–657.
- Buizza, R., M. Miller and T.N. Palmer (1999): Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction scheme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **125**: 2887–2908 (doi:10.1256/smsqj.56005.).
- Cassou, C., C. Deser and M. A. Alexander (2007): Investigating the impact of reemerging sea surface temperature anomalies on the winter atmospheric circulation over the North Atlantic. *Journal of Climate* **20**: 3510-3526.
- Cassou, C., C. Deser, L. Terray, J. W. Hurrell, and M. Drévillon (2004 a): Summer sea surface temperature conditions in the North Atlantic and their impact upon the atmospheric circulation in early winter. *Journal of Climate* **17**: 3349-3363.

Cassou, C., L. Terray, J. W. Hurrell, and C. Deser (2004 b): North Atlantic winter climate regimes: Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *Journal of Climate* **17**: 1055-1068.

deCastro, M., M. Gómez-Gesteira, I. Álvarez, I., M.N. Lorenzo, J.M. Cabanas, R. Prego, and A.J.C. Crespo (2008a): Characterization of fall-winter upwelling recurrence along the Galician western coast (NW Spain) from 2000 to 2005: Dependence on Atmospheric forcing. *Journal of Marine Systems* **72**: 145-158.

deCastro, M., M. Gómez-Gesteira, M.N. Lorenzo, I. Álvarez, and A.J.C. Crespo (2008b): Influence of atmospheric modes on coastal upwelling along the western coast of the Iberian Peninsula, 1985 to 2005. *Climate Research* **36**: 169-179.

deCastro, M., M.N. Lorenzo, J.J. Taboada, M. Sarmiento, I. Álvarez, and M. Gómez-Gesteira (2006): Influence of teleconnection patterns on precipitation variability and on river flow regimes in the Miño River basin (NW Iberian Peninsula). *Climate Research* **32**: 63-73.

Chiang, J. C. H., Y. Kushnir and S. Zebiak (2000): Interdecadal changes in eastern Pacific ITCZ variability and its influence on the Atlantic ITCZ. *Geophysical Research Letters*, **27**: 3687-3690.

Clark, P. U., N. G. Pisias, T. F. Stocker and A. J. Weaver (2002): The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, **415**: 863–870.

Clarke, G. K. C., D.W. Leverington, J. T. Teller, and A. S. Dyke (2003): Superlakes, megafloods, and abrupt climate change. *Science*, **301**: 922–923.

Clement, A. C., M. A. Cane, and R. Seager (2001): An orbitally driven tropical source for abrupt climate change. *Journal of Climate*, **14**: 2369–2375.

Cofiño, A. S. (2004): Técnicas Estadísticas y Neuronales de Agrupamiento Adaptativo para la Predicción Probabilística de Fenómenos Meteorológicos Locales. Aplicación en el Corto Plazo y en la Predicción Estacional. Tesis Doctoral.

Colman, A. and M. Davey (1999): Prediction of summer temperature, rainfall and pressure in Europe from preceding winter North Atlantic Ocean temperature. *International Journal of Climatology* **19**: 513-536.

Cuffey, K.M. and G.D. Clow (1997): Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. *Journal of Geophysical Research* **102**: 26383-26396.

Cunningham, S. A., T. Kanzow, D. Rayner, M. O. Baringer, W. E. Johns, J. Marotzke, H. R. Longworth, E. M. Grant, J. J-M. Hirschi, L. M. Beal, C. S. Meinen, and H. L. Bryden (2007): Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N, *Science*, **317**, 935. doi:10.1126/science.1141304.

Czaja, A. and C. Frankignoul (1999): Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters* **26**: (19) 2969-2972.

Czaja, A and C. Frankignoul (2002): Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* **15**: 606–623.

Czaja A, W. Robertson and T. Huck (2003): The role of Atlantic Ocean-Atmosphere Coupling in Affecting North Atlantic Oscillation Variability. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. Eds. JW Hurrell, Y Kushnir, G Ottersen and M Visbeck. *Geophysical Monograph Series*, **134**: 147-172.

Dai, A., A. Hu, G. A. Meehl, W. M. Washington and W. G. Strand (2005): Atlantic thermohaline circulation in a coupled general circulation model: unforced variations versus forced changes. *Journal of Climate*, **18**: 3270– 3793.

Delitala, A., D. Cesari, P. Chesa, and M. Ward (2000): Precipitation over Sardinia (Italy) during the 1946-1993 rainy seasons and associated large-scale climatic variations. *International Journal of Climatology*, **20**: 519-541.

Delworth, T.L. and K.W. Dixon (2000): Implications of the recent trend in the Arctic/North Atlantic Oscillation for the North Atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climate*, **13**: 3721–3727.

Delworth, T.L. and R.J. Greatbatch (2000): Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. *Journal of Climate* **13**: 1481–1495.

Delworth, T. L. and M. E. Mann (2000): Observed and simulated multidecadal variability in the northern hemisphere. *Climate Dynamics*, **16**: 661–676.

Deser, C., M. A. Alexander, and M. S. Timlin (2006): Upper ocean thermal variations in the North Pacific during 1970-1991. *Journal of Climate*, **9**: 1840– 1855.

Diaz, H.F., M.P. Hoerling, and J.K. Eischeid (2001): ENSO variability, teleconnections, and climate change. *International Journal of Climatology* **21**: 1869-1886.

Dong, B., R. T. Sutton and A.A. Scaif (2006): Multidecadal modulation of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, **33**: L08705. doi:10.1029/2006GL025766.

Drévillon, M, L. Terray, P. Rogel and C. Cassou (2001): Midlatitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP reanalysis. *Climate Dynamics* **18**: 331-344.

Fedorov, A.V. and S.G. Philander (2000): Is El Nino changing?. *Science*, **288**, 5473: 1997-2002.

- Frankignoul, C. (1977): On the noise level of climate models. *Journal of Atmospheric Sciences* **34**: 1827–1831.
- Frankignoul, C, A. Czaja and B. L'Heveder (1998): Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. *Journal of Climate* **11**: 2310-2324.
- Fichefet, T., C. Poncin, H. Goosse, P. Huybrechts, I. Janssens, and H. Le Treut (2003): Implications of changes in freshwater flux from the Greenland ice sheet for the climate of the 21st century. *Geophysical Research Letters*, **30**: 1911, 4 pp (doi:10.1029/2003GL017826).
- Ganachaud, A. and C. Wunsch (2000): Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature* **408**: 453–457.
- Ganachaud, A. and C. Wunsch (2003): Large-scale ocean heat and freshwater transports during the World Ocean Circulation Experiment. *Journal of Climate*, **16**: 696–705.
- Ganopolski, A. and S. Rahmstorf (2002): Abrupt glacial climate changes due to stochastic resonance. *Physical Review Letters* **88**: 038501-1-038501-4, (doi: 10.1103/PhysRevLett.88.038501).
- García, R. y E. Hernández (2000): El Niño: Climatología, efectos y predicción. Editorial: Fundación Mapfre.
- García-Ojalvo, J. and J.M. Sancho (1999) Noise in Spatially Extended Systems. Institute for Nonlinear Science. *Springer-Verlag*. New York 307 pp.
- Garduño, R. (1994): El veleidoso Clima Ediciones Fondo de Cultura Económica, Méjico
- Gautier, C., P. Peterson and C. Jones (1996): Global estimation of freshwater fluxes and freshwater oceanic transport from satellite data. *World Water Resources*, **8**: 505–514.
- Gómez-Gesteira, M., M. deCastro, I. Álvarez, and J.L.G. Gesteira (2008): Coastal sea surface temperature warming trend along the continental part of the Atlantic Arc (1985–2005). *Journal of Geophysical Research*, **113**
- Goosse, H. and T. Fichefet (1999): Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: a model study. *Journal of Geophysical Research*, **104**(C10): 23337–23355.
- Greatbatch, R.J., J. Lu, and K.A. Peterson (2004): Non-stationary impact of ENSO on Euro-Atlantic winter climate. *Geophysical Research Letters* **31**: L02208, doi:10.1029/2003GL018542.
- Griffies, S.M. and E. Tziperman (1995): A linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing. *Journal of Climate*, **8**: 2440–2453.

Gulev, S. K., T. Jung and E. Ruprecht (2002): Climatology and interannual variability in the intensity of synoptic-scale processes in the North Atlantic from the NCEP-NCAR reanalysis data. *Journal of Climate*, **15**: 8, 809–828.

Gutowski, W.J., L.E. Branscome and D.A. Stewart (1992): Life cycles of moist baroclinic eddies. *Journal of Atmospheric Sciences*, **49**: 306–319.

Hasselmann, K. (1976): Stochastic climate models. Part I. Theory. *Tellus*, **28**: 473–485.

Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, **29**: 142-152.

Hoerling, M.P., J.W. Hurrell, T. Xu, G.T. Bates, and A.S. Phillips (2004): Twentieth Century North Atlantic Climate Change. Part II: Understanding the Effect of Indian Ocean Warming, *Climate Dynamics* **23**: 391-405.

Hoerling, M.P., A. Kumar, and T. Xu (2001): Robustness of the Nonlinear Climate Response to ENSO's Extreme Phases. *Journal of Climate* **14**: 1277-1293.

Hurrell, J.W., (1996): Influence of Variations in Extratropical Wintertime Teleconnections on Northern Hemisphere Temperatures. *Geophysical Research Letters* **23**: (6) 665-668.

Hurrell, J.W. and C.K. Folland (2002): A Change in the Summer Atmospheric Circulation over the North Atlantic. *CLIVAR Exchanges*, **25**: 52-54.

Hurrell, J.W., M.P. Hoerling, A.S. Phillips, T. Xu (2004): Twentieth century North Atlantic climate change. Part I: assessing determinism. *Climate Dynamics* **23**: 371–389.

Iglesias I., M.N. Lorenzo, J.J. Taboada and M. Gómez-Gesteira (2010): Predictability of winter and autumn teleconnection patterns in North Atlantic by means of sea surface temperature (Enviado a *International Journal of Climatology*)

IPCC. 2001. Climate Change 2001: the Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Editado por J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Da, K. Maskell, et al. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK. 881 pp.

IPCC. 2007. Climate Change 2007: the Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Editado por S. Solomon, D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. M. B. Tignor, H. LeRoy Miller, et al. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.

Jenkyns, H.C., A. Forster, S. Schouten and J.S. Sinninghe Damsté (2004): High temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean, *Nature*, **432**: 888-892.

Kerr, R. (2000): A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science* **288**: 1984–1986.

Kessler, W and R. Kleeman (2000): Rectification of the madden julian oscillation into the enso cycle. *Journal of Climate*, **13**, 3560-3575.

Knight, J. (2005): Asignature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, **32**: L20708.

Knippertz, P., U. Ulbrich, F. Marques, and J. Corte-Real (2003): Decadal changes in the link El Niño, NAO and European/North African rainfall. *International Journal of Climatology* **23**: 1293-1311.

Knutti, R. and T.F. Stocker (2002): Limited predictability of the future thermohaline circulation close to an instability threshold. *Journal of Climate*, **15**: 179–186.

Latif, M., C. Böning, J. Willebrand, A. Biastoch, J. Dengg, N. Keenlyside, G. Madec and U. Schweckendiek (2006a): Is the thermohaline circulation changing? *Journal of Climate*, **19**: 4631–4637.

Latif, M., H. Pohlmann and W. Park (2006b): Predictability of the North Atlantic thermohaline circulation. En *Predictability of Weather and Climate*, 242–264. Editado por T. N. Palmer and R. Hagedorn. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Latif, M., E. Roeckner, U. Mikolajewicz and R. Voss (2000): Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. *Journal of Climate* **13**: 1809–1813.

Lin, J.W.-B. and J.D. Neelin (2002): Considerations for stochastic convective parameterization. *Journal of Atmospheric Sciences*, **59**: 959–975.

Livezey, R.E. and W.Y. Chen (1983): Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques. *Monthly Weather Review* **111**: 46-59.

Lorenzo, M.N. (2000): Influencia del ruido gaussiano correlacionado en la sincronización de sistemas caóticos. *Tesis doctorales 2000*, Servicio de publicaciones e intercambio científico, Universidad de Santiago de Compostela. ISBN: 84-8121-820-0 (obra completa), ISBN: 84-8121-856-1, Dep. Leg.: C-2449/00

Lorenzo, M.N., M.A. Santos and V. Pérez-Muñuzuri (2003): Spatiotemporal stochastic forcing effects in an ensemble consisting of arrays of diffusively coupled Lorenz cells. *Chaos* **13**: 913–920.

Lorenzo, M.N. and J. J. Taboada (2005): Influences of atmospheric variability on freshwater input in Galician Rías in winter. *Journal of Atmospheric and Ocean Science* Vol **10**, No **4**, 377-387.

Lorenzo, M.N., J.J. Taboada and L. Gimeno (2008 a): Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns in Galicia (NW Spain). *International Journal of Climatology* **28**:1493-1505.

Lorenzo, M.N., J.J. Taboada, I. Iglesias and I. Álvarez (2008 b): The role of stochastic forcing on the behaviour of the thermohaline circulation. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **1146**: 60–86.

Lorenzo, M.N., I. Iglesias, J.J. Taboada, and M. Gómez-Gesteira (2009): Relationship between monthly rainfall in NW Iberian Peninsula and North Atlantic sea surface temperature. *International Journal of Climatology* **30**: 980–990.

Lorenzo M.N., J.J. Taboada and I. Iglesias (2009): Sensivity of Thermohaline Circulation to Decadal and Multidecadal Variability. *ICES Journal of Marine Science* **doi**: 10.1093/icesjms/fsp06, **66**: 1439-1447.

Lorenzo M.N., J.J. Taboada, I. Iglesias and M. Gómez-Gesteira (2010): Predictability of the spring rainfall in North-west of Iberian from sea surfaces temperatures of ENSO areas. (Aceptado en *Climatic Change*).

Losada, T., B. Rodríguez-Fonseca, C.R. Mechoso and H.Y. Ma (2007): Impacts of SST anomalies on the North Atlantic atmospheric circulation: a case study for the northern winter 1995/1996. *Climate Dynamics* **29**: 807–819, DOI: 10. 1007/s00382-007-0261-x.

Mahajan, S., R. Saravan and P. Chang (2009): The role of the wind-evaporation-sea surface temperature (WES) feedback in air-sea coupled tropical variability. *Atmospheric Research*, **94**: 19–36.

Mariotti, A, J. Ballabrera-Poy, and N. Zeng (2005): Tropical influence on Euro-Asian autumn rainfall. *Climate Dynamics* **24**: (5), 511-521, doi:10.1007/s00382-004-0498-6.

Marotzke, J. (2000): Abrupt climate change and thermohaline circulation: mechanisms and predictability. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, **97**: 1347–1350.

Marshall, J., H. Johnson and J. Goodman (2001): A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation. *Journal of Climate* **14**: 1399-1421.

Marshall, J and R. A. Plumb (2008): *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics: An Introductory Text*. Elsevier Inc.

Martínez Cortizas, A., and A. Pérez Alberti (2000): *Atlas climático de Galicia*. Centro de información e tecnoloxía ambiental. Desenvolvemento sostible. Xunta de Galicia.

Martrat, B., J.O. Grimalt, C. Lopez-Martinez, I. Cacho, F.J. Sierro, J.A. Flores, R. Zahn, M. Canals, J.H. Curtis and D.A. Hodell (2004): Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, **306**: 1762-1765.

Miller, A.J., D.R. Cayan, T.P. Barnett, N.E. Graham and J.M. Oberhuber (1994): The 1976-77 climate shift of the Pacific Ocean. *Oceanography*, **7**, **1**: 21-26.

- Mohino, E., S. Janicot and J. Bader (2010): Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-010-0867-2.
- Monahan, A. H. (2002): Stabilization of climate regimes by noise in a simple model of the thermohaline circulation. *Journal of Physical Oceanography*, **32**: 2072–2085.
- Morgan, D. (2000): A Paean to Noise. *Embedded Systems Programming*, 95-101.
- Munk, W.H. (1966): Abyssal recipes. *Deep-Sea Research* **13**: 707-730.
- Munk, W., and C. Wunsch (1998): Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing. *Deep Sea Research I*, **45**: 1977–2010.
- Murphy, A. H. and R.L. Winkler (1987): A general framework for forecast verification. *Monthly Weather Review* **115**: 1330–1338.
- Nilsson, J. and G. Walin (2001): Freshwater forcing as a booster of thermohaline circulation. *Tellus* **53A**: 629–641.
- Opsteegh, J.D., R.J. Haarsma, F.M. Selten and A. Kattenberg. (1998): ECBILT: A dynamic alternative to mixed boundary conditions in ocean models. *Tellus* **50A**: 348–367.
- Paeth H., M. Latif and A. Hense (2003): Global SST influence on twentieth century NAO variability. *Climate Dynamics* **21**: 63-75.
- Pedlosky, J. (1996): *Ocean Circulation Theory*. Springer. Berlin, New York.
- Pérez-Muñuzuri, V., M.N. Lorenzo, P. Montero, K. Fraedrich, E. Kirk, and F. Lunkeit (2003): Response of a global atmospheric circulation model on spatiotemporal stochastic forcing: Ensemble statistics. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **10**: 453–461.
- Peterson, ThC, R. Vose, R. Schmoyer and V. Razuvaev (1998): Global historical climatology network (GHCN) quality control of monthly temperature data. *International Journal of Climatology* **18**: 1169-1179.
- Petoukhov, V., M. Claussen, A. Berger, M. Crucifix, M. Eby, A.V. Eliseev, T. Fichefet, A. Ganopolski, H. Goosse, I. Kamenkovich, I.I. Mokhov, M. Montoya, L.A. Mysak, A. Sokolov, P. Stone, Z. Wang and A. J. Weaver (2005): EMIC intercomparison project (EMIP-CO2) comparative analysis of EMIC simulations of climate, and of equilibrium and transient responses to atmospheric CO2 doubling. *Climate Dynamics*, **25**: 363–385.
- Phillips, I.D. and G.R. McGregor (2001): Western European water vapour flux–Southwest England rainfall associations. *Journal of Hydrometeorology* **5**: 505–523.

Phillips, I.D. and G.R. McGregor (2002): The relationship between monthly and seasonal south-west England rainfall anomalies and concurrent North Atlantic sea surface temperatures. *International Journal of Climatology* **22**: 197-217.

Phillips, I.D. and J. Thorpe (2006): Icelandic precipitation-North Atlantic sea-surface temperature associations. *International Journal of Climatology* **26**: 1201-1221.

Piani, C., W.A. Norton and D.A. Stainforth (2004): Equatorial stratospheric response to variations in deterministic and stochastic gravity wave parameterizations. *Journal of Geophysical Research*, **109**: D14 101 (doi:10. 1029/2004JD 004656.).

Pickard G.L. and W.J. Emery (1990): Descriptive Physical Oceanography. An Introduction. Editorial: Butterworth-Heinemann.

Polo, I., B. Rodríguez-Fonseca, T. Losada, J. García-Serrano (2008): Tropical Atlantic Variability Modes (1979–2002). Part I: Time-Evolving SST Modes Related to West African Rainfall. *Journal of Climate*, **21**: 6457-6475.

Pozo-Vázquez, D., S.R. Gámiz-Fortis, J. Tovar-Pescador, M.J. Esteban-Parra, and Y. Castro-Díez (2005): El Niño-Southern oscillation events and associated European winter precipitation anomalies. *International Journal of Climatology*, **25**: 17-31.

Quadrelli, R., and J.M. Wallace (2004): A simplified linear framework for interpreting patterns of Northern Hemisphere wintertime climate variability. *Journal of Climate*, **17**: 3728–3744.

Quinn, W.H., W.T. Neal, and S.E. Antunez de Mayolo (1987): El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research*, **92**: 14449–14461.

Rahmstorf, S. (1996): On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics*, **12**: 799–811.

Rahmstorf, S. (2000): The thermohaline ocean circulation—a system with dangerous thresholds? *Climatic Change*, **46**: 247–256

Rahmstorf, S. (2002): Ocean circulation and climate during the past 120 000 years. *Nature*, **419**: 207–214.

Rahmstorf, S. (2003): Timing of abrupt climate change: A precise clock. *Geophysical Research Letters*, **30**, **10**: doi:10.1029/2003GL017115

Rahmstorf, S. (2006): Thermohaline Ocean Circulation. In *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. S.A. Elias, Ed.: Elsevier. Amsterdam.

Rahmstorf, S., and A. Ganapolski (1999): Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *Climatic Change*, **43**: 353–367.

Randel, W.J. (2004): Wider connections for El Niño. *Nature*, **431**: 921-921.

Rayner, N. A.; D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, A. Kaplan, (2003): Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research* **108**, D14, 4407

Renssen, H., H. Goosse, and T. Fichefet (2002): Modeling the effect of freshwater pulses on the early Holocene climate: the influence of high-frequency climate variability. *Paleoceanography*, **17**,2: 1020. doi:10.1029/2001.PA000649.

Renssen, H., B. van Geel, J. van der Plicht, and M. Magny (2000): Reduced solar activity as a trigger for the start of the Younger Dryas? *Quaternary International*, **68**: 373–383.

Ribbe, J. (2001): Intermediate Water Mass Production Controlled by Southern Hemisphere Winds. *Geophysical Research Letters* **28**: 535-538

Richman, M.B. (1986): Rotation of principal components. *International Journal of Climatology* **6**: 293-335.

Rodó, X, E. Baert, and F.A. Comín (1997): Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: Relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dynamics* **13**: 275-284.

Rodrigo, F.S and R.M. Trigo (2007): Trends in daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002. *International Journal of Climatology*, **27**: 513-529, DOI: 10.1002/joc.1409

Rodríguez-Fonseca, B, and M. deCastro. On the connection between winter anomalous precipitation in the Iberian Peninsula and North West Africa and the summer subtropical Atlantic sea surface temperature. *Geophysical Research Letters*, **29**, **18**, doi: 10.1029/2001GL014421

Rodríguez-Fonseca, B., I. Polo, E. Serrano and M Castro (2006): Evaluation of the North Atlantic SST forcing on the European and Northern African winter climate. *International Journal of Climatology* **26**: 179-191.

Rodríguez-Fonseca, B. y C. Rodríguez-Puebla (2010), Teleconexiones climáticas en el entorno de la Península Ibérica. Predictabilidad y cambios esperados. *Clima en España: Pasado, presente y futuro. Informe de Evaluación del Cambio Climático Regional*. Red temática Clivar-España, 53-68,

Rodríguez-Fonseca, B. and E. Serrano (2002): Winter 10-day coupled patterns between geopotential height and Iberian Peninsula rainfall using the ECMWF precipitation reanalysis. *Journal of Climate* **15**: 1309-1321.

Rodríguez-Puebla, C., A.H. Encinas, L.A. García-Casado and S. Nieto (2009): Trends in warm days and cold nights over the Iberian Peninsula: relationships to large-scale variables. *Climatic Change* DOI 10.1007/s10584-009-9721-0

Rodwell M.J and C.K Folland (2002): Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **128**: 1413-1443.

Rodwell M.J and C.K Folland (2003): Atlantic air-sea interaction and model validation. *Annals of Geophysics* **46**: 47-57.

Rodwell, M.J., and B.J. Hoskins (1996): Monsoons and the dynamics of deserts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **12**: 1385-1404.

Rodwell M.J., D.P. Rowell and C.K Folland (1999): Oceanic Forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European Climate. *Nature* **398**: 320-323

Roebber, P.J. (1995): Climate variability in a low-order coupled atmosphere-ocean model. *Tellus* **47A**: 473– 494.

Rogers, D.P. (1995): Air-sea interaction: Connecting the ocean and atmosphere: U.S. National Report to IUGG, 1991-1994. *Reviews of Geophysics*, **33**. American Geophysical Union.

Rowell, D. P. (1998): Assessing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecadal GCM simulations. *Journal of Climate* **11**: 109-120.

Saenz, J., C. Rodríguez-Puebla, J. Fernández and J. Zubillaga (2001): Interpretation of interannual winter temperature variations over southwestern Europe. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **106**: 20641-20651.

Schmittner, A., C. Appenzeller and T.F. Stocker (2000): Enhanced Atlantic freshwater export during El Niño. *Geophysical Research Letters*, **27**: 1163–1166.

Schmittner, A. and A.C. Clement (2002): Sensitivity of the thermohaline circulation to tropical and high latitude freshwater forcing during the last glacial-interglacial cycle. *Paleoceanography*, **17**: 1017. doi:10.1029/2000PA000591.

Schott, F., R. Zantopp, L. Stramma, M. Dengler, J. Fischer and M. Wibaux (2004): Circulation and deep water export at the western exit of the subpolar North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **34**: 817–843.

Scott, R. B. (2003): Predictability of SST in an idealized, one dimensional, coupled atmosphere–ocean climate model with stochastic forcing and advection. *Journal of Climate*, **16**: 323–335.

Serrano, A., J.A. García, V.L. Mateos, M.L. Cancillo and J. Garrido (1999): Monthly modes of variation of precipitation over the Iberian peninsula. *Journal of Climate* **12**: 2894-2919.

Severinghaus, J.P., A. Grachev, B. Luz and N. Caillon (2003): A method for precise measurement of argon 40/36 and krypton/argon ratios in trapped air in polar ice with applications to past firn thickness and abrupt climate change in Greenland and at Siple Dome, Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**: 325–343.

Smith, I.L. (2002): A tutorial on Principal Components Analysis. (<http://www.cs.otago.ac.nz/cosc453/>)

Smith, T.M., and R.W. Reynolds (2003): Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997). *Journal of Climate* **16**: 1495-1510.

Smith, T.M., and R.W. Reynolds (2004): Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate* **17**: 2466-2477.

Stocker, T. and A. Schmittner (1997): Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature*, **388**: 862–865.

Stocker, T. F., R. Knutti and G.K. Plattner (2001): The future of the thermohaline circulation—a perspective. En *The Ocean and Rapid Climate Changes: Past, Present, and Future*, 277–293. Editado por D. Seidov, B. J. Haupt and M. Maslin. *Geophysical Monograph* **126**, American Geophysical Union.

Stommel, H. and A.B. Arons (1960a): On the abyssal circulation of the world ocean .1. Stationary planetary flow patterns on a sphere. *Deep-sea research*, **6, 2**: 140-154.

Stommel, H. and A.B. Arons (1960b): On the abyssal circulation of the world ocean .2. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins. *Deep-sea research*, **6, 3**: 217-233.

Stouffer, R. J., J. Yin, J.M. Gregory, K.W. Dixon, M.J. Spelman, W. Hurlin, A.J. Weaver, M. Eby, G.M. Flato, H. Hasumi, A. Hu, J.H. Jungclaus, I.V. Kamenkovich, A. Levermann, M. Montoya, S. Murakami, S. Nawrath, A. Oka, W.R. Peltier, D.Y. Robitaille, A.P. Sokolov, G. Vettoretti and N. Weber (2006): Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *Journal of Climate*, **19**: 1365–1387.

Sutton, R., W. Norton and S. Jewson (2001): The North Atlantic Oscillation what role for the ocean? *Atmospheric Science Letters* **1**: 89–100.

Taboada, J. J., and M.N. Lorenzo (2005): Effects of the synoptic scale variability on the thermohaline circulation. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **12**: 435–439.

Taboada, J.J, M.N. Lorenzo and L. Gimeno (2008): Variabilidade e tendencias na escala sinóptica. Capítulo 2 Evidencias e Impactos do Cambio Climático en Galicia. Resultados do proxecto. <http://www.siam-cma.org/cligal/documentos/2.pdf>.

Timm, O. and A. Timmermann (2007): Simulation of the last 21 000 years using accelerated transient boundary conditions. *Journal of Climate*, **20**: 4377–4401.

Timmermann, A. and G. Lohmann (2000): Noise-induced transitions in a simplified model of the thermohaline circulation. *Journal of Physical Oceanography*, **30**: 1891–1900.

Toba, Y. (editor) (2003): Ocean-Atmosphere interactions. Terra Scientific Publishing Company, Tokio. Kluwer Academic Publishers, Dordrech, London, Boston.

Trenberth, K. E. (1990): Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **71**: 988–993.

Trenberth, K. E. and T.J. Hoar (1996): The 1990–1995 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record. *Geophysical Research Letters*, **23**: 57–60.

Trenberth, K. and A. Solomon (1994): The global heat balance: heat transports in the atmosphere and ocean. *Climate Dynamics*, **10**: 107–134.

Trigo, R.M., D. Pozo-Vazquez, T.J. Osborn, Y. Castro- Diez, S. Gamiz- Fortis, and M.J. Esteban-Parra (2004), North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula, *Int. J. Climatol.*, *24*, 925-944.

Tziperman, E. (2000): Proximity of the present-day thermohaline circulation to an instability threshold. *Journal of Physical Oceanography*, **30**: 90–104.

Uriarte, A. (2003): Historia del clima de la tierra. Vitoria-Gasteiz : Eusko Jaurlaritzaren Argitalpen Zerbitzu Nagusia = Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. ISBN 84-457-2079-1

van Aken, H.M. (2007): The Oceanic Thermohaline Circulation: An Introduction. *Springer*. New York.

van Oldenborgh, G.J., G. Burgers, and A.K. Tank (2000), On the El-Niño Teleconnection to Spring Precipitation in Europe, *Int. J. Climatol.*, *20*, 565-574.

van Oldenborgh, G.J., and G. Burgers (2005), Searching for decadal variations in ENSO precipitation teleconnections, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L15701, doi:10.1029/2005GL023110.

Vicente-Serrano, S.M. and J.I. Lopez-Moreno (2006): The influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in Northeast Spain. *International Journal of Climatology*, *26*: 1427-1453.

Visbeck, M., E. Chassignet, R. Curry, T. Delworth, B. Dickson and G. Krahnmann, 2003: The Ocean's Response to North Atlantic Oscillation Variability. In: J. Hurrell, Y.

Kushnir, G. Ottersen and M. Visbeck (Editors), The North Atlantic Oscillation. AGU monograph, Washington, pp. 113-146.

Wallace, J.M. and D.S. Gutzler (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern hemisphere Winter. *Monthly weather review*, **109**: 784-812.

Wang, C. (2002): Atlantic Climate Variability and Its Associated Atmospheric Circulation Cells. *Journal of Climate*, **15**: 1516-1536.

Wang C, S-K. Lee and D.B. Enfield (2007): Impact of the Atlantic warm pool on the summer climate of the western hemisphere. *Journal of Climate*, **20**(20): 5021–5040.

Wang, J., S. Kádár, P. Jung, and K. Showalter (1999): Noise driven avalanche behavior in subexcitable media. *Physical Review Letters*, **82**: 855–858.

White, W.B. and D.R. Cayan (2000): A global El Niño-Southern Oscillation wave in surface temperature and pressure and its interdecadal modulation from 1900 to 1997. *Journal of Geophysical Research*, **105**: 11223–11242.

Wilks, D.S. (1995): Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: an Introduction. *International Geophysics Series* **59**: Academic Press, 464 pp.

Wilks, D.S. (2006): Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. *International Geophysics Series*: Academic Press, Elsevier.

Williams, P. D. (2005): Modelling climate change: the role of unresolved processes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, **363**: 2931–2946.

Zavala-Garay, J., A.M. Moore and C.L. Pérez (2003): The response of a coupled model of ENSO to observed estimates of stochastic forcing. *Journal of Climate*, **16**: 2827–2842.

Lista de publicaciones

1. M.N. Lorenzo, J.J. Taboada, I. Iglesias and I. Álvarez (2008): The role of stochastic forcing on the behavior of Thermohaline circulation. *Annals of the New York Academy of Sciences* **ISBN:** 1-57331-732-2, **1146:** 60-86.
2. M.N. Lorenzo, J.J. Taboada and I. Iglesias (2009) Sensivity of Thermohaline Circulation to Decadal and Multidecadal Variability. *ICES Journal of Marine Science* **doi:** 10.1093/icesjms/fsp06, **66:** 1439-1447.
3. Lorenzo, M.N., I. Iglesias, J.J. Taboada and M. Gómez-Gesteira (2009): Relationship between monthly rainfall in NW Iberian Peninsula and North Atlantic sea surface temperature. *International Journal of Climatology*, 30: 980-990.
4. Lorenzo M.N., J.J. Taboada, I. Iglesias and M. Gómez-Gesteira (2009): Predictability of the spring rainfall in North-west of Iberian from sea surfaces temperatures of ENSO areas. (Aceptado en *Climatic Change*).
5. Iglesias, I., M.N. Lorenzo, J.J. Taboada and M. Gómez-Gesteira (2010): Predictability of winter and autumn teleconnection patterns in North Atlantic by means of sea surface temperature. (En revisión *International Journal of Climatology*).
6. AUTORES/AS: Belén Rodríguez-Fonseca y Concepción Rodríguez-Puebla. CONTRIBUYENTES: Marta Ábalos.; Inés Álvarez; Blanca Ayarzagüena; Angel Borja; Maite de Castro; Alvaro de la Cámara; Yolanda Castro-Díez; Antonio Cofiño; Alejandro J. Cabrera Crespo; Maria José Esteban Parra; María José Estrela; María Dolores Frías; Sonia Raquel Gámiz-Fortis; Ricardo García-Herrera, Javier García-Serrano; Moncho Gómez-Gesteira; Beatriz González; Nube González Reviriego; Jesús Fidel González Rouco; Jose Manuel Gutiérrez; Sixto Herrera; Isabel Iglesias; Juan Ignacio López-Moreno; Maria de las Nieves Lorenzo.; Teresa Losada; Yolanda Luna; María Luisa Martín; Juan Javier Miró; Elsa Mohino; Daniel Paredes; Francisco Pastor; Irene Polo; David Pozo-Vázquez; Fernando Sánchez Rodrigo; Jon Sáenz; Encarnación Serrano; Juan José Taboada; Francisco Valero; Jose Antonio Valiente; Sergio Vicente-Serrano (2010): Teleconexiones Climáticas En El Entorno De La Península Ibérica Predictabilidad Y Cambios Esperados. *Clima en España: Pasado, Presente y Futuro. Informe de evaluación del cambio climático regional. CLIVAR España, Ministerio de Medio Ambiente y de Medio Rural y Marino, Ministerio de Ciencia e Innovación. Capítulo 4*, 53- 68.
7. Iglesias, I., M.N. Lorenzo, M. Gómez-Gesteira, M. deCastro, J.J. Taboada, I. Álvarez, JLG Gesteira y E. Cabello (2010): Utilización de la temperatura

- superficial del mar para estudios climáticos. Libro: *Métodos Y Técnicas En Investigación Marina*, **Capítulo 28, Sección 3**. (En publicación).
8. M. Gómez-Gesteira, L. Gimeno, M. de Castro, M.N. Lorenzo, I. Alvarez, R. Nieto, J.J. Taboada, A.J.C. Crespo, A.M. Ramos, I. Iglesias, J.L. Gómez-Gesteira, F.E. Santo, D. Barriopedro and I.F. Trigo (2010) The state of climate in North-West Iberia. (En publicación *Climate Research*).
 9. Iglesias, M.N. Lorenzo, M. Gómez-Gesteira y J.J. Taboada (2010) La temperatura superficial del mar como herramienta de predicción climática. Serie: Avances en climatología y ciencias de la atmósfera (ACCA). **Volumen 3** (En publicación).

