

# Evaluación de las teleconexiones climáticas observadas y simuladas con modelos CMIP en la región Euro-Atlántica

Nube González Reviriego



VNIVERSIDAD  
D SALAMANCA

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL





**VNiVERSiDAD  
D SALAMANCA**

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

Departamento de Ingeniería Cartográfica y del Terreno

Departamento de Física Fundamental

# **Evaluación de las teleconexiones climáticas observadas y simuladas con modelos CMIP en la región Euro-Atlántica.**

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas por:

Nube González Reviriego

Febrero 2015

Cubierta y fotografías: Manuel Mata Atuse





# Evaluación de las teleconexiones climáticas observadas y simuladas con modelos CMIP en la región Euro-Atlántica.

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas por Nube González Reviriego, bajo la dirección de Dr D<sup>a</sup> Concepción Rodríguez Puebla y de Dr D<sup>a</sup> María Belén Rodríguez de Fonseca

La doctoranda

Handwritten signature of Nube González Reviriego in blue ink.

Visto Bueno de las Directoras

Handwritten signature of Concepción Rodríguez Puebla in blue ink.

Concepción Rodríguez  
Puebla

Handwritten signature of María Belén Rodríguez de Fonseca in blue ink.

María Belén Rodríguez  
de Fonseca

Salamanca, Febrero de 2015



A Margarita, José Luis, Olmo y Javi, por ser  
mi soporte durante estos años de doctorado

A mis raíces, para que perduren en el tiempo

*Cuando la luna está cornigacha  
y el sol corrucho,  
o llueve mucho,  
o no llueve ná,  
o se queda el tiempo como está*

Dicho popular de Aldeanueva del Camino  
(Cáceres)





# Agradecimientos

A lo largo de esta andadura del doctorado, he tenido la suerte de aprender muchas cosas, de viajar, de vivir experiencias en lugares nuevos y de conocer a muchas personas. Por todo ello me siento afortunada y aunque todos los momentos no han sido fáciles, cuando miro hacia atrás me quedo con todos vosotros, los que habéis hecho que esta experiencia haya merecido la pena. Para todas esas personas que de alguna manera han hecho que este camino fuera más fácil van estos agradecimientos. Ya que son muchas las personas que han aportado su granito de arena a este proyecto, debéis de perdonadme si no os cito personalmente, ya que aunque me gustaría, sería imposible hacerlo con todos ya que me faltarían folios para hacerlo.

No podría empezar por otra persona que no fuese Concha, ya que sin ella todo esto no habría sido posible. Muchas gracias por toda tu dedicación y apoyo que me has dado en estos años de trabajo, por tu paciencia conmigo en muchos momentos, por permitirme viajar y mostrarme la ciencia y sobre todo, por convertirte en mi “madre científica”. Admiro tu tesón, tu afán de superación, el gusto por las cosas bien hechas y tu trabajo desinteresado, los cuales me has transmitido en todos estos años. La verdad es que es difícil expresar con palabras mi gratitud, ya que además del conocimiento científico transmitido, a nivel personal siempre te has preocupado por mí y por mi futuro, ya que ante todo eres una bellísima persona. GRACIAS.

La otra persona sin la que, esto no habría sido posible, es Belén, cuyos puntos de vista siempre nos han ayudado en el desarrollo de la investigación y han sido clave para avanzar en ciertos momentos difíciles. Belén, muchas gracias por tu dedicación, paciencia y apoyo a lo largo de todos estos años, pero sobre todo en la última parte, donde tus ánimos y optimismo han estado presentes cuando las fuerzas flaqueaban. Admiro tu infinita capacidad de trabajo y tu organización. A pesar de tus miles de tareas científicas en las que siempre estás involucrada, has tenido tiempo para dedicarme, lo que valoro muchísimo porque de verdad, no sé cómo lo haces. GRACIAS por toda tu ayuda y por tu conocimiento transmitido, pero sobre todo, gracias por el optimismo y energía que desprendes.

A mis padres, por ser y estar siempre, en cualquier momento y bajo cualquier situación. Porque para llegar a este momento, el camino comenzó mucho tiempo antes, con vuestra

educación, vuestro dejarme hacer y vuestro inconmensurable apoyo. Gracias por darme unas raíces sobre las que crecer y desarrollar mi propia vida. Os agradezco mucho la paciencia que habéis tenido conmigo en el transcurso de estos años de tesis y sobre todo en los últimos tiempos cuando el cansancio y la tensión apretaban más fuerte y el refugio en casa era mi única vía de escape para las tensiones acumuladas.

A mi hermano Olmo, porque no concibo la vida sin ti, sin nuestros dimes y diretes, sin tu ironía, sin tus achuchones... Muchas gracias por tu paciencia conmigo en los últimos tiempos y tu apoyo. El comienzo de la escritura de esta tesis no hubiese sido igual sin ti y tu música del piano al otro lado de la pared, pero sobre todo sin esos descansos en los que arreglábamos el mundo o nos mondábamos de la risa. Sin duda has conseguido que el mes de agosto de encierro de tesis haya sido uno de los mejores agostos... ¡que sean muchos ratos más!

A Javi, aunque empezaste a formar parte de mi vida mucho después que el resto de la tropa familiar, ya te has convertido en uno más y eso me encanta. Has tenido que sufrir el día a día de un doctorando y eso no es una tarea fácil en muchas ocasiones. Muchas gracias por hacerme reír en los momentos más difíciles y por tu comprensión, apoyo y paciencia para que esta tesis pudiese salir hacia delante. ¡Estoy segura que Uve y Ge estarán orgullosos de ti! Gracias también por tu ayuda en temas relacionados con la informática y la programación a lo largo de todos estos años y como no, por emplear tus vacaciones ayudándome a maquetar la versión final de esta tesis.

I would like to thank Professor Tim Osborn for his guidance in my two research stays at Climate Research Unit (CRU) of the University of East Anglia. Tim, thank you very much for your help and teaching about climate variability, statistical techniques and general circulation models. It was a wonderful experience to have the chance to work with you at CRU. Thanks to all people in CRU, for your welcoming and help in my two visits to Norwich. I hope to have the chance to share with all of you a future Summer Do! I would also like to thank those wonderful people that I met at Norwich and with whom I shared my free time. To all of them: thank you very much for your friendship. It was a pleasure to meet you all!

A Manuel Mata Atuse (Manolo para los amigos), por poner tú cámara de fotos al servicio de esta tesis doctoral. Gracias por tu entusiasmo cuando te ofrecí esta colaboración y por las horas dedicadas de tu tiempo libre a que este proyecto quedase bonito. Me ha encantado trabajar contigo, ya que a pesar de la distancia y las prisas, hemos buscado la manera para empastar mis ideas y plasmarlas con este fabuloso tratamiento que le has hecho a las fotos. ¡Al final ha quedado genial! No hubiese sido lo mismo sin tu ayuda, gracias.

Me gustaría agradecer a los miembros del grupo GICA y TROPA por estar siempre disponibles para ayudar a lo largo de estos años. Especialmente a Sara, mi compa de despacho en los dos últimos años, con quien he compartido más que trabajo. Gracias por las conversaciones, los cafeses, algún que otro viaje y tu apoyo, ha sido un verdadero placer compartir despacho contigo. A M<sup>a</sup> Cruz, por su ayuda en todo momento y sus charlas mañaneras. También me gustaría agradecer a Dolo, Ana, Chus e Iñigo, porque aún en la distancia, siempre habéis estado pendiente de mí. Por todos vuestros ánimos y vuestra simpatía, os sentimos como parte del grupo.

A todas las personas de mi entorno cercano por su apoyo durante todo este tiempo, pero sobre todo al final, donde cada palabra de ánimo ha empujado un poquito para que yo pudiese llegar a este momento. A todos los miembros de mi familia, mis abuelos, mis tíos y mis primos, por alentarme con vuestras palabras y por vuestro cariño. Siempre he estado orgullosa de tener esta gran familia. A Ceci, Benja, Puri, Pili, Santos y Elena, por tratarme como si fuera de vuestra familia, por los ratitos compartidos y por vuestros ánimos. A Ramiro, por tus charlas motivadoras acerca del trabajo y por preocuparte siempre por mí y mis proyectos.

A mis amigos, los que siempre están ahí, por todo vuestro apoyo y momentos compartidos juntos. A mis amigos de siempre Elsa, Jose Antonio, Olalla, Moni y David, gracias por seguir estando ahí a pesar del paso de los años y por tener siempre una palabra alentadora cuando lo necesito. A mis mallorquin@s glamurosos, por todo lo que hemos vivido juntos en los años universitarios: los viajes, quedadas, fiestas, confiancias y muchas risas. A Beita, por ser la única superviviente en Salamanca y la que más me ha sufrido en los últimos tiempos, gracias amiga. A Vicente y Carmen, por las risas compartidas en la calle Mallorca. A los galleguiños, Sabe, Cinti y Carlos, por todas las peripecias pasadas juntos y por sentir que no pasa el tiempo cuando nos vemos. A mis físicos locos: Lupita, Rodri y Jesús, gracias por compartir experiencias “doctorantiles” conmigo y por vuestros ánimos. ¿Os acordáis de la cara de alucine del camarero en aquella quedada en Cáceres cuando Jesús nos explicaba su trabajo con las cuerdas y los donuts en muchas dimensiones? Si es que, a veces, parecemos extraterrestres. A todos vosotros, ¡gracias por vuestra amistad!

Gracias a los proyectos de investigación CGL2008-04619 del Ministerio de Ciencia e Innovación, CGL2011-23209 y SA222A11-2 de la Junta de Castilla y León y MOVAC ref.200800050084028 del Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, con los que hemos podido comprar el material informático necesario para llevar a cabo esta investigación, así como asistir a congresos y cursos que nos han permitido enriquecer y difundir nuestro trabajo. En particular, gracias a la concesión de la beca de Forma-

ción del Personal Investigador (FPI) con referencia BES-2009-015078 del Ministerio de Ciencia e innovación, la que me ha permitido financiarme durante estos años y me ha permitido realizar estancias de investigación en el extranjero.

Me gustaría agradecer también al departamento de Ingeniería Cartográfica y del Terreno de la Escuela Politécnica Superior de Ávila y al departamento de Física General y de la Atmósfera, recién anexionado al departamento de Física Fundamental, ambos de la facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca, donde se ha realizado esta tesis doctoral por su acogida durante estos años y por facilitarme un lugar donde trabajar.

Gracias a Matilde Rusticucci y Alberto Arribas, por vuestro esfuerzo desinteresado para realizar los informes externos de esta tesis doctoral.

Mis andanzas investigadoras comenzaron en la Universidad Complutense, en el máster de Geofísica y Meteorología, del que guardo muy buen recuerdo de los profesores, compañeros de clase y compañeros del Laboratorio Elvira Zurita. Para todos aquellos que compartisteis esos años conmigo quiero agradecer el apoyo y la ilusión que me transmitisteis por la climatología y sobre todo por los buenos momentos que pasamos juntos. También quiero agradecer a la Obra Social “la Caixa” por la beca de estudios de máster concedida, ya que me abrió la oportunidad de aprender y colarme en este mundo científico.

En el último año de doctorado, he tenido la suerte de trabajar en la CFU (Climate Forecasting Unit) en el Instituto Catalán de Ciencias del Clima (IC3), donde me han acogido desde un principio como si fuese una más. Me gustaría agradecer a Paco Doblas y a Mel Davis, por brindarme la oportunidad de trabajar en Climate Services de la CFU y poder compatibilizarlo con el trabajo de mi tesis doctoral, por todas sus enseñanzas a lo largo de este año de trabajo y por la confianza depositada en mí. Gracias a todos los compañeros de CFU e IC3 por su ayuda y simpatía mostrada durante este año.

Durante mis idas y venidas a Barcelona he compartido mi tiempo libre con personas geniales que han hecho un poco más fácil mi último año de doctorado, a todas ellas quiero darle las gracias. A mi tía Tere y mis primos Diego y Claudia, qué habría hecho yo sin vosotros en Barcelona. Gracias por vuestro cariño y por hacer sentirme como en casa. A tío Rodolfo, que en espíritu ha estado con nosotros: allí con los lejanos flashes de la sagrada familia al atardecer, me dijiste que te enorgullecías de tu sobrina doctora... A José Luis, Toñi y José Fernando, por preocuparos por mí y por todos los ratitos y risas compartidas en torno a la mesa. A mi Vero, por llegar inadvertida y convertirte en una gran amiga, por tu paciencia, tus ánimos, por ser mi paño de lágrimas y por estar siempre ahí, aún con la distancia. A Isabel, por la charleta, por tus ánimos siempre y

por abrirnos tu casa y darnos tan bien de comer. A Mel, por tu ayuda y simpatía desde el minuto cero y por ayudarme con mi inglés a lo largo de las páginas de esta tesis. A Uri, por tu ayuda desde el primer momento y por tus ánimos al final, pero sin duda gracias por las risas compartidas que han hecho que los largos días de trabajo fueran mucho más llevaderos. A Mingu y familia catalana-francesa, por los pinchos compartidos, las salidas camperas por Cataluña y vuestra simpatía; siempre es un placer pasar un rato con vosotros. A Cristina y a Danila por compartir conmigo los sinsabores del doctorando y por vuestros ánimos.

We would like to acknowledge the modelling groups, the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) and the WCRP's Working Group on Coupled Modelling (WGCM) for their role in making available the WCRP CMIP3 multi-model dataset. Support for this dataset is provided by the Office of Science, U. S. Department of Energy.

We would like to thank the NCEP/NCAR for providing the reanalysis, the Climate Prediction Center (CPC) of NOAA for the Northern Hemisphere Teleconnection Indices and the developers of CDAT software.

We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is responsible for CMIP, and we thank the climate modeling groups (listed in Appendices A and B of this dissertation) for producing and making available their model output. For CMIP the U.S. Department of Energy's Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison provides coordinating support and led development of software infrastructure in partnership with the Global Organization for Earth System Science Portals.



# Resumen

A lo largo de los últimos treinta años, la comunidad científica ha reconocido la importancia de la teleconexiones climáticas y su vinculación con la variabilidad del clima en las distintas regiones del planeta, así como su influencia sobre muchas y diversas variables climáticas. De esta manera, los patrones de teleconexión están bien estudiados en bases de datos observacionales y de reanálisis. Sin embargo, el estudio de estos patrones con datos de modelos climáticos es menos frecuente y se centra, mayoritariamente, en patrones de teleconexión a escala hemisférica obtenidos a partir de datos de simulaciones de clima presente. Uno de los retos a los que se enfrenta la ciencia atmosférica en la actualidad es la predicción de las teleconexiones climáticas en escenarios de clima futuros.

En este contexto, el objetivo principal de esta tesis doctoral es estudiar los índices y patrones de teleconexión más prominentes de la región euro-atlántica: la Oscilación del Atlántico Norte (NAO<sup>1</sup>), el patrón del este del Atlántico (EA), el patrón del este del Atlántico-oeste de Rusia (EATL/WRUS) y el patrón de Escandinavia (SCAND) con los modelos CMIP3 y CMIP5, utilizando datos de simulaciones históricas y futuras. La idea es evaluar los posibles cambios entre los patrones definidos por el “Climate Prediction Center” (CPC) de la NOAA y los obtenidos a partir de simulaciones, así como analizar sus proyecciones futuras mostrando especial atención en las tendencias y la variabilidad espacial. La tarea no es sencilla, ya que las teleconexiones obtenidas con los métodos tradicionales, como las Funciones Empíricas Ortogonales Rotadas (REOF), a partir de los datos de los modelos son, en muchos de los casos, difíciles de identificar con las teleconexiones definidas en la actualidad y presentes en las observaciones. Partiendo de esta premisa, esta investigación introduce la regresión de Mínimos Cuadrados Parciales (PLS) como un método que permite identificar los patrones de teleconexión definidos en la actualidad por el CPC, en otras bases de datos, ya sean de observaciones, reanálisis o modelos. La aplicación de esta metodología desde el punto de vista espacial es completamente novedosa en el ámbito de la variabilidad climática y consiste en un modelo de regresión en el que las variables dependientes son los patrones espaciales monitorizados por el CPC y las variables independientes, son los mapas espaciales del

---

<sup>1</sup> Todos los acrónimos utilizados en el Resumen están definidos en la “Lista de acrónimos” en la página xxxvii

campo de anomalías a analizar. Partiendo de los datos del reanálisis 20CR, se demuestra que la regresión PLS es una herramienta válida para determinar los índices y patrones de teleconexión más parecidos a los definidos por el CPC en la región euro-atlántica y además, es capaz de captar la variabilidad temporal de los patrones espaciales NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND.

Los resultados más importantes que se desprenden tras la aplicación de la regresión PLS a los datos de los modelos CMIP3 (simulaciones 20C3M y A1B) y CMIP5 (simulaciones Historical y RCP8.5) en el periodo 1901-2098 se detallan a continuación. En el siglo XX, los índices simulados por la mayoría de los modelos individuales no simulan tendencias significativas en ninguna de las fases de CMIP, lo que está de acuerdo con las observaciones. Sin embargo, en los resultados obtenidos con el multimodelo CMIP3 (CMIP5), los índices EA y SCAND (NAO y EA) muestran tendencias significativas. Para el siglo XXI, todos los índices muestran tendencias significativas con ambos multimodelos, aunque sólo son significativas la NAO y el SCAND para la mayoría de los modelos CMIP3 y CMIP5 individuales. Además, casi la mitad de los modelos CMIP5 muestran una tendencia significativa para el EA. Durante el periodo 2000-2098 los índices simulados por el multimodelo con valores de tendencia más acusados son la NAO (0.94) y el SCAND (-1.27) en el caso de CMIP3 y la NAO (0.78), el EA (0.39) y el SCAND (-1.37) para CMIP5. La confianza en la tendencia de estos índices ha sido analizada teniendo en cuenta la relación señal/ruido entre la variabilidad forzada (en primera aproximación, tendencia común de los modelos) y la no forzada (dispersión de la tendencia de los modelos).

Respecto a los patrones de teleconexión, tanto los modelos individuales como el multimodelo reproducen razonablemente bien los patrones del CPC en el periodo 1950-2000, lo que sucede en ambas fases de CMIP, como así lo demuestran los Diagramas de Taylor. A partir de estos diagramas se realiza un ranking de los modelos que mejor simulan cada patrón de teleconexión, encontrando resultados semejantes a los obtenidos en otras investigaciones. El estudio de los patrones de teleconexión obtenidos con el multimodelo en periodos de 20 años móviles, desde 1916 hasta 2095, revela que ninguno de los patrones estudiados es estacionario en el tiempo. Los cambios más acusados en las estructuras de los patrones de teleconexión se producen a partir del último cuarto del siglo XXI, tanto en CMIP3 como en CMIP5.

Una de las aplicaciones más importantes de esta investigación es la posible utilización de los índices y patrones de teleconexión, obtenidos mediante la regresión PLS, en estudios posteriores que ligen dichas teleconexiones con otras variables climáticas. En concreto, el vínculo con las anomalías en la temperatura de la superficie del mar con meses de antelación tiene una gran utilidad para conocer la posible predictabilidad de los patrones



de teleconexión. Con esta idea, se ha analizado la posible influencia de los forzamientos oceánicos sobre la variabilidad de la NAO, evaluando la predictibilidad potencial de la NAO de invierno en los modelos CMIP5. Para alcanzar dicho objetivo se ha obtenido la relación, en diferentes periodos de tiempo, entre el índice de la NAO calculado mediante PLS y las anomalías de la temperatura superficial del mar (SST) en 29 modelos de CMIP5. Los resultados más importantes indican una correlación significativa entre una configuración de la NAO positiva y anomalías de SST tipo Niña en la región del Pacífico este tropical y viceversa, en la mayoría de los modelos y ambas simulaciones: Historical (1901-1999) y RCP8.5 (2000-2098). Esta relación entre la NAO y las anomalías de SST viene liderada por el océano al menos en los 5 meses previos al invierno, como lo revelan la mayoría de los modelos CMIP5 individuales, siendo esta relación más robusta en las simulaciones históricas que en el escenario RCP8.5.



# Summary

Over the last 30 years, the scientific community has confirmed the importance of teleconnections and their influence on climate variability all around the world, linking many different climatic variables. Although the spatial teleconnection patterns are well studied in observed and reanalysis datasets, studies using climate models are scarce and mainly focus on hemispheric teleconnection patterns obtained from historical simulations data. At present, one challenge facing atmospheric science is the prediction of the teleconnections with data from future scenario simulations.

In this context, the main aim of this dissertation was to study the Euro-Atlantic teleconnection indices and patterns: the North Atlantic Oscillation (NAO), the East Atlantic Pattern (EA), the East Atlantic-West Russian Pattern (EATL/WRUS) and the Scandinavian pattern (SCAND). This assessment was performed using historical and future simulations of the CMIP3<sup>1</sup> and CMIP5 model data. The idea was to evaluate and compare the performance of multiple models to represent the teleconnection patterns following the definition of the NOAA Climate Prediction Center (CPC), and to analyse their future projections with special attention to the trends and the spatial variability. This task was not straightforward because the teleconnection patterns obtained with models data by means of the traditional methods (i.e. Rotated Empirical Orthogonal Functions, REOF) were, in many cases, difficult to identify with the teleconnections obtained with observations. Based on this premise, this investigation introduces the Partial Least Squares (PLS) regression method for the first time to identify the CPC defined teleconnection indices and patterns in others databases, for observations, reanalysis or models. The application of this method from the spatial point of view is completely novel in the area of climate variability and it consists of a regression model in which the dependent variables were the spatial teleconnection patterns of CPC and the independent variables were the spatial maps of the analysing anomaly field. From the 20CR reanalysis data, we showed that PLS regression is a valid tool to identify the teleconnection indices and patterns resembling those defined by CPC in the Euro-Atlantic region. This method was also able to capture the temporal variability of the spatial patterns NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND.

---

<sup>1</sup> Page xxxvii contains a list of acronyms used in this summary.

The most noteworthy results obtained after application of the PLS regression to the CMIP3 (CMIP5) models and simulations 20C3M and A1B (Historical and RCP8.5), for the period 1901-2098, are described below. In the twentieth century, the indices obtained with most of the individual models do not present a significant trend in any of the two CMIP phases, which is in agreement with the observations. Nevertheless, for the CMIP3 (CMIP5) multi-model mean, the EA and SCAND (NAO and EA) indices show a significant trend. In the twenty-first century, we obtained significant trends for all the indices in both CMIP3 and CMIP5 multi-model means, but only the NAO and SCAND trends are significant for most of the individual CMIP3 and CMIP5 models. For the period 2000-2098 and the multi-model mean, indices with the highest values of the trend are the NAO (0.94) and the SCAND (-1.27) for CMIP3 and the NAO (0.78), the EA (0.39) and the SCAND (-1.37) for CMIP5. The confidence in the trend of these indices was analysed considering the ratio between the common trend (in a first approximation, forced variability) and the spread of the unforced trend.

Regarding the teleconnection patterns, both CMIP3 and CMIP5 individual models and multi-model means reproduce reasonably well the CPC defined patterns in the period 1950-2000, as corroborated by the Taylor diagrams. In this period we also ranked the models according to their performance by means of the Taylor diagrams, and the results were in agreement with other studies. The study of the teleconnection patterns obtained with the CMIP3 and CMIP5 multi-model means for 20-years mobile periods, from 1916 to 2095, showed areas with significant differences over time in the amplitudes of all the patterns, which revealed signs of non-stationarity. The biggest changes in the patterns were found from the last quarter of the twenty-first century for both CMIP3 and CMIP5.

One of the most important applications of this research is the possible use of the teleconnections indices and patterns, obtained by means of PLS regression, for predictability issues. With this approach, the influence of the ocean forcing in the NAO variability has been analysed, evaluating the potential predictability in CMIP5 models of the winter NAO. To accomplish this goal, the relation between the Sea Surface Temperature (SST) anomalies and the NAO index in different periods of time has been evaluated by using 29 CMIP5 models. The most remarkable result indicates a significant correlation between the positive configuration of the NAO and La Niña in the Eastern Tropical Pacific (6°S-6°N and 150°W-90°W) and vice versa in most of the models, and in both Historical (1901-1999) and RCP8.5 (2000-2098) experiments. This relation is led by the ocean at least 5 months before the winter, as revealed by most of the CMIP5 individual models.





# Contenido

---

<b>Agradecimientos</b>	<b>i</b>
<b>Resumen</b>	<b>vii</b>
<b>Summary</b>	<b>xi</b>
<b>Prefacio</b>	<b>xli</b>
<b>Preface</b>	<b>xliv</b>
<b>Capítulo 1</b>	<b>1</b>
<i>Introducción</i>	
1.1. El IPCC y el proyecto CMIP	3
1.1.1. IPCC	3
1.1.2. CMIP	4
1.1.3. CMIP5	5
1.2. Circulación atmosférica y oceánica en la región atlántica	7
1.3. Variabilidad atmosférica. Patrones de teleconexión	11
1.4. Cambio climático e impactos en los patrones de teleconexión	19
1.4.1. NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND	19
1.4.2. ENSO	22
<b>Capítulo 2</b>	<b>25</b>
<i>Motivación y objetivos</i>	
2.1. Motivación y objetivos de la investigación	27
2.2. Motivation and goals	30
<b>Capítulo 3</b>	<b>35</b>
<i>Datos y metodología</i>	
3.1. Datos	37

3.1.1. Reanálisis 20CR	37
3.1.2. Índices de teleconexión del CPC	39
3.1.3. Datos CMIP	40
3.2. Metodología	43
3.2.1. Definición de anomalías	43
3.2.2. Regresión de Mínimos Cuadrados Parciales.	45
3.2.3. Análisis de Funciones empíricas ortogonales (EOF)	50
3.2.4. Métodos para el análisis y representación de los resultados	52
3.2.5. Significación estadística de los resultados	57
<b>Capítulo 4</b>	<b>63</b>
<i>Aplicación de la regresión PLS para la comparación de índices y patrones de teleconexión.</i>	
4.1. Validación del método PLS con datos de reanálisis	65
4.1.1. Aplicación de la regresión PLS	65
4.1.2. Determinación del número de variables latentes para la regresión PLS	67
4.1.3. Resultados obtenidos de la regresión PLS	69
4.2. Validación del método PLS con datos del modelo CGCM3.1(T63)	73
4.3. Cambios en los patrones de teleconexión del CPC durante el siglo XX	78
4.4. Discusión sobre el uso de la regresión PLS.	79
4.5. Resumen	85
<b>Capítulo 5</b>	<b>89</b>
<i>Evaluación y proyección de las teleconexiones con modelos CMIP3</i>	
5.1. Obtención de las teleconexiones mediante PLS	91
5.2. Evaluación de los pseudoíndices	93
5.3. Evaluación de los pseudopatrones	100
5.4. Justificación de tendencias de los pseudoíndices	112
5.5. Resumen	116



<b>Capítulo 6</b>	<b>121</b>
<i>Evaluación y proyección de teleconexiones con modelos CMIP5.</i>	
<i>Comparación de resultados con CMIP3</i>	
6.1. Obtención de las teleconexiones mediante la regresión PLS.	123
6.2. Resultados de la regresión PLS y discusión	125
6.2.1. Pseudoíndices	125
6.2.2. Pseudopatrones	134
6.3. Comparación de resultados con los obtenidos para CMIP3	144
6.4. Resumen	147
<b>Capítulo 7</b>	<b>153</b>
<i>Predictibilidad de la NAO en escenarios de CMIP5. El papel de la temperatura de la superficie del mar</i>	
7.1. El papel del océano en la variabilidad de la región euro-atlántica.	155
7.2. Relación de la NAO con las anomalías globales de SST	158
7.3. Relación de la NAO con las anomalías de SST en la región Niño 3.0	161
7.4. Predictibilidad de la NAO en escenarios de CMIP5	167
7.5. Resumen	170
<b>Capítulo 8</b>	<b>173</b>
<i>Conclusiones y trabajo futuro</i>	
8.1. Conclusiones	176
8.2. Trabajo proyectado	179
<b>Chapter 8</b>	<b>183</b>
<i>Conclusions and future work</i>	
8.1. Conclusions	185
8.2. Future work	188
<b>Referencias</b>	<b>191</b>

<b>Apéndices</b>	<b>223</b>
Apéndice A: Modelos CMIP3	224
Apéndice B: Modelos CMIP5	226
Apéndice C: Pseudoindices para los modelos CMIP3	231
1. NAO	232
2. EA	236
3. EATL / WRUS	240
4. SCAND	244
Apéndice D: Pseudopatrones de teleconexion para los modelos CMIP3	249
1. NAO	250
2. EA	253
3. EATL/WRUS	256
4. SCAND	259
Apéndice E: Article published on Climate Dynamics	263





# Lista de figuras

---

## Capítulo 1

### *Introducción*

- Figura 1:** Representación de la circulación general de la atmósfera. Figura obtenida de Neelin (2011) 8
- Figura 2:** Campo medio de presión sobre la superficie del mar (SLP) obtenido del reanálisis 20CR para el periodo 1871-2012 (Compo et al. 2011). (a) Configuración espacial en la estación de invierno (DJF). (b) Configuración espacial en la estación de verano (JJA). El intervalo de contorno en las dos figuras es de 4 hPa. 9
- Figura 3:** Campo medio (contornos) y anomalías con respecto a la media zonal (sombreado) del campo de altura geopotencial en 500 hPa obtenidas del reanálisis 20CR en el periodo 1871-2012. (a) Configuración espacial del invierno (DJF). (b) Configuración espacial del verano (JJA). El intervalo de contorno en las dos figuras es de 50 gpm, y las anomalías negativas (positivas) están representadas con los colores azul (rojo). 10
- Figura 4:** (a) Mapa de correlación (contornos) entre el índice NAO definido por el CPC de la NOAA y el campo de temperatura del aire a 2m, obtenidos del reanálisis 20CR en el periodo 1950-2012 y mapa compuesto (sombreado) de temperatura del aire a 2m, obtenido a partir de los años en los que el índice NAO estandarizado supera el valor de 1.5 en valor absoluto. (b) Igual que (a) pero para la variable de precipitación. Ambas figuras están obtenidas para el mes de enero y el intervalo de contorno en ambas figuras es de 0.2. 13
- Figura 5:** Patrones de teleconexión más importantes en la región euro-atlántica, monitorizados por el CPC de la NOAA en la estación de invierno. De izquierda a derecha y de arriba abajo, los patrones representados son la NAO, el EA, el EATL/WRUS y el SCAND. Figura obtenida de la página web del CPC de la NOAA: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml> 14
- Figura 6:** Igual que la Figura 4 pero obtenida con el índice EA 16
- Figura 7:** Igual que la Figura 4 pero obtenida con el índice EATL/WRUS 16

- Figura 8:** Igual que la Figura 4 pero obtenida con el índice SCAND. 16
- Figura 9:** Diagrama explicativo de la temperatura de la superficie del mar, viento, áreas de convección y posición de la termoclina en la región del Pacífico tropical bajo condiciones de El Niño (a), condiciones normales (b) y condiciones de La Niña (c). Figura obtenida de NOAA/PMEL/TAO Project Office, Dr. Michael J. McPhaden, Director 18

### Capítulo 3

#### *Datos y metodología*

- Figura 10:** Representación gráfica de la regresión PLS multivariada, donde cada caja representa una matriz con las dimensiones especificadas en el margen izquierdo y superior. Y son las variables dependientes, X las variables independientes, B los coeficientes de la regresión y E es el error asociado a la regresión. 47
- Figura 11:** Ilustración de la validación cruzada con  $k=10$  iteraciones. En cada iteración el conjunto total de datos se divide en 10 subconjuntos de tamaño similar, un subconjunto contiene los datos de prueba (caja amarilla) y los otros subconjuntos contienen los datos de entrenamiento (cajas azules). En cada iteración el subconjunto de prueba (caja amarilla) va cambiando, de forma que al final de las 10 iteraciones, todos los subconjuntos han sido utilizados como datos de prueba una vez. 51
- Figura 12:** Esquema de un diagrama de Cajas mostrando los cinco cuantiles representados 56

### Capítulo 4

#### *Aplicación de la regresión PLS para la comparación de índices y patrones de teleconexión.*

- Figura 13:** Esquema de la regresión PLS multivariada, donde cada caja representa un término de la regresión. Y son los 4 patrones espaciales del CPC (dimensiones: espacio x número patrones), X es el campo de anomalías de  $Z_{500}$  obtenido del 20CR (dimensiones: espacio x tiempo), B son los coeficientes de la regresión (dimensiones: espacio x número de variables en Y) y E es el error asociado a la regresión (mismas dimensiones que Y). 66
- Figura 14:** Porcentaje de varianza de Y explicada por cada uno de las diez primeras componentes de la regresión PLS. El eje de abcisas representa el número de componentes y el eje de ordenadas representa el porcentaje de varianza explicada. 68

**Figura 15:** Error cuadrático medio de la predicción de  $Y$ , estimado con las 10 primeras componentes. El eje de abscisas representa el número de componentes de la regresión PLS y el eje de ordenadas representa el error cuadrático medio de la regresión.

68

**Figura 16:** Series temporales de los índices de teleconexión NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d), obtenidos mediante REOF por el CPC de los EEUU para el periodo 1950-2000 (línea negra) y mediante la regresión PLS sobre los datos del reanálisis 20CR para el periodo 1901-2000 (línea azul).

70

**Figura 17:** Pseudopatrones obtenidos con el 20CR para el periodo 1950-2000 (segunda columna) junto con los patrones del CPC para el mismo periodo (primera columna). En filas, de arriba abajo, están representados los patrones espaciales de la NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND. Todos los mapas de esta figura son mapas de correlación, en los que las regiones de color blanco indican coeficientes de correlación no significativos.

72

**Figura 18:** Comparación de los patrones de teleconexión definidos por el CPC en el periodo 1950-2000 (primera columna) y los obtenidos mediante las metodologías: regresión PLS (segunda columna), análisis de EOF (tercera columna) y análisis de REOF (cuarta columna). Los patrones de teleconexión mostrados en la figura son, en filas de arriba abajo: NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND.

74

**Figura 19:** Pseudopatrones NAO obtenidos con los datos de SLP del modelo CGCM3.1(T63) y la simulación 20C3M. Cada uno de los mapas se calculó como la correlación, en cada punto de malla, de las anomalías de SLP y el pseudoíndice NAO para periodos móviles de 31 años: 1905-1935 (a), 1915-1945 (b), 1925-1955 (c), 1935-1965 (d), 1945-1975 (e), 1955-1985 (f) y 1965-1995 (g). Todos los mapas de correlación están centrados en el año del medio del periodo como se especifica en cada figura. Nota: El pseudoíndice NAO se obtiene para todo el periodo 1901-2098 mediante la regresión PLS aplicada a los datos del modelo y después se seleccionan los distintos periodos para calcular los mapas de correlación.

77

**Figura 20:** Evolución en el tiempo de los pseudopatrones NAO (primera columna), EA (segunda columna), EATL/WRUS (tercera columna) y SCAND (cuarta columna), obtenidos con los datos del reanálisis 20CR. En filas, de arriba abajo, están representados los pseudopatrones correspon-

dientes al periodo de referencia 1950-2000 (primera fila) y a los periodos de 20 años: 1901-1920 (segunda fila), 1921-1940 (tercera fila), 1941-1960 (cuarta fila), 1961-1980 (quinta fila) y 1981-2000 (sexta fila). 80

**Figura 21:** Promedio (sombreado en colores azul y rojo) y desviación estándar en el tiempo (líneas de contorno rellenas con trazos grises) de los pseudopatrones obtenidos para los cinco periodos de 20 años que se muestran en la Figura 20. Sólo se muestran las líneas de contorno con valores de desviación estandar superior a 0.2 y el intervalo de contorno es de 0.05. 82

**Figura 22:** Pseudopatrones NAO obtenidos de aplicar la regresión PLS a las anomalías de  $Z_{500}$  del reanálisis 20CR, en dos regiones con latitudes 20°N-90°N (a) y 10°N-80°N (b). 84

## Capítulo 5

### *Evaluación y proyección de las teleconexiones con modelos CMIP3*

**Figura 23:** Valores obtenidos del test de Mann-Kendall (Z) y del estimador de la pendiente de Sen (SEN) aplicados a los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND en los periodos 1901-1999 y 2000-2098 (referidos como 20 y 21, respectivamente, en la leyenda inferior de la figura). De arriba abajo, se muestran los valores Z y SEN de los pseudoíndices obtenidos mediante la regresión PLS en datos de 20CR, modelos individuales (letras A-W, ver Tabla 1 del Capítulo 3) y multimodelo (letra m). Los valores de Z que indican tendencia significativa se han coloreado en tonos rojos o azules según los valores sean positivos o negativos. 95

**Figura 24:** Diagramas de Cajas de los pseudoíndices NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d). En cada diagrama están representadas las distribuciones de los datos del 20CR para el periodo 1901-1999 (caja gris) y de todos los modelos individuales para los periodos 1901-1999 (20C3M, caja azul) y 2000-2098 (A1B, caja roja). En cada caja, la línea central indica la mediana de la distribución, los bordes inferior y superior de la caja indican los percentiles 25 y 75 y las barras muestran los extremos de la distribución. Los asteriscos indican los valores atípicos. 97

**Figura 25:** Series temporales de los pseudoíndices NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d) obtenidos con el multimodelo y sus tendencias para los periodos 1901-1999 (líneas gruesas azules) y 2000-2098 (líneas gruesas rojas). La línea gris representa los pseudoíndices y sus tendencias, obtenidos a partir de los datos de 20CR, en el periodo 1901-1999. Las



líneas finas azul y roja, junto con los sombreados del mismo color, indican los valores máximos y mínimos de los pseudoíndices, para cada año, entre todos los modelos de forma individual.

98

**Figura 26:** Diagramas de Taylor que muestran la similitud entre los pseudopatrones de los modelos individuales, el multimodelo, el 20CR y los patrones del CPC, todos ellos referidos al periodo 1950-2000, para la NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d). En todos ellos, el patron del CPC se toma como referencia y está representado por un punto negro situado en el eje inferior etiquetado como “CPC”. Los pseudopatrones del 20CR también están representados por un punto negro etiquetado como “20CR” para su identificación. Las posiciones de los 23 puntos de colores están asociados con los parámetros de los pseudopatrones simulados con cada modelo individual de CMIP3 (letras A-W, ver Tabla 1 del Capítulo 3). El asterisco negro representa el pseudopatrón obtenido con el multimodelo. El significado físico del diagrama de Taylor viene dado por sus ejes, los cuales representan la desviación estándar espacial de cada pseudopatrón (eje negro), el valor de correlación entre cada pseudopatrón y el patrón de referencia del CPC (eje azul) y la raíz de la media de las diferencias de los errores al cuadrado (CRMSD) de cada pseudopatrón (eje verde).

102

**Figura 27:** Relación de desviaciones estándar obtenidas para el 20CR, los modelos individuales (letras A-W) y el multimodelo (letra m) con respecto al CPC. En columnas, de izquierda a derecha, se muestran los valores para la NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND. La relación de desviaciones se define como el cociente entre la desviación estándar del pseudoíndice dividido por la desviación estándar del correspondiente índice del CPC. Los valores inferiores a 1 indican una variabilidad del pseudoíndice inferior a la del CPC.

103

**Figura 28:** Estructuras espaciales de los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND (en filas, de arriba a abajo). En columnas, patrones del CPC (primera columna) y pseudopatrones del multimodelo (segunda columna), ambos para el periodo 1950-2000. Las líneas de contorno continuas (discontinuas), de la segunda columna, representan las diferencias positivas (negativas) entre los pseudopatrones y el CPC. Los valores de las líneas de contorno están multiplicados por 100 para simplificar su visualización y el intervalo de contorno es 10. Los puntos de color rosa (cian) indican regiones con diferencias, respecto al CPC, positivas (negativas) significativas con un nivel de confianza del 90%.

105

- Figura 29:** Estructuras espaciales de los pseudopatrones de la NAO obtenidos en periodos de 20 años con el multimodelo en las simulaciones 20C3M y SRESA1B. Para cada periodo, el pseudopatrón está representado mediante sombreado en tonos azules-naranjas. Las líneas de contorno continuas (discontinuas) representan las diferencias positivas (negativas) entre dicho pseudopatrón y el obtenido en el periodo de referencia 1950-2000 (Figura 28b). Los valores de las líneas de contorno aparecen multiplicados por 100 para simplificar su visualización y el intervalo de contorno es 4. Los puntos de color rosa (cian) muestran las regiones donde las diferencias positivas (negativas) son significativas con un nivel de confianza del 90%. 107
- Figura 30:** Como la Figura 29 pero para el pseudopatrón EA. En este caso, el pseudopatrón de referencia para calcular las diferencias puede verse en la Figura 28d. 108
- Figura 31:** Como la Figura 29 pero para el pseudopatrón EATL/WRUS. En este caso, el pseudopatrón de referencia para calcular las diferencias puede verse en la Figura 28f. 110
- Figura 32:** Como la Figura 29 pero para el pseudopatrón SCAND. En este caso, el pseudopatrón de referencia para calcular las diferencias puede verse en la Figura 28h. 111
- Figura 33:** Configuraciones espaciales del promedio (sombreado en tonos naranja-azul) y valores de desviación estándar temporal (líneas de contorno y rayado gris) de los pseudopatrones obtenidos para los 9 periodos de 20 años desde 1916 hasta 2095. El intervalo de contorno es 0.01 y las líneas de contorno de valores inferiores a 0.06 no se muestran. 112
- Figura 34:** Mapas de tendencia lineal obtenidos a partir de las anomalías normalizadas de  $Z_{500}$  para los datos de: 20CR reanálisis en el periodo 1901-1999 (a), multimodelo obtenido a partir de todos los modelos de CMIP3 en el periodo 1901-1999 (b) y 2000-2098 (c). Las diferencias espaciales entre los mapas de tendencias del multimodelo para el periodo 2000-2098 menos el periodo 1901-1999 se muestra en la figura d). 113
- Figura 35:** a) Diagrama de Hovmöller con la evolución, en el tiempo y en latitud, del promedio de las tendencias lineales móviles de las anomalías de  $Z_{500}$ , obtenido con el multimodelo, con una ventana temporal de 30 años durante el periodo 1901-2098. b) Evolución temporal del pseudoíndice NAO obtenido con el multimodelo para el periodo 1901-2098 (en colores

rojo y azul y referido al eje inferior) y su tendencia lineal móvil con una ventana temporal de 30 años (línea negra y referido al eje superior). c) Igual que la figura b) pero para el pseudoíndice SCAND.

115

## Capítulo 6

### *Evaluación y proyección de teleconexiones con modelos CMIP5.*

#### *Comparación de resultados con CMIP3*

**Figura 36:** Pseudoíndices NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d) y sus tendencias asociadas, obtenidos con el multimodelo de CMIP5, para los periodos 1901-1999 (líneas gruesas azules) y 2000-2098 (líneas gruesas rojas). Las líneas grises representan los pseudoíndices de teleconexión y sus tendencias asociadas, obtenidos con el reanálisis 20CR, en el periodo 1901-1999. Los valores máximos y mínimos, para cada año, de los pseudoíndices obtenidos con los modelos CMIP5 individuales, se muestran mediante los sombreados y líneas delgadas azules y rojas.

126

**Figura 37:** Valores de las tendencias y su significación obtenidos mediante el estimador de la pendiente de Sen (SEN) y el test de Mann-Kendall (Z), para los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND calculados con los datos de 20CR, los modelos CMIP5 de manera individual (números de 1 a 36, ver Tabla 2, Capítulo 3) y el multimodelo CMIP5 (letra m). Los valores se muestran para los periodos 1901-1999 (representado en el eje inferior con 20) y 2000-2098 (representado en el eje inferior con 21). Los valores Z positivos (negativos) significativos están coloreados en rojo (azul); los colores rojo (azul) de los valores positivos (negativos) de SEN indican la intensidad del valor dado por el número.

129

**Figura 38:** Diagramas de Cajas de las distribuciones de los pseudoíndices NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d) obtenidos con los datos del reanálisis 20CR en el periodo 1901-1999 (caja gris) y con los modelos CMIP5 de manera individual en los periodos 1901-1999 (Historical, caja azul) y 2000-2098 (RCP8.5, caja roja). En cada caja, la línea central representa la mediana de la distribución, los bordes los percentiles 25 y 75, las barras los valores extremos y los valores atípicos están representados de forma individual por los asteriscos.

131

**Figura 39:** Diagramas de Taylor que representan los parámetros estadísticos que caracterizan a los pseudopatrones NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d) obtenidos, en el periodo 1950-2000, con los modelos CMIP5 (números del 1-36, ver Tabla 2 del Capítulo 3), el multimodelo (letra m) y el 20CR, todos ellos comparados con los patrones definidos por el CPC

(punto negro situado en el eje inferior del diagrama). El significado físico del diagrama de Taylor viene dado por sus ejes, los cuales representan la desviación estándar espacial de cada pseudopatrón (eje negro), el valor de la correlación entre cada pseudopatrón y el patrón de referencia del CPC (eje azul) y la raíz cuadrada de la media de las diferencias de los errores al cuadrado (CRMSD) de cada pseudopatrón (eje verde). 135

**Figura 40:** Pseudopatrones obtenidos con el multimodelo CMIP5 en el periodo 1950-2000 (segunda columna) comparados con los definidos por el CPC en ese mismo periodo (primera columna). De arriba abajo se representan los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND. El sombreado en tonos azules y naranjas representa las estructuras espaciales de los patrones, las líneas de contorno continuas (discontinuas) representan las diferencias positivas (negativas) obtenidas de resta los pseudopatrones del multimodelo menos los del CPC. En puntos rosas (cian) se representan las diferencias positivas (negativas) significativas. Las líneas de contorno están multiplicadas por 100 para su mejor visualización y el intervalo de contorno es 10. 137

**Figura 41:** Pseudopatrones NAO obtenidos con el multimodelo para los periodos: 1916-1935, 1936-1955, 1956-1975, 1976-1995 (simulación Historical), 2016-2035, 2036-2055, 2056-2075 y 2076-2095 (simulación RPC8.5). Las estructuras espaciales de cada pseudopatrón están representadas mediante el sombreado en tonos azules y naranjas. Las líneas de contorno continuas (discontinuas) representan las diferencias positivas (negativas) obtenidas de la resta entre el pseudopatrón del periodo elegido y el del periodo 1950-2000 (Figura 40b). Las regiones con diferencias positivas (negativas) se muestran con puntos de color rosa (cian). En todos los mapas, los valores de las líneas de contorno están multiplicados por 100 para su correcta visualización y el intervalo de contorno en todas ellas es de 4. 139

**Figura 42:** Igual que la Figura 41 pero para el pseudopatrón EA. En este caso, las diferencias representadas corresponden a la resta entre el pseudopatrón del periodo elegido y el del periodo 1950-2000 (Figura 40d) 140

**Figura 43:** Igual que la Figura 41 pero para el pseudopatrón EATL/WRUS. En este caso, las diferencias representadas corresponden a la resta entre el pseudopatrón del periodo elegido y el del periodo 1950-2000 (Figura 40f) 142

**Figura 44:** Igual que la Figura 41 pero para el pseudopatrón SCAND. En este caso, las diferencias representadas corresponden a la resta entre el pseudopatrón del periodo elegido y el del periodo 1950-2000 (Figura 40h) 143

**Figura 45:** Configuraciones espaciales del promedio (sombreado en tonos azules y rojos) y valores de desviación estándar temporal (líneas de contorno y rayado gris), de los pseudopatrones obtenidos con el multimodelo CMIP5 para los 9 periodos 1916-1935, 1936-1955, 1956-1975, 1976-1995, 1996-2015, 2016-2035, 2036-2055, 2056-2075 y 2076-2095. En todos los mapas, el intervalo de las líneas de contorno es 0.01 y los valores inferiores a 0.05 no se representan.

144

## Capítulo 7

### *Predictibilidad de la NAO en escenarios de CMIP5. El papel de la temperatura de la superficie del mar*

**Figura 46:** Mapas de correlación, en sombreado, entre el pseudoíndice NAO y las anomalías de SST obtenidos con el multimodelo de CMIP5 en la estación de invierno para los periodos 1901-1999 (a) y 2000-2098 (b). Los puntos de malla señalados con aspas de color negro nos indican aquellas regiones donde en 20 de 29 modelos la correlación es significativa con un nivel de confianza del 90% y además todas las realizaciones de los modelos individuales coinciden en la simulación del signo de la correlación.

160

**Figura 47:** a) Valores de los coeficientes de correlación entre la NAO y la SST obtenidos con el ensemble y promediados sobre la región del Niño 3.0 (6°S-6°N y 150°W-90°W). Estos coeficientes promedio se representan para cada modelo individual y los periodos 1901-1999 y 2000-2098. Aquellos modelos y periodos donde el valor del coeficiente de correlación no mantiene el signo a lo largo de todas las realizaciones se ha señalado con un asterisco negro. b) Valores de los coeficientes de correlación, mostrados en (a), promediados para los dos periodos 1901-1999 y 2000-2098 para cada modelo de manera individual. Con asteriscos rojos se muestra el valor del promedio de ambos periodos para cada realización de forma independiente.

162

**Figura 48:** Valores de los coeficientes de correlación entre la NAO y las anomalías SST en DJF con el multimodelo y promediados sobre la región Niño 3.0 (6°S-6°N y 150°W-90°W) para los periodos 1901-1999 (1) y 2000-2098 (2).

164

**Figura 49:** Igual que Figura 47 pero para los periodos de 20 años: 1916-1935, 1936-1955, 1956-1975, 1976-1995, 1996-2015, 2016-2035, 2036-2055, 2056-2075 y 2076-2095.

165

**Figura 50:** Igual que la Figura 48 pero para los periodos de 20 años: 1916-1935 (1), 1936-1955 (2), 1956-1975 (3), 1976-1995 (4), 1996-2015 (5), 2016-2035 (6), 2036-2055 (7), 2056-2075 (8) y 2076-2095 (9). 167

**Figura 51:** Valores de los coeficientes de correlación entre la NAO de DJF y las anomalías de SST de las estaciones DJF, NDJ, OND, SON, ASO, JAS obtenidos con el ensemble y promediados sobre la región de El Niño 3.0 (6°S-6°N y 150°W-90°W) para los periodos 1901-1999 (a) y 2000-2098 (b). Los valores de correlación promedio se muestran para cada modelo y estación de manera individual. Para cada modelo, se ha señalado con un asterisco de color negro, aquella estación donde el valor de la correlación entre la NAO y las anomalías de SST es máximo. 169







# Lista de tablas

---

## Capítulo 3

### *Datos y metodología*

- Tabla 1:** Modelos CMIP3 utilizados en esta investigación. La primera columna indica el identificador del modelo (éste se utilizará en los resultados cuando no quepa el nombre completo). La segunda columna muestra el nombre oficial del modelo y la tercera las realizaciones utilizadas en ambos experimentos 20C3M y A1B. Más información acerca de los modelos puede verse en el Apéndice A. 41
- Tabla 2:** Igual que la Tabla 1 pero para los modelos CMIP5. En este caso las simulaciones utilizadas son Historical y RCP8.5. Más información acerca de los modelos puede verse en el Apéndice B. 44
- Tabla 3:** Resumen de los pasos que realiza el algoritmo SIMPLS 49

## Capítulo 4

### *Aplicación de la regresión PLS para la comparación de índices y patrones de teleconexión.*

- Tabla 4:** Coeficientes de correlación espacial entre el patrón asociado a la 5<sup>o</sup> componente de la regresión PLS aplicada a los datos 20CR y cada uno de los patrones de teleconexión definidos por el CPC (columnas 1-4: NAO, EA, EATL/WRUS, SCAND). Varianza explicada en Y por la 5<sup>o</sup> componente de dicha regresión PLS (columna 5). 69
- Tabla 5:** Coeficientes de correlación espacial obtenidos de la comparación entre los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND definidos por el CPC y los patrones del 20CR obtenidos mediante regresión PLS (primera fila), análisis de EOF (segunda fila) y análisis de REOF (tercera fila). 71
- Tabla 6:** Coeficientes de correlación resultado de correlacionar cada uno de los pseudoíndices obtenidos de la regresión PLS con su índice correspondiente obtenido con la aproximación de patrón fijado. Primero se muestran los valores obtenidos con los datos del reanálisis 20CR para el periodo 1901-2010, y después los valores obtenidos para cada modelo perteneciente a CMIP3 en el periodo 1901-2098. 83

## Capítulo 5

### *Evaluación y proyección de las teleconexiones con modelos CMIP3*

**Tabla 7:** Significado físico y varianza explicada del quinto componente de la regresión PLS. En la columna 1 se muestran los modelos de CMIP3 a los que se aplica la regresión PLS. Las columnas 2-4 muestran los coeficientes de correlación entre el patrón espacial del quinto componente de la regresión y cada uno de los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND definidos por el CPC. La columna 5 muestra el porcentaje de varianza explicada en Y por el quinto componente de la regresión PLS en cada uno de los modelos CMIP3.

92

**Tabla 8:** Parámetros estadísticos de los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND, obtenidos mediante PLS, a partir de los datos del 20CR y del multimodelo en las dos simulaciones 20C3M y SRESA1B. Se muestran los valores, para periodos de 99 años (1901-1999 y 2000-2098), del test de Mann-Kendall ( $Z$ ) que nos muestra la significación de la tendencia y los valores del estimador de la pendiente de Sen (SEN) que nos proporciona los valores de la tendencia. Los valores significativos se muestran en letra negrita.

99

**Tabla 9:** Valores de la relación señal/ruido para las tendencias de los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND en los periodos 1901-1999 y 2000-2098. La relación señal/ruido se define como el valor de la tendencia forzada (tendencia del promedio de los modelos) dividida por la desviación estándar de la tendencia sin forzar a lo largo de los modelos individuales. Los valores superiores a 1 se muestran en letra negrita.

100

## Capítulo 6

### *Evaluación y proyección de teleconexiones con modelos CMIP5.*

#### *Comparación de resultados con CMIP3*

**Tabla 10:** Valores obtenidos del test de Mann-Kendall ( $Z$ ) y el estimador de la pendiente de Sen (SEN) aplicados a los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND. Estos valores se han calculado para los pseudoíndices obtenidos a través de PLS con datos de reanálisis (20CR) y del multimodelo CMIP5 para las simulaciones Historical y RCP8.5. Con letra negrita se señalan aquellas tendencias que son significativas ( $Z > 1.96$ ).

127

**Tabla 11:** Valores de la relación señal/ruido para las tendencias de los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND en los periodos 1901-1999 y 2000-2098. La relación señal/ruido se define como el valor de la tendencia

forzada (tendencia del promedio de los modelos de CMIP5) dividida por la desviación estándar de la tendencia sin forzar a lo largo de los modelos CMIP5 individuales.



# Lista de acrónimos

- 20C3M:** Climate of the Twentieth Century experiment
- 20CR:** 20th Century Reanalysis
- AEC:** Asociación Española de Climatología
- AOGCM:** Atmosphere-Ocean General Circulation Model
- AR1:** IPCC First Assessment Report (1990)
- AR3:** IPCC Third Assessment Report (2001)
- AR4:** IPCC Fourth Assessment Report (Climate Change 2007)
- AR5:** IPCC Fifth Assessment Report (Climate Change 2013)
- ASO:** August-September-October
- CIRES:** Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences
- CMIP:** Coupled Model Intercomparison Project
- CMIP1:** Coupled Model Intercomparison Project Phase 1
- CMIP2:** Coupled Model Intercomparison Project Phase 2
- CMIP3:** Coupled Model Intercomparison Project Phase 3
- CMIP5:** Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
- CPC:** Climate Prediction Center (NOAA)
- CRMSD:** Centered Root-Mean-Square Difference
- CRU:** Climatic Research Unit
- DJF:** December-January-February
- EA:** East Atlantic pattern
- EARL:** Earth system Research Laboratory, Physical Sciences Division (EEUU)
- EATL/WRUS:** East Atlantic/Western Russia pattern
- ECMWF:** European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- EGU:** European Geosciences Union
- ENSO:** El Niño-Southern Oscillation

EOF: Empirical Orthogonal Functions  
ERA-40: ECMWF Re-Analysis  
ERA-Interim: ECMWF Re-Analysis  
GCM: General Circulation Model  
GICA: Grupo para la Investigación del Clima y Aplicaciones  
GPH: Geopotential Height  
HadISST: Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set  
IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change  
JAS: July-August-September  
JJA: June-July-August  
JRA-55: the Japanese 55-year Re-Analysis  
JSC/CLIVAR: Joint Scientific Committee/Climate Variability and Predictability  
MERRA: Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications  
MK: Mann-Kendall test  
MOC: Meridional Overturning Circulation  
MSPE: Mean Squared Prediction Error  
NAHS: North Atlantic HorseShoe  
NAM: Northern Annular Mode  
NAO: North Atlantic Oscillation  
NCAR: National Center for Atmospheric Research (EEUU)  
NCEP: National Centers for Environmental Prediction (EEUU)  
NDJ: November-December-January  
NIPALS: Non-linear Iterative Partial Least Squares  
NNR: NCEP/NCAR Reanalysis  
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration (EEUU)  
OND: October-November-December  
PC: Principal Component  
PCA: Principal Component Analysis

- PCMDI:** Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison
- PCR:** Principal Component Regression
- PDF:** Probability Density Function
- PDO:** Pacific Decadal Oscillation
- PLS:** Partial Least Square Regression
- RCP:** Representative Concentration Pathways
- REOF:** Rotated Empirical Orthogonal Function
- RPCA:** Rotated Principal Component Analysis
- SCAND:** Scandinavia pattern
- SIMPLS:** Straightforward Implementation of a statistically inspired Modification of the PLS
- SLP:** Sea Level Pressure
- SNR:** Signal to Noise Ratio
- SO:** Southern Oscillation
- SON:** September-October-November
- SRESA1B:** 720 ppm stabilization experiment.
- SST:** Sea Surface Temperature
- TNH:** Tropical/Northern Hemisphere pattern
- TROPA:** Tropical Atlantic Variability Group
- UTC:** Coordinated Universal Time
- VBF:** Variabilidad de Baja Frecuencia
- VSLM08:** Vicente-Serrano y López-Moreno (2008)
- WCRP:** World Climate Research Program
- WCRP OSC:** World Climate Research Programme Open Science Conference





# Prefacio

**E**n la actualidad, los modelos de simulación climática son la herramienta fundamental para la evaluación del cambio climático, gracias a los cuales se pueden estimar los posibles escenarios climáticos futuros. Sin embargo, cada modelo individual proporciona proyecciones climáticas diferentes, encontrando una gran dispersión entre ellas. Las principales causas de esta dispersión se deben a: diferencias en la formulación de los procesos físicos parametrizados, carencias en el conocimiento de algunos aspectos del sistema climático debida su complejidad y restricciones impuestas por ciertas limitaciones de cálculo. Como consecuencia de todo ello, la evolución del sistema climático es bastante incierta y su estudio conlleva trabajar con tasas de incertidumbre. Para reducir dicha incertidumbre es necesario llevar a cabo estudios de intercomparación de modelos, en los que el error asociado a las proyecciones, viene determinado por la dispersión de los resultados obtenidos con los modelos individuales. Investigaciones de este tipo son prioritarias en el ámbito de la Climatología ya que proporcionan información acerca del cambio climático y sus impactos, aspectos muy demandados por la sociedad actual para su aplicación en diversos sectores. No obstante, la incertidumbre, resultante de la evaluación de los modelos y sus proyecciones, depende de la variable estudiada así como de las escalas espaciales y temporales consideradas.

Dentro de este ámbito, esta investigación aborda la evaluación de las teleconexiones obtenidas con modelos de circulación general acoplados bajo distintas simulaciones climáticas. La relevancia de este estudio radica en los impactos que las teleconexiones producen en distintos sectores socio-económicos, como por ejemplo el agrícola (Capa-Morocho et al. 2014; Garnett et al. 1998; Rodríguez-Puebla et al. 2007) o el energético (Brayshaw et al. 2011; Ely et al. 2013; Kirchner-Bossi et al. 2014) entre otros muchos. Además, el conocimiento de las teleconexiones sirve para explicar propiedades climáticas regionales (Krichak et al. 2014) o desarrollar predicciones estadísticas. Mediante las teleconexiones se puede evidenciar los efectos del cambio climático futuro, por lo que resulta muy interesante determinar cuáles son sus cambios de tendencia, la estabilidad de sus configuraciones espaciales y los cambios en la distribución de sus datos. Además, es importante conocer la sensibilidad de las teleconexiones a determinados factores internos del propio sistema climático, como por ejemplo, la temperatura del mar, lo que posibilitaría justificar el grado de estacionariedad y de predictabilidad de las teleconexiones. Para poder llevar a cabo estos estudios de proyecciones futuras, es necesaria una evaluación

previa de las teleconexiones simuladas en el periodo histórico con las observaciones, así como es recomendable comparar los resultados obtenidos entre varias generaciones de modelos climáticos.

Este estudio se centra en la evaluación y la proyección de las teleconexiones climáticas de la región euro-atlántica con los modelos CMIP3<sup>1</sup> y CMIP5<sup>2</sup>. La investigación es complicada debido, fundamentalmente, a dos razones: la primera, es la dificultad en la identificación de las teleconexiones en las simulaciones de los modelos; la segunda, es la dificultad en la detección de señales de variabilidad significativas debido al efecto de la variabilidad interna de los propios modelos. Para realizar esta investigación se han utilizado diversos métodos estadísticos, algunos de los cuales son bastante novedosos en estudios de variabilidad climática. Los resultados desprendidos y las conclusiones son consistentes con estudios previos, obteniéndose también resultados nuevos acerca de las tendencias, la predictibilidad y la variabilidad de las teleconexiones climáticas.

Esta investigación ha sido realizada dentro del grupo de investigación GICA<sup>3</sup>, perteneciente a la facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca, en colaboración con el grupo de investigación TROPA<sup>4</sup>, perteneciente a la Universidad Complutense de Madrid. Las investigadoras principales de ambos grupos: Concepción Rodríguez Puebla y M<sup>a</sup> Belén Rodríguez Fonseca son, también, las directoras de esta tesis doctoral. La financiación para realizar esta investigación se enmarca dentro del proyecto de investigación CGL2008-04619, con título “Cambios de valores extremos climáticos y de algunas producciones agrícolas en la Península Ibérica mediante la evaluación de los modelos climáticos del CMIP3”, concedido por el Ministerio de Ciencia e Innovación mediante la concesión de una beca de Formación del Personal Investigador (FPI) de referencia BES-2009-015078. Además, la investigación aquí mostrada ha participado en los proyectos de investigación con referencias CGL2011-23209, SA222A11-2 y MOVAC ref.200800050084028.

De los resultados obtenidos en esta investigación se ha publicado un artículo en la revista *Climate Dynamics* con título “Evaluation of observed and simulated teleconnections over the Euro-Atlantic region on the basis of partial least squares regression” (Gonzalez-Reviriego et al. 2014; ver Apéndice E), cuyo contenido se desprende de los resultados del Capítulo 4 y del Capítulo 5 de esta tesis doctoral. Además, los resultados del Capítulo 6 y Capítulo 7 están siendo preparados para enviar dos publicaciones a las revistas *Climate Dynamics* y *Geophysical Research Letters*, respectivamente. Junto con

---

1. Acrónimo del término inglés Coupled Model Intercomparison Project Phase 3.

2. Acrónimo del término inglés Coupled Model Intercomparison Project Phase 5.

3. Acrónimo del término Grupo para la Investigación del Clima y Aplicaciones.

4. Acrónimo del término inglés Tropical Atlantic Variability group.

estas publicaciones, también se ha participado en la publicación del artículo titulado “Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns” en la revista *Hydrology and Earth System Sciences* (Casanueva et al. 2014), en la edición del libro “Cambio Climático. Extremos e Impactos” con ISBN 978-84-695-4331-3 (Rodríguez-Puebla et al. 2012) en el que también se ha publicado un artículo (González-Reviriego et al. 2012) y en el comité organizador del 8º Congreso Internacional de la Asociación Española de Climatología (AEC).

Durante la realización de esta tesis doctoral, la autora ha realizado dos estancias de investigación, de 5 meses en su totalidad, en la CRU<sup>1</sup> de la Universidad de East Anglia bajo la tutela del profesor Tim Osborn. Además, se ha participado en diversos congresos de carácter internacional y nacional, recibiendo dos premios a la mejor contribución de joven investigador en la asamblea general de la EGU<sup>2</sup> celebrada en Viena (Austria) en 2010 y en la conferencia internacional WCRP OSC<sup>3</sup> celebrada en Denver (EEUU) en 2011.

---

1. Acrónimo del término inglés Climatic Research Unit.

2. Acrónimo del término inglés European Geosciences Union.

3. Acrónimo del término inglés World Climate Research Programme Open Science Conference.



# Preface

Nowadays, climate models are the primary tools available for investigating the response of the climate system to various forcings, for making climate predictions on seasonal to decadal time scales and for making projections of future climate over the coming century and beyond. It is therefore crucial to evaluate the performance of these models, both individually and collectively (IPCC, 2013). The direct approach to model evaluation is to compare model output with observations and to provide the uncertainty via inter-model spread. Some of the causes of the model spread are differences in the parametrization of the physical processes, lack of resolution in some aspects of the climate system and limitations in computing resources. The consequence is that today, the evolution of future climate is uncertain and it is necessary to work with uncertainty rates. Nevertheless, the uncertainty associated with climate models and projections depends on the studied variable and the temporal and spatial scales considered. This kind of research is a priority in the Climatology area because it provides information about climate changes and impacts, which are aspects demanded by society.

The present research addresses the evaluation of the observed and simulated remote atmospheric links (teleconnections) with coupled general circulation models using different climate simulations. The relevance of this study lies in the fact that impacts of teleconnections affect various socio-economic sectors, as for example, the agricultural sector (Garnett et al. 1998, Rodríguez-Puebla et al. 2007, Capa-Morocho et al. 2014) or the energy sector (Brayshaw et al. 2011, Ely et al. 2013, Kirchner-Bossi et al. 2014), among others. Furthermore, the knowledge of the teleconnections is useful to develop climate statistical predictions or to explain regional climate properties (Krichak et al. 2014). From the results of this study, one can infer some effects of future climate change. Therefore, it is very interesting to study the behaviour of the teleconnection indices trends and data distribution as well as the stability of the teleconnection patterns. Another interesting aspect is to learn about the sensitivity of the teleconnections to internal factors of the climate system, such as the sea surface temperature, which could explain the predictability and stationarity of the teleconnections. The study starts with an evaluation of the simulated teleconnections with observed data over the historical period. Thereafter, projections of teleconnections under warming climate scenarios are provided.

The evaluation and projection of the main teleconnections is applied over the Euro-Atlantic area with some of the models belonging to the CMIP3<sup>1</sup> and CMIP5<sup>2</sup> projects. The development of this research has not been trivial since there were some difficulties in the identification of the observed teleconnections in modelled data and in the detection of the significant signals of variability mainly due to the internal variability of the models. In addition, novel statistical approaches are introduced for data analysis. The finding and the conclusions are consistent with results previously obtained by different authors and new outcomes have been found that shed light about the trends, stationarity and predictability of the teleconnections, and also for methodological aspects about how to tackle different models in the analysis.

This dissertation entitled “Evaluation of observed and simulated teleconnections with CMIP models in the Euro-Atlantic region” has been conducted under the guidance of Concepción Rodríguez Puebla and M<sup>a</sup> Belén Rodríguez de Fonseca. Both of them are lead researchers of the groups GICA (Climate and applications research group) at the University of Salamanca and TROPA (Tropical Atlantic variability group) at the Complutense University of Madrid, respectively. The present dissertation has been carried out in the frame of the research project entitled “Cambios de valores extremos climáticos y de algunas producciones agrícolas en la Península Ibérica mediante la evaluación de los modelos climáticos del CMIP3” with reference CGL2008-04619, under a scientist career fellowship (FPI) granted by the Spanish Ministry of Education with reference BES-2009-015078. Another financial support of the research comes from the next competitive research projects, with references: CGL2011-23209, SA222A11-2 and MOVAC ref.200800050084028.

The findings of this research shown in chapters 4 and 5 have been published in the journal *Climate Dynamics*, as a scientific article entitled “Evaluation of observed and simulated teleconnections over the Euro-Atlantic region on the basis of partial least squares regression” (Gonzalez-Reviriego et al. 2014). Two more scientific articles, based on the findings of chapters 6 and 7 are in preparation to be submitted in appropriate journals such as *Climate Dynamics* or *Geophysical Research Letters*. Aside from the above-mentioned articles, along this period of research, the author of this Thesis has coauthored the scientific articles entitled “Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns” (Casanueva et al. 2014), published in the *Hydrology and Earth System Sciences* journal, “Ensayos de simulación del índice NAO de invierno con datos de CMIP5” (González-Reviriego et al. 2012) and “Evaluación de los índices de Teleconexión que afectan a la Península Ibérica con modelos

---

1. Coupled Model Intercomparison Project Phase 3

2. Coupled Model Intercomparison Project Phase 5

climáticos del AR4” (González-Reviriego et al. 2010), both published in the books of the Spanish Association of Climatology, Series A. The author has also participated in the Organizing Committee of the 8th International Meeting of the Spanish Climatology Association (AEC) placing in Salamanca in September 2012 and she has been editor of the book entitled “Cambio Climático. Extremos e Impactos”, ISBN 978-84-695-4331-3.

During these PhD years, the author of this thesis has completed two research stages, for a period of 5 months, in the Climate Research Unit (CRU) at the University of East Anglia (UK) under the supervision of Dr. Timothy Osborn. She has also participated in several international and national conferences, obtaining two awards for the best contribution of early career in the European Geosciences Union (EGU) 2010 placing in Vienna, Austria and in the International Conference World Climate Research Programme Open Science Conference (WCRP OSC) 2011 placing in Denver, USA.







# Capítulo 1

Introducción



El principal objetivo de este capítulo es contextualizar los temas que se van a tratar a lo largo de esta tesis doctoral. Para ello, la sección 1.1 introducirá el IPCC<sup>1</sup> y el proyecto CMIP<sup>2</sup>, haciendo hincapié en la última fase del mismo, ya que a lo largo de esta investigación se hará referencia a todos ellos con frecuencia. En la sección 1.2, se introducirán brevemente los conceptos de circulación general, tanto atmosférica como oceánica y se describirán los aspectos de la circulación atmosférica en la región euro-atlántica. La sección 1.3 se centrará en la variabilidad climática, describiendo los patrones que más afectan a la región euro-atlántica, para en la sección 1.4 mostrar cómo el cambio climático afecta a dichos patrones.

## 1.1. El IPCC y el proyecto CMIP

### 1.1.1. IPCC

El estudio de los cambios en el sistema climático terrestre relacionados con las actividades humanas desde mediados del siglo XX hasta la actualidad, así como los posibles cambios a lo largo del siglo XXI y sus impactos en diversos sectores económicos y sociales, se ha convertido en un asunto de interés global en los últimos años. En este contexto, el grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) fue creado en 1998 a iniciativa de la Organización Meteorológica Mundial y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente como órgano internacional encargado de evaluar el cambio climático. Este comité científico proporciona, en intervalos regulares de tiempo, informes de evaluación del estado y conocimiento del cambio climático junto con sus posibles repercusiones medioambientales y socioeconómicas. Al IPCC contribuyen miles de científicos de todo el mundo que aportan sus contribuciones en calidad de autores, contribuyentes y revisores. Además, el IPCC es un órgano intergubernamental, del que forman parte 195 países, cuyos representantes políticos conforman un Grupo de Expertos que toma decisiones importantes acerca del programa de trabajo del IPCC y para elegir los miembros de la Mesa, incluido el Presidente.

En la actualidad, el IPCC está compuesto por tres Grupos de trabajo y un Grupo especial. El Grupo de trabajo I se ocupa de las bases físicas del cambio climático, el Grupo de trabajo II del impacto, adaptación y la vulnerabilidad y el Grupo de trabajo III de la mitigación del cambio climático. En cuanto al Grupo especial, se dedica a trabajar

---

1. Acrónimo del término inglés Intergovernmental Panel on Climate Change.

2. Acrónimo del término inglés Coupled Model Intercomparison Project.

## Introducción

en torno al cálculo y la notificación de las emisiones de gases efectos invernadero. Desde su creación, estos grupos de trabajo han publicado cinco informes acerca del cambio climático.

El primer informe de evaluación del IPCC (AR1<sup>1</sup>) se publicó en 1990 y sirvió para resaltar la importancia del cambio climático como un desafío que requería de la cooperación internacional para enfrentar sus consecuencias. Consecutivos informes fueron publicados en los años 1995, 2001 y 2007, siendo en ese último año cuando el IPCC recibió el Premio Nobel de la Paz. Recientemente, en el año 2014, se ha publicado el quinto informe del IPCC (AR5<sup>2</sup>), que proporciona una actualización del estado actual del conocimiento científico en torno al cambio climático. Para una información más detallada acerca de la historia, organización, procedimientos, actividades y publicaciones del IPCC, se remite al lector a la página web<sup>3</sup> del IPCC.

### 1.1.2. CMIP

Desde el comienzo del IPCC, éste se ha valido de los modelos climáticos globales (AOGCM<sup>4</sup>) como una fuente de información acerca de futuros escenarios climáticos. Las salidas de estos modelos proporcionan información muy valiosa, ya que con ellos se han realizado estudios para entender la dinámica del clima, determinar los efectos del cambio climático y conocer sus posibles impactos. Con el objeto de proporcionar a la comunidad científica una base de datos de AOGCM común, surgió el Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP; Meehl et al. 2000), que fue fundado en 1995 por el Grupo de trabajo de modelos acoplados del JSC/CLIVAR<sup>5</sup>, que forma parte del WCRP<sup>6</sup>. El objetivo de este proyecto es proporcionar una base de datos con variables obtenidas de simulaciones de modelos AOGCM acoplados a los que se fijan unas condiciones de contorno estándar. Esto permite a los investigadores analizar las salidas de los modelos de una manera sistemática, lo que facilita la introducción de mejoras en dichos modelos. El origen de los datos CMIP ha servido también para facilitar investigaciones relacionadas con la modelización del clima o con aspectos de las simulaciones. Desde su creación en 1995, hasta la actualidad, se han llevado a cabo diversas fases del proyecto, que se conocen con los nombres de CMIP1<sup>7</sup>, CMIP2<sup>8</sup>, CMIP3 y CMIP5.

---

1. Acrónimo del término inglés First Assessment Report.

2. Acrónimo del término inglés Fifth Assessment Report.

3. Página web del IPCC: [www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch)

4. Acrónimo del término inglés Atmosphere-Ocean General Circulation Model.

5. Acrónimo del término inglés Joint Scientific Committee/Climate Variability and Predictability.

6. Acrónimo del término inglés World Climate Research Program.

7. Acrónimo del término inglés Coupled Model Intercomparison Project Phase 1.

8. Acrónimo del término inglés Coupled Model Intercomparison Project Phase 2.

La primera fase, CMIP1, recogió las salidas de las simulaciones de control de los AOGCM acoplados, en las que el  $\text{CO}_2$ , el forzamiento solar, y otros forzamientos climáticos externos se mantienen constantes. La siguiente fase, CMIP2, recogió las salidas de las simulaciones control y simulaciones de incremento de  $\text{CO}_2$  en las que el  $\text{CO}_2$  se incrementa en un 1% al año. En ninguna de las dos primeras fases se incluyeron factores de forzamiento climático antropogénicos, como aerosoles, ni factores de forzamiento naturales, como erupciones volcánicas o cambios en el forzamiento solar. En dichas fases del proyecto, las simulaciones no se podían considerar realistas en términos de comparaciones entre el clima predicho por el modelo y el observado durante el siglo XX, ni tampoco como estimación del forzamiento climático antropogénico futuro. Las posteriores fases CMIP3 y CMIP5, incluyen escenarios “realistas” de los forzamientos climáticos del pasado y del presente y han sido base importante del material utilizado por el IPCC para la evaluación de su cuarto y quinto informes acerca del cambio climático.

La fase CMIP3 (Meehl et al. 2007) está constituida, principalmente, por datos de simulaciones de clima pasado, presente y futuro, obtenidos como salidas de modelos GCM<sup>1</sup> acoplados. A esta fase, contribuyen las salidas de los modelos de los principales centros de modelización climática alrededor de todo el planeta, recogidas y archivadas por el PCMDI<sup>2</sup> durante los años 2005 y 2006, mayoritariamente. A esta base de datos se le conoce por su nombre oficial, “WCRP CMIP3 multi-model dataset” y fue utilizada por el Grupo de trabajo I del IPCC para realizar la evaluación de los aspectos físicos del sistema climático en el cuarto informe sobre cambio climático (AR4<sup>3</sup>; IPCC 2007).

### 1.1.3. CMIP5

La cuarta y más reciente fase del CMIP, conocida como CMIP5 (Taylor et al. 2012), fue concebida en 2008 en un congreso que reunió a 20 grupos para la modelización del clima de todo el planeta, para promover un nuevo conjunto de experimentos coordinados de modelos climáticos. Esta fase del proyecto surgió con el objetivo de crear unas simulaciones climáticas enfocadas a solucionar las principales deficiencias en el entendimiento de los cambios del clima, tanto del pasado como del futuro. Los modelos y experimentos recogidos en esta fase del proyecto pretenden que su análisis sirva para dar respuesta a tres temas principales:

---

1. Acrónimo del término inglés General Circulation Model.  
2. Acrónimo del término inglés Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison.  
3. Acrónimo del término inglés Fourth Assessment Report.

## Introducción

1. Evaluación de los mecanismos responsables de las diferencias encontradas entre los distintos modelos a la hora de simular retroalimentaciones asociadas con el ciclo de carbono y las nubes.
2. Examinar la predictibilidad del clima y la capacidad predictiva de los sistemas de predicción en escalas de tiempo decadales y de mayor alcance.
3. Determinar la razón por la que modelos con forzamientos similares producen respuestas diferentes.

Las simulaciones climáticas obtenidas a partir de los modelos de CMIP5 han sido utilizadas en la elaboración del quinto informe de evaluación de cambio climático del IPCC (IPCC 2013). La estrategia seguida por CMIP5 (Hibbard et al. 2007) incluye dos tipos de simulaciones para la modelización del cambio climático: simulaciones de escala temporal corta y otras con escalas de tiempo mayores (Taylor et al. 2012). Las primeras se refieren a simulaciones del clima de 10-30 años, también llamadas experimentos de predicción decadal, que se inician a partir de condiciones observadas de temperatura del mar y de hielo marino. Las segundas corresponden a simulaciones de clima en escalas de tiempo de siglos, que se inician a partir de simulaciones climáticas de control, casi en equilibrio, de varios siglos de duración y con forzamientos de gases pre-industriales. Los modelos de CMIP5 utilizados para obtener las simulaciones climáticas son de distinto tipo y complejidad:

- Modelos climáticos globales acoplados atmósfera-océano (AOGCM), que son los modelos estándar evaluados en el AR4 del IPCC. Su función principal es poder entender la dinámica de los componentes físicos del sistema climático y realizar proyecciones futuras basadas en concentraciones de CO<sub>2</sub> y forzamientos con aerosoles. Estos modelos son ampliamente utilizados tanto para simulaciones de escala temporal corta como de largo alcance.
- Modelos del sistema tierra (ESM<sup>1</sup>), que son modelos nunca antes utilizados en CMIP. Consisten en AOGCM a los que se le acoplan componentes biogeoquímicos que representan importantes flujos de carbono entre el océano, la atmósfera y los reservorios de carbono de la biosfera terrestre (Flato 2011). Se utilizan para realizar simulaciones de escala temporal de siglos y son la herramienta más completa para simular la respuesta del sistema climático a forzamientos externos, pasados y futuros, donde las realimentaciones biogeoquímicas juegan un papel importante.

---

1. Acrónimo del término inglés Earth System Model.

- Modelos del sistema tierra de complejidad intermedia (EMIC<sup>1</sup>). Estos modelos suelen incluir componentes relevantes del sistema terráqueo aunque, en muchos de los casos, lo hacen de manera ideal o con una resolución espacial más baja que los modelos anteriores. Pueden utilizarse para realizar muchas de las simulaciones de CMIP5 y su principal objetivo es resolver ciertas cuestiones científicas, como por ejemplo, la comprensión de las retroalimentaciones climáticas en escalas de milenios.

Para enfrentarse a las distintas simulaciones de CMIP5 y su identificación, éstas están esquematizadas dentro de una circunferencia con un núcleo y dos anillos concéntricos en torno a él (ver figura 2 de Taylor et al. 2012). Las simulaciones a largo plazo se encuentran en el núcleo y son críticas para evaluar los modelos. El motivo es que proporcionan información relevante acerca del clima del futuro y ayudan a identificar las razones de las diferencias en las proyecciones. Las simulaciones a corto plazo, por el contrario, están dispuestas en los anillos concéntricos en torno al núcleo. Aquellas que se encuentran en el primer anillo están diseñadas para examinar aspectos específicos de los forzamientos, las respuestas y los procesos del modelo climático. Las del segundo anillo más externo examinan similares aspectos pero más en profundidad. Por lo tanto, este esquema se puede entender de forma que las simulaciones más generales y a su vez fundamentales están en el núcleo, y según se va hacia los anillos, se encuentran las simulaciones más específicas.

## 1.2. Circulación atmosférica y oceánica en la región atlántica

Se denomina circulación general de la atmósfera al movimiento medio de las masas de aire en el globo, cuya función es distribuir la energía térmica en el planeta. El desigual reparto de energía sobre la superficie terrestre es la principal causa de la circulación. Así, el transporte de energía se produce a través de las tres células meridianas de Hadley, Ferrel y Polar, que se encuentran situadas desde el ecuador hasta los polos (Figura 1). En latitudes medias, donde se localiza la región atlántica, el flujo atmosférico se rige por la célula de Ferrel que es la más compleja de las tres debido a que está inducida por la interacción de las otras dos y aparece liderada por los flujos de momento. Esta célula que se localiza entre los 30°-60° de latitud, es térmicamente indirecta y es la responsable de la diversidad de regímenes de tiempo en latitudes medias, siendo los remolinos turbulentos o “eddies” los encargados del transporte de calor (Peixoto & Oort 1992).

---

1. Acrónimo del término inglés Earth system Model of Intermediate Complexity.

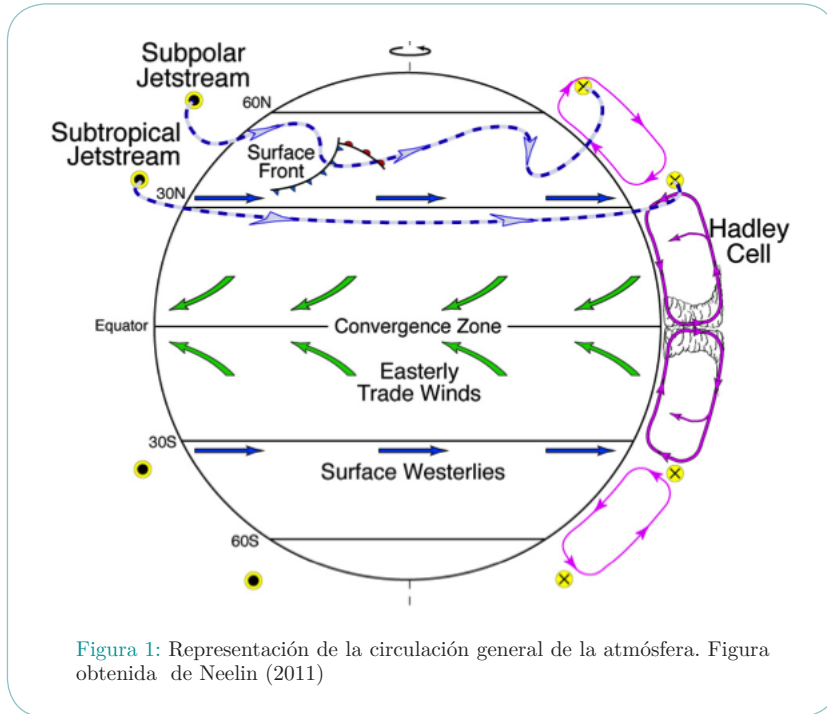


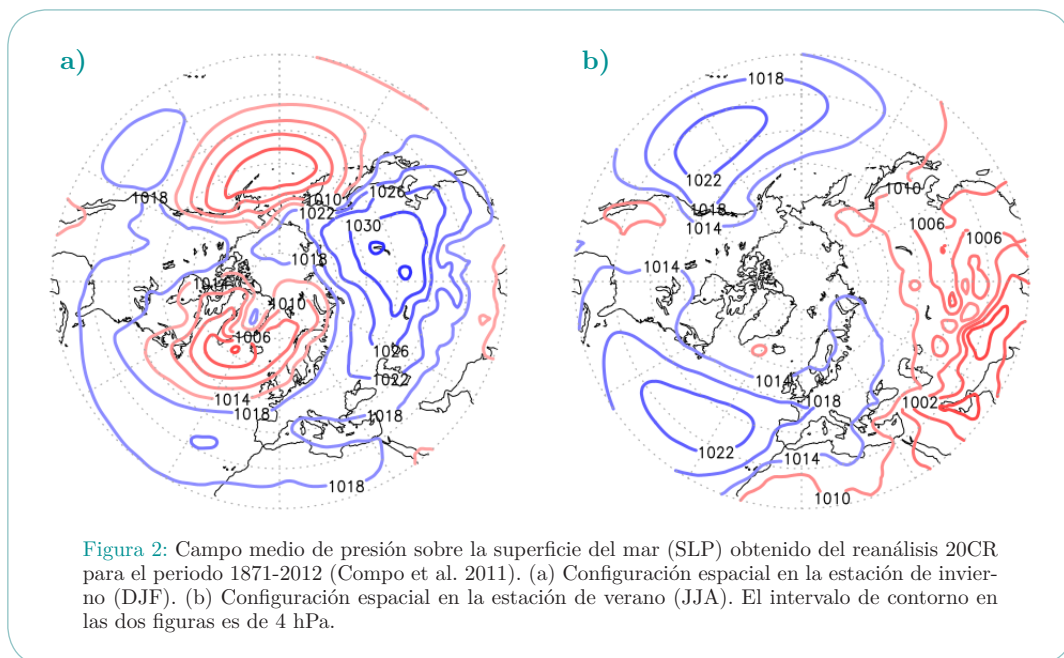
Figura 1: Representación de la circulación general de la atmósfera. Figura obtenida de Neelin (2011)

En estas latitudes los vientos se desplazan de oeste a este, tanto en superficie como en altura. Esta descripción cualitativa basada en tres células meridianas es la aceptada para una atmósfera ideal. Sin embargo, la descripción de la circulación atmosférica necesita considerar estudios empíricos en términos estadísticos con datos observados que expliquen, por ejemplo, su variabilidad debida a forzamientos radiativos y a la temperatura de la superficie del mar.

Entre cada una de las células de circulación antes mencionadas se encuentran bandas de altas y bajas presiones en torno a las regiones subtropicales y subpolares, respectivamente, que aunque se explican mediante la circulación general simple, tienen asimetrías debido al contraste tierra-océano. Estas bandas vienen determinadas por la distribución media del campo de presión en superficie (SLP<sup>1</sup>) o en altura, representado por el campo de altura geopotencial (GPH<sup>2</sup>). El flujo medio de SLP en el hemisferio norte varía notablemente de una estación a otra, con predominio de las bajas presiones sobre las regiones oceánicas en la estación de invierno (DJF<sup>3</sup>, Figura 2a) y sobre las regiones

1. Acrónimo del término inglés Sea Level Pressure.  
 2. Acrónimo del término inglés Geopotential Height.  
 3. Acrónimo del término inglés December-January-February.





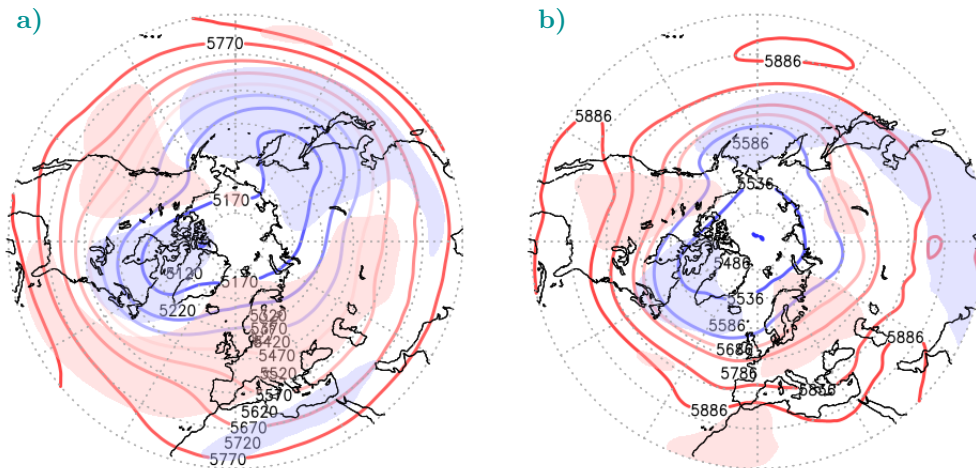
continentales en verano (JJA<sup>1</sup>, Figura 2b). En cambio, las altas presiones dominan las regiones continentales en invierno y las oceánicas en verano. De esta manera, los principales centros de acción de bajas presiones, en invierno, se localizan sobre los océanos Atlántico y Pacífico mientras que el centro dominante de altas presiones se encuentra sobre Asia. Lo contrario ocurre para la estación de verano, donde aparecen los centros de acción con el signo cambiado. En la troposfera media, el flujo medio del GPH al nivel de 500 hPa presenta una estructura con fuertes ondulaciones asimétricas en la estación de invierno (Figura 3a), las cuales son más suaves y simétricas en el verano (Figura 3b). Si nos fijamos en las anomalías del GPH, encontramos dos centros de anomalías positivos y dos negativos alternos a lo largo del hemisferio norte. Las asimetrías zonales de dichas anomalías reflejan las llamadas ondas estacionarias, que se originan de forma primaria por los contrastes térmicos entre continente y océano, así como por la presencia de las grandes cordilleras del Himalaya y las Montañas Rocosas (Hurrell & Deser 2010).

Atendiendo a la descripción general dada más arriba, durante la estación de invierno la región del Atlántico Norte está caracterizada por dos centros de presión alternos: una baja subpolar y una alta subtropical, que siguiendo una aproximación geostrofica produce un giro de masas de aire que es el que posibilita el flujo de vientos del oeste durante

1. Acrónimo del término inglés June-July-August.

## Introducción

todo el año en esta región (Hurrell & Deser 2010). Estos vientos del oeste se extienden por la troposfera alcanzando su valor máximo cerca de la tropopausa, en torno a los 10-16 Km de altura. Es en esa franja de altura donde se originan las corrientes en chorro o “jet streams” debidas principalmente a las diferencias de temperatura y presión entre las masas de aire tropical y polar. En el hemisferio norte se encuentran el Chorro Polar, en torno a los 50°-60°N y el Chorro Subtropical, alrededor de los 30°N, coincidiendo con las células de la circulación atmosférica antes mencionadas. Estas corrientes en chorro cuasi-estacionarias se caracterizan por una fuerte cizalladura vertical y horizontal del viento y se extienden, en la región del Atlántico Norte, desde Norteamérica hasta Europa. La posición de la corriente subpolar está ligada con la trayectoria de las borrascas extratropicales: perturbaciones a escala sinóptica que viajan zonalmente siguiendo unas trayectorias preferentes (Chang et al. 2002). Dentro del sistema climático estas perturbaciones atmosféricas o borrascas actúan como un mecanismo de distribución de calor y humedad desde latitudes tropicales hacia latitudes polares, así como desde la superficie cálida del océano hacia la atmósfera en invierno. Las borrascas en latitudes medias del hemisferio norte se originan de forma primaria en dos zonas principales: la región oeste del Pacífico, cerca de Japón y la región del oeste del Atlántico, cerca de la costa este de los EEUU, influidas por las corrientes oceánicas de Kuroshio en Japón y del Golfo en la región atlántica (Kwon et al. 2010). El mecanismo de formación se debe



**Figura 3:** Campo medio (contornos) y anomalías con respecto a la media zonal (sombreado) del campo de altura geopotencial en 500 hPa obtenidas del reanálisis 20CR en el periodo 1871-2012. (a) Configuración espacial del invierno (DJF). (b) Configuración espacial del verano (JJA). El intervalo de contorno en las dos figuras es de 50 gpm, y las anomalías negativas (positivas) están representadas con los colores azul (rojo).

al contraste de las masas de agua cálida con la atmósfera fría, lo que genera inestabilidad, que a su vez se manifiesta con la formación de remolinos turbulentos, los cuales pueden convertirse en sistemas de borrascas y desplazarse desde el oeste hacia el este.

Al igual que ocurre en la atmósfera, los movimientos del océano determinan la circulación oceánica, que se rige por un componente forzado por los vientos y otro termohalino. El componente debido al viento afecta a las corrientes superficiales, a las que influye tan sólo en los 100 primeros metros de la columna oceánica. Por el contrario, la circulación profunda de los océanos está dominada por una circulación más lenta movida por el componente termohalino, dirigido por variaciones en la temperatura y la salinidad. La región euro-atlántica está dominada por el giro del Atlántico Norte que a su vez, está compuesto por las corrientes del Golfo y de Canarias, así como por el giro subpolar, dominado por la corriente del Labrador. En la parte norte del océano Atlántico tiene lugar la formación de agua profunda o Circulación Meridional de retorno (MOC<sup>1</sup>).

Los principales mecanismos de interacción entre la atmósfera y el océano son los intercambios de flujos superficiales de calor y momento. Estos cambios afectan tanto a la respuesta termodinámica local de las capas superficiales del océano y de la atmósfera, como a las circulaciones a gran escala. Así por ejemplo, las anomalías de la temperatura de la superficie del mar (SST<sup>2</sup>) afectan a la posición e intensidad de la corriente en chorro y a la trayectoria de los ciclones o “storm-track”, debido a la variabilidad de las corrientes y a la intensidad de la convección oceánica (Brayshaw et al. 2009). Por el contrario, los cambios en los patrones del flujo atmosférico pueden afectar a los flujos de momento y calor a lo largo de la zona de interacción atmósfera-océano mediante la acción del viento y, por tanto, modular las características del océano subyacente (Woollings et al. 2012).

### 1.3. Variabilidad atmosférica. Patrones de teleconexión

La variabilidad climática o variabilidad de baja frecuencia (VBF) se refiere a variaciones a largo plazo o cambios en el estado medio de la atmósfera. Podemos hablar de variabilidad climática intraestacional, que denota variaciones de mes a mes dentro de una misma estación o variabilidad interanual, que denota variaciones año a año. A partir de ahí se habla de variabilidad decadal, variabilidad secular, milenaria etc. Un método usual para concentrar la información de la variabilidad climática es obtener los principales patrones de la circulación anómala, frecuentemente representados por regímenes de tiempo o patrones de teleconexión.

---

1. Acrónimo del término inglés Meridional Overturning Circulation.

2. Acrónimo del término inglés Sea Surface Temperature.

## Introducción

Los regímenes o tipos de tiempo describen fluctuaciones en la circulación atmosférica a gran escala como transiciones entre un número finito de patrones recurrentes y persistentes en el tiempo (Cattiaux et al. 2013). Según Vautard (1990), la VBF en latitudes extratropicales se debe principalmente a la alternancia entre varios regímenes de tiempo en los que la atmósfera es cuasi-estacionaria interrumpidos por periodos de transición.

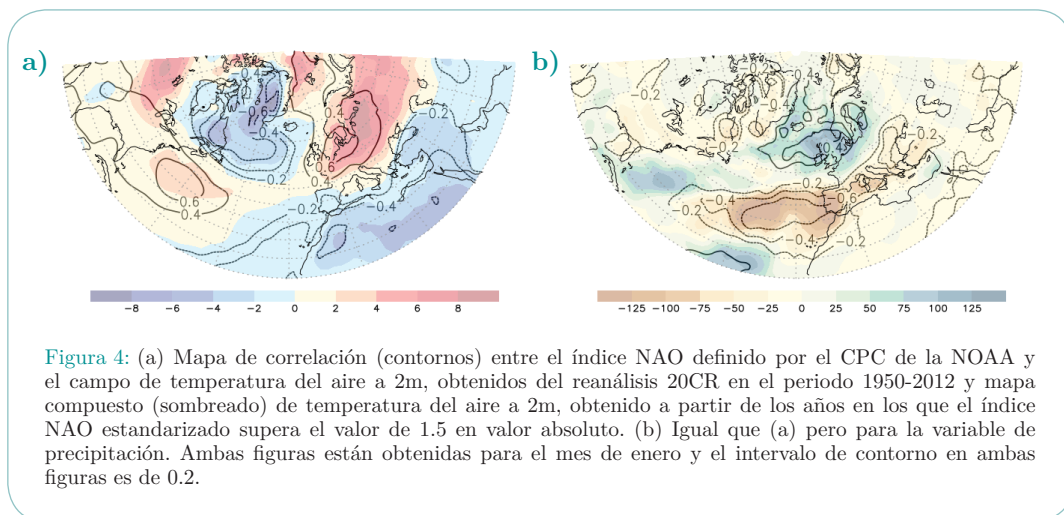
Los patrones de teleconexión son estructuras espaciales persistentes a gran escala de anomalías de circulación. Se expanden sobre vastas áreas y durante periodos de tiempo de semanas a años (Walker & Bliss 1928, Van Loon & Rogers 1978, Wallace & Gutzler 1981, Barnston & Livezey 1987). Los patrones de teleconexión reflejan cambios a gran escala en las ondas atmosféricas y en las corrientes en chorro, ejerciendo su influencia en la temperatura, precipitación, trayectoria de las tormentas y localización e intensidad de la corriente en chorro.

En la región euro-atlántica, la circulación atmosférica exhibe una variabilidad sustancial que refleja patrones meteorológicos y sistemas de circulación a diferentes escalas temporales: desde unos pocos días hasta varios años o siglos. Puede decirse que el patrón de teleconexión más prominente de esta región es la Oscilación del Atlántico Norte (NAO<sup>1</sup>). Este patrón fue descrito por primera vez por Hildebrandsson (1897) y posteriormente por diversos autores (Walker & Bliss 1932, Van Loon & Rogers 1978). Se caracteriza por un patrón dipolar de anomalías de geopotencial con centros negativamente correlacionados: uno de bajas presiones sobre Islandia y otro de altas presiones sobre el Atlántico norte subtropical (Wanner et al. 2001, Hurrell et al. 2003). La NAO representa un intercambio atmosférico de masa a escala global, zonalmente simétrico, entre latitudes polares y medias. La fase positiva está caracterizada por un incremento de los vientos del oeste o “Westerlies”, que llevan masas de aire cálido y húmedo (frío y seco) sobre el norte (sur) del continente europeo (Thompson & Wallace 2001). Estas características quedan de manifiesto mediante la correlación de la NAO con la temperatura (Figura 4a) y precipitación (Figura 4b) en el mes de enero. Este patrón permanece en la atmósfera de forma clara durante todos los meses del año, aunque presenta características diferentes en invierno que en verano (Sun et al. 2008, Folland et al. 2009), alcanzando su valor máximo durante los meses de noviembre a abril. El índice de la NAO está definido en la bibliografía de diversas maneras según su caracterización (Van Loon & Rogers 1978, Rogers 1984, Barnston & Livezey 1987, Jones et al. 1997, Hurrell et al. 2001).

Además de la NAO, la variabilidad climática de la región euro-atlántica viene determinada por otros patrones de teleconexión definidos en la atmósfera media. Estos fueron obtenidos, junto con otros del hemisferio norte, por Barnston y Livezey (1987) mediante

---

1. Acrónimo del término inglés North Atlantic Oscillation.



un análisis de funciones empíricas ortogonales (EOF<sup>1</sup>) del geopotencial en el nivel de 700 hPa. En la actualidad, el CPC<sup>2</sup> de la NOAA<sup>3</sup> de los EEUU monitoriza de forma rutinaria los principales patrones de teleconexión en el hemisferio norte e identifica, para las regiones extratropicales, los 10 patrones más prominentes a lo largo del año y, que coinciden, con los definidos por Barnston and Livezey (1987). De estos patrones de teleconexión, los que afectan a las regiones del Atlántico Norte y circundantes son, además de la NAO, el patrón del Este del Atlántico (EA<sup>4</sup>); el patrón del Este del Atlántico/Oeste de Rusia (EATL/WRUS<sup>5</sup>) y el patrón de Escandinavia (SCAND<sup>6</sup>), cuya estructura espacial puede verse en la Figura 5 para la estación de invierno. Una revisión de la literatura acerca de estos patrones de teleconexión puede leerse en Panagiotopoulos et al. (2002).

El patrón EA es un patrón dipolar con una estructura norte-sur similar a la de la NAO pero con sus centros de acción desplazados hacia el sureste respecto de ésta. La característica que más le diferencia de la NAO es la conexión subtropical de su centro de acción situado más al sur. Esta conexión refleja modulaciones a gran escala de la intensidad y localización del anticiclón subtropical. Se le considera como el segundo modo más importante de VBF sobre el Atlántico Norte, apareciendo durante todos los meses del año. Este patrón es similar al definido por Barnston y Livezey (1987) pero

1. Acrónimo del término inglés Empirical Orthogonal Functions.
2. Acrónimo del término inglés Climate Prediction Center.
3. Acrónimo del término inglés National Oceanic and Atmospheric Administration.
4. Acrónimo del término inglés East Atlantic pattern.
5. Acrónimo del término inglés East Atlantic/West Russia pattern.
6. Acrónimo del término inglés Scandinavian pattern.

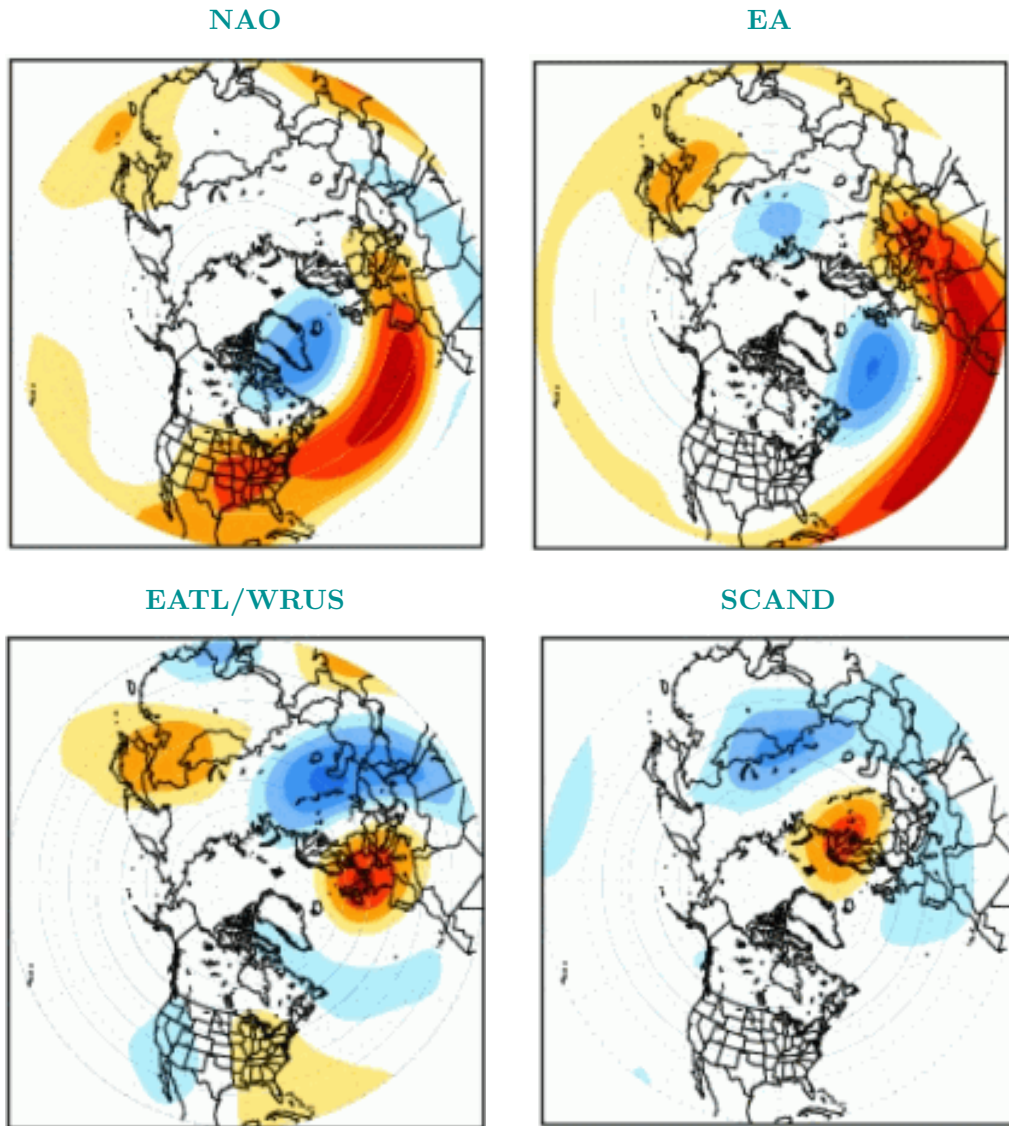


Figura 5: Patrones de teleconexión más importantes en la región euro-atlántica, monitorizados por el CPC de la NOAA en la estación de invierno. De izquierda a derecha y de arriba abajo, los patrones representados son la NAO, el EA, el EATL/WRUS y el SCAND. Figura obtenida de la página web del CPC de la NOAA: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>

diferente al definido originalmente por Wallace y Gutzler (1981). La fase positiva del patrón EA está asociado, en la estación de invierno, con temperaturas superficiales por encima de lo normal sobre gran parte de Europa (Figura 6a). Esta fase también está asociada con precipitaciones por encima de lo normal sobre el oeste de Europa (Figura 6b) y por debajo de lo normal sobre la franja mediterránea oriental.

El patrón EATL/WRUS es un patrón compuesto por 4 centros de acción. Los dos centros principales son de signo opuesto y están localizados sobre el mar Caspio y las islas Británicas respectivamente. Los dos centros de acción restantes son más débiles, uno de ellos se encuentra sobre el norte de China con igual signo al centro localizado sobre las islas Británicas y el otro centro, de signo opuesto al anterior, se localiza sobre el Atlántico Norte central. Este patrón se encuentra entre los tres principales que afectan a la región de Eurasia a lo largo del año y tiene la misma estructura que la definida por Barnston y Livezey (1987) como patrón de Eurasia tipo II. La influencia del EATL/WRUS afecta no sólo a Europa y a la cuenca mediterránea (Xoplaki 2002, Krichak et al. 2014) sino que sus impactos llegan a Oriente Medio (Krichak et al. 2002), Siberia y el este de Asia (Kim et al. 2013, Lim & Kim 2013) en forma de patrón de ondas estacionarias de escala planetaria. La Figura 7 muestra el impacto que el patrón EATL/WRUS produce en la temperatura y la precipitación sobre la región euro-atlántica en el mes de enero. Se observa que en su fase positiva las temperaturas son bastante más bajas de lo normal al este de Rusia y más altas sobre Groenlandia y el este de EEUU y Canadá. Destaca su efecto negativo en las precipitaciones al oeste de Europa. Lim (2014) proporciona detalles específicos sobre los efectos de este patrón en regiones concretas.

El patrón SCAND, también conocido como patrón de Eurasia tipo I (Barnston & Livezey 1987, Bueh & Nakamura 2007), es un patrón tricelular. Comprende un centro de acción predominante sobre la región de Escandinavia y dos más débiles y de signo opuesto en el suroeste de Europa y oeste de Mongolia. La fase positiva de este patrón, en invierno, está ligada a temperaturas superiores (inferiores) a la media sobre Escandinavia (gran parte de Europa), como se observa en la Figura 8a. También está asociado con precipitaciones por encima de lo normal sobre el sur de Europa y por debajo sobre Europa central y norte (Figura 8b). Este patrón no solo ejerce su influencia en invierno sino que también lo hace en otras estaciones: ha sido ligado a la precipitación sobre Francia en otoño (Hirschi & Seneviratne 2010) y a anomalías en la columna de ozono sobre el sector euro-atlántico en primavera (Orsolini & Doblas-Reyes 2003). Además, según Zvervaev (2009), la precipitación sobre Europa está fuertemente ligada al patrón SCAND durante la primavera y el otoño, que son estaciones con relaciones más débiles entre la precipitación y la NAO.

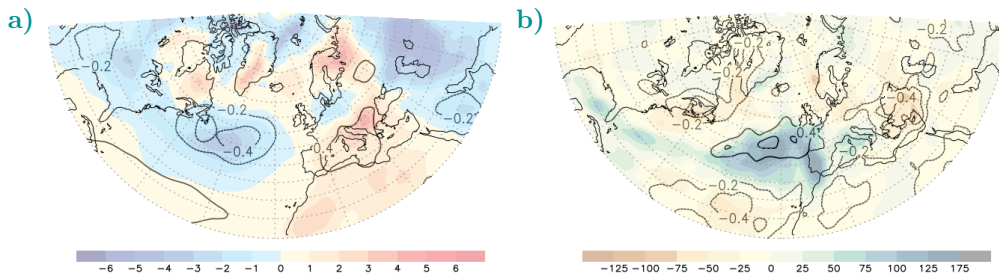


Figura 6: Igual que la Figura 4 pero obtenida con el índice EA

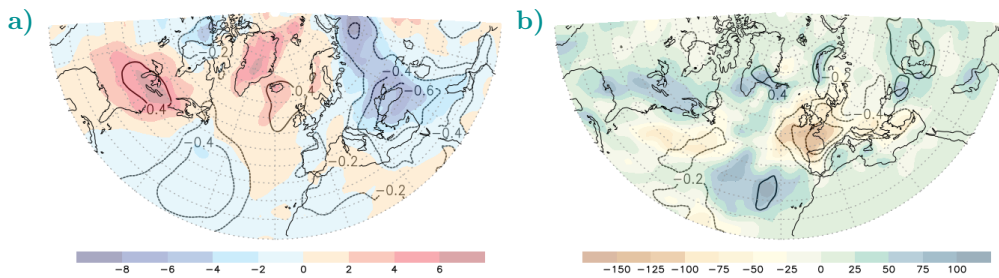


Figura 7: Igual que la Figura 4 pero obtenida con el índice EATL/WRUS

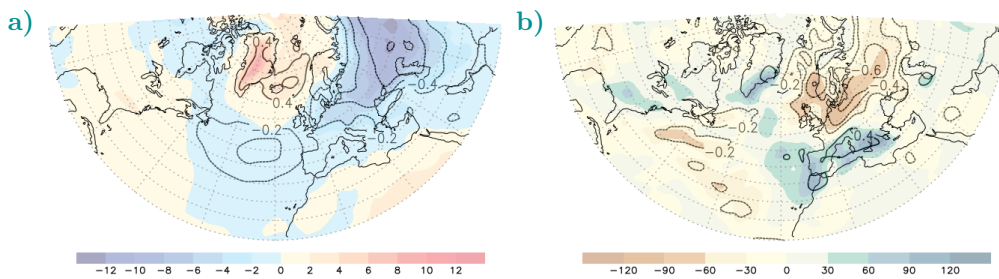


Figura 8: Igual que la Figura 4 pero obtenida con el índice SCAND.



En el Atlántico Norte, los cambios en la corriente en chorro suelen describirse dentro del ámbito del patrón de teleconexión a gran escala NAO. Sin embargo, existen estudios que aseguran la necesidad de más de un patrón de teleconexión para explicar dichos cambios (Fyfe & Lorenz 2005, Seierstad et al. 2007, Sparrow et al. 2009). Woollings et al. (2010a) encuentran que gran parte de la variabilidad de la corriente en chorro puede explicarse utilizando una combinación de los patrones de teleconexión NAO y EA. En el caso de la ocurrencia de los ciclones extratropicales en la región del Atlántico Norte, su tasa más elevada sucede cuando la NAO está en su fase positiva. Debido a este hecho, la NAO se considera como el principal patrón a gran escala responsable de la variación en la ocurrencia de los ciclones que llegan al oeste de Europa (Rogers 1997). Sin embargo, Mailier et al. (2006) realizan un estudio que liga la frecuencia de ocurrencia de los ciclones también con otros patrones de teleconexión definidos por el CPC en el hemisferio norte. Este estudio revela que no sólo la NAO explica su variabilidad en la región del Atlántico Norte, sino que también juegan un papel importante, los patrones EA, SCAND y EATL/WRUS. Así, cuando el EA está en su fase positiva, la trayectoria de los ciclones suele ser más al sur de lo normal. El papel del patrón SCAND en su fase positiva (negativa) está ligado al descenso (incremento) del número de ciclones en el norte de Europa y Rusia. Algo similar ocurre con el patrón EATL/WRUS, que en su fase positiva (negativa) también está ligado al descenso (aumento) del número de ciclones sobre el oeste de Europa, exceptuando la región ártica.

En el océano también existen patrones de teleconexión, entre los que destaca el patrón de El Niño por su importancia para explicar la variación del clima en escalas interanuales (Philander 1989). Este fenómeno se refiere a las anomalías cálidas de la SST sobre la región este del Pacífico tropical que tienen lugar en el invierno boreal (Figura 9). La fase con anomalías frías se denomina “La Niña”. Este fenómeno se encuentra altamente relacionado con la Oscilación del Sur (SO<sup>1</sup>) en el campo de SLP, constituyendo el fenómeno de variabilidad natural de acoplamiento océano-atmósfera que se conoce como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO<sup>2</sup>). Existen estudios que relacionan el fenómeno del Niño con la NAO, asociando eventos fríos del ENSO con la fase positiva de la NAO (Pozo-Vazquez et al. 2001), que en la Península Ibérica conectaría episodios Niño (Niña) con aumento (disminución) en la precipitación. Sin embargo, existe debate acerca del impacto del ENSO en la región del Atlántico Norte, ya que las evidencias sugieren que los efectos son pequeños aunque no triviales (Pozo-Vazquez et al. 2001, Mariotti et al. 2002, Merkel & Latif 2002, Broennimann et al. 2007, Frias et al. 2010, López-Parages & Rodríguez-Fonseca 2012). Algunos estudios han demostrado que la circulación atmosférica en el Atlántico Norte está modulada intraestacionalmente por el ENSO (Moron

---

1. Acrónimo del término inglés Southern Oscillation.

2. Acrónimo del término inglés El Niño-Southern Oscillation.

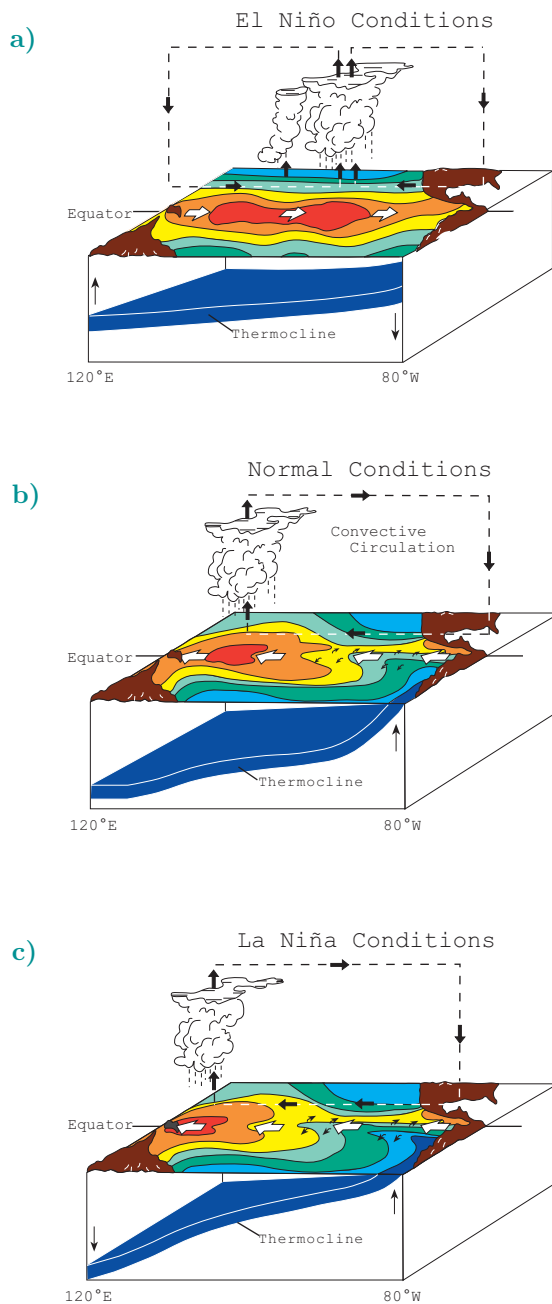


Figura 9: Diagrama explicativo de la temperatura de la superficie del mar, viento, áreas de convección y posición de la termoclina en la región del Pacífico tropical bajo condiciones de El Niño (a), condiciones normales (b) y condiciones de La Niña (c). Figura obtenida de NOAA/PMEL/TAO Project Office, Dr. Michael J. McPhaden, Director

& Gouirand 2003), siendo más débil al principio del invierno (Toniazzi & Scaife 2006) y mucho más fuerte al final, lo cual puede deberse al establecimiento de la respuesta extratropical sobre el Pacífico norte.

## 1.4. Cambio climático e impactos en los patrones de teleconexión

### 1.4.1. NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND

Evidencias de la existencia de cambios en el clima pueden encontrarse en los registros observados. Según el AR4 del IPCC (IPCC 2007) se han observado cambios en la circulación atmosférica y en los índices de la variabilidad climática, como se desprende al analizar los campos de SLP, viento, GPH y otras variables estudiadas en dicho informe. Se ha observado variabilidad multidecadal en la circulación atmosférica a gran escala sobre las regiones atlántica y pacífica. En cuanto a las tendencias, durante la estación del invierno boreal y el periodo 1979-2001, se ha observado una tendencia negativa en el GPH en latitudes altas de ambos hemisferios y una tendencia positiva a niveles troposféricos en latitudes medias. Estos cambios están asociados a una intensificación, unida a un desplazamiento hacia el polo, de las corrientes en chorro de latitudes medias en ambos hemisferios y a un incremento en la actividad de las tormentas en el hemisferio norte desde los años 60 hasta al menos los años 90.

El AR5 del IPCC (IPCC 2013) concluye que muy probablemente la SLP ha disminuido en el periodo 1979-2012 sobre el Atlántico tropical y ha aumentado sobre grandes regiones del Pacífico y Atlántico sur. Sin embargo, el valor de las tendencias encontradas depende del periodo analizado, ya que existe una gran variabilidad decadal. Respecto al campo de GPH, el AR5 del IPCC concluye que la altura geopotencial en niveles troposféricos ha aumentado en el periodo 1979-2012 en las regiones subtropicales y en las latitudes altas del hemisferio norte. Estudios recientes citados en dicho informe, revelan cambios en la intensidad de SLP a nivel global y estacional. El estudio de Gillett y Stott (2009) para todas las estaciones y el periodo 1949-2009, encontró un descenso de SLP en latitudes al norte de ambos hemisferios y un aumento de SLP en los trópicos y subtropicos en la mayor parte del año. En la región mediterránea, Van Haren et al. (2013) encontraron un fuerte descenso de la variable SLP de enero a marzo en el periodo 1961-2000. En cuanto a la intensidad del anticiclón de las Azores y la baja presión de Islandia en el invierno boreal, el AR5 del IPCC concluye que fueron pequeñas en las décadas 1960 y 1970, intensas en 1980 y 1990 y débiles de nuevo en la década del 2000.

## Introducción

En este informe también indican que las temperaturas, obtenidas a partir de datos de reanálisis para la baja estratosfera, confirman un movimiento hacia el norte de las corrientes en chorro, tanto subtropical como de latitudes medias, en la mayor parte de las regiones del hemisferio norte en las tres últimas décadas (Strong & Davis 2007, Archer & Caldeira 2008, Fu & Lin 2011). En general, las corrientes en chorro han aumentado su velocidad sobre ciertas regiones, entre las que se encuentra el Atlántico Norte y Europa (Strong & Davis 2007, Barton & Ellis 2009). Además, las tendencias encontradas son congruentes con los incrementos en los gradientes de GPH regionales y con la contracción del vórtice circumpolar (Frauenfeld & Davis 2003, Angell 2006). En cuanto a las trayectorias de las tormentas en la región del Atlántico Norte, los estudios evidencian un desplazamiento hacia el polo y una intensificación de la actividad tormentosa en el periodo 1950-2000 (Sorteberg & Walsh 2008, Cornes & Jones 2011).

A la hora de evaluar los patrones de teleconexión en relación al cambio climático, son muchos los estudios que utilizan datos simulados con GCMs. En la bibliografía científica existen algunos artículos que obtienen los patrones de teleconexión de la región euro-atlántica a partir de datos de modelos, siendo la NAO el patrón más estudiado. La NAO ha sido investigada en relación al cambio climático y a proyecciones climáticas futuras (Fyfe et al. 1999, Osborn et al. 1999, Ulbrich & Christoph 1999, Nieto et al. 2004, Osborn 2004, Kuzmina et al. 2005, McHugh & Rogers 2005, Rodríguez-Fonseca et al. 2005, Nieto & Rodríguez-Puebla 2006, Stephenson et al. 2006, Woollings et al. 2010b, Osborn 2011, Bladè et al. 2012).

Estudios recientes realizados con multimodelos del índice NAO bajo escenarios futuros de clima (Hori et al. 2007, Karpechko 2010, Zhu & Wang 2010, Gillett & Fyfe 2013) encuentran una tendencia positiva no muy acusada del mismo, en la estación de invierno, que coincide con la respuesta a los gases de efecto invernadero del índice NAO encontrados en los artículos de Kuzmina et al. (2005), Miller et al. (2006) y Stephenson et al. (2006), todos ellos citados en el AR4 del IPCC (IPCC 2007). Las tendencias proyectadas bajo simulaciones futuras del índice de la NAO, en la estación de invierno, parecen tener una amplitud pequeña comparada con la variabilidad interna (Deser et al. 2012), aunque esta tendencia es dependiente del modelo estudiado. Un estudio realizado en el AR5 del IPCC (IPCC 2013) acerca de la NAO de invierno, con los modelos participantes en el proyecto CMIP5, muestra que la tendencia obtenida con el multimodelo proyecta una tendencia de entre 1 y 2 hPa desde 1850 al año 2000 y que esta tendencia es inferior a la dispersión entre las simulaciones de los modelos, que es del orden de 2 a 4 hPa.

El patrón espacial asociado con el índice NAO puede sufrir cambios debido a las diferencias en las simulaciones de los modelos, como el desplazamiento hacia el noreste de

los centros de acción de la NAO encontrado por Ulbrich y Christoph (1999) o Hu y Wu (2004). Según Fischer-Bruns et al. (2009), el modelo ECHAM4/OPYC3 simula, bajo un forzamiento de gases de efecto invernadero alto, una disminución del alcance espacial de la influencia de la NAO en la región del Atlántico Norte. Choi et al. (2010) demuestran que una retroalimentación entre la corriente en chorro y el “storm-track” incrementa el desplazamiento hacia el polo del patrón de la NAO.

Sin embargo, la bibliografía existente para el estudio de los patrones de teleconexión diferentes de la NAO en la región euro-atlántica es muy escasa, siendo necesarios estudios acerca de la fiabilidad de los GCMs a la hora de representar dichos patrones y de la evaluación de los posibles cambios bajo condiciones climáticas más cálidas. Tan solo hay unos pocos estudios enfocados a evaluar la habilidad de los modelos de CMIP3 en reproducir los patrones de teleconexión de la región euro-atlántica con simulaciones del siglo XX (Stoner et al. 2009, Casado & Pastor 2012, Handorf & Dethloff 2012) y, hasta el momento, no se conoce ningún artículo enfocado a estudiar las teleconexiones de la región euro-atlántica, diferentes de la NAO, con simulaciones futuras de modelos pertenecientes a los proyectos CMIP3 o CMIP5.

Los estudios de Handorf y Dethloff (2012), Casado y Pastor(2012) y Stoner et al. (2009) concluyen que los modelos CMIP3 son capaces de reproducir, razonablemente bien, las estructuras espaciales de los patrones de teleconexión NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND con las simulaciones del siglo XX. Sin embargo, la comparación entre cada uno de los patrones de teleconexión simulados y observados revela que, en algunos casos, los valores de correlación no son muy altos y que dependen del modelo evaluado. Respecto a la conducta temporal de las teleconexiones, los tres estudios están de acuerdo en que los modelos no son capaces de reproducir satisfactoriamente la frecuencia observada ni las características de las escalas temporales. Estos estudios han demostrado que el análisis REOF<sup>1</sup> (ver Capítulo 3) es una técnica muy útil cuando el objetivo es extraer los principales patrones de teleconexión que explican máxima varianza de un campo en simulaciones del siglo XX. Sin embargo, cuando se trabaja con simulaciones de clima futuro y se pretende identificar los patrones de teleconexión definidos en la actualidad, el método REOF presenta inconvenientes ya que los patrones obtenidos son difíciles de identificar con los observados.

---

1. Acrónimo del término inglés Rotated Empirical Orthogonal Function.

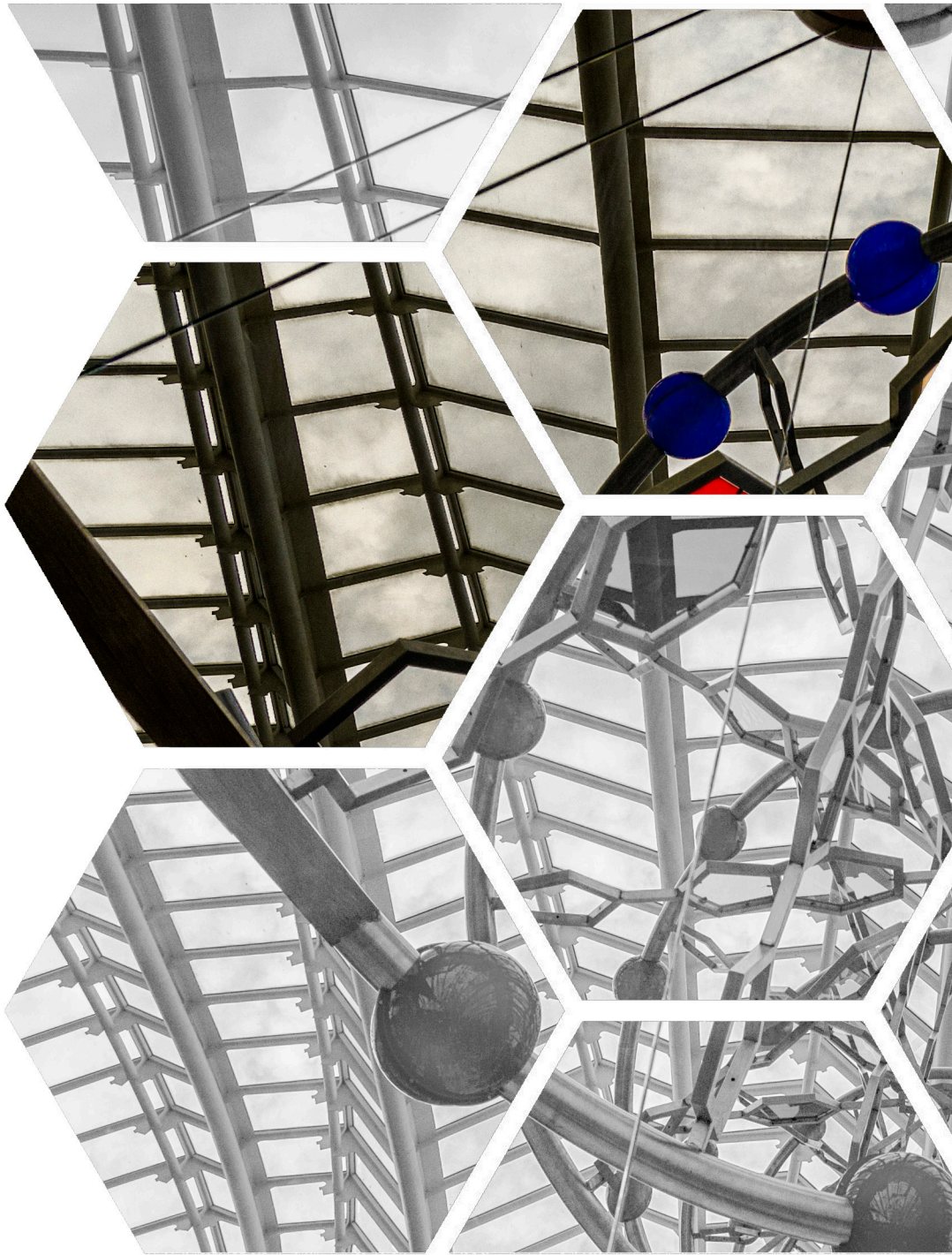
### 1.4.2. ENSO

La amplitud del fenómeno ENSO en datos observados muestra modulaciones interdecadales que han sido observadas en reconstrucciones de registros instrumentales (Power & Smith 2007), registros proxy (Braganza et al. 2009, Li et al. 2011, Yan et al. 2011) y en simulaciones de modelos de circulación general de la atmósfera (Lau et al. 2008, Wittenberg 2009). Algunos estudios sugieren que la modulación en la amplitud del fenómeno ENSO puede ser debida a cambios en las condiciones climáticas medias del Pacífico tropical (Wang & An 2001, Li et al. 2011). Recientemente, los episodios Niño parecen mostrar el calentamiento anómalo de SST desplazado hacia la región del Pacífico central (Kao & Yu 2009, Kug et al. 2009, Yeh et al. 2009) con impactos globales diferentes a los producidos por los eventos Niño estándar, donde el calentamiento máximo ocurre en el Pacífico este (Hu et al. 2012b). En cuanto a la tendencia del ENSO durante el siglo XX, se ha observado una tendencia creciente (Li et al. 2011) posiblemente debida a un clima más cálido.

Respecto a los modelos pertenecientes al proyecto CMIP y el fenómeno ENSO, los modelos de CMIP3 sugieren un desplazamiento hacia el oeste de la variabilidad de la SST en proyecciones futuras (Boer 2009, Yeh et al. 2009). En el caso de los modelos de CMIP5, algunos de ellos simulan eventos de El Niño bien formados y fuertes, en los que se ve un incremento gradual de su intensidad, sobre todo en el Pacífico central (Kim & Yu 2012). Sin embargo, los cambios en la intensidad de El Niño con simulaciones de clima futuro son fuertemente dependientes del modelo de CMIP5 utilizado (Guilyardi et al. 2012, Kim & Yu 2012, Stevenson et al. 2012) y no se encuentran modulaciones de este fenómeno que puedan distinguirse de forma clara de las naturales (Stevenson 2012). Existen diferencias modelo a modelo acerca de los cambios en la intensidad del fenómeno ENSO acoplado (Collins et al. 2010, Vecchi & Wittenberg 2010, Hu et al. 2012a). Sin embargo, existe un gran acuerdo respecto al hecho de su permanencia como modo dominante de la variabilidad climática natural en el siglo XXI (Guilyardi et al. 2012, Kim & Yu 2012, Stevenson 2012).

Los modelos CMIP3 y CMIP5, bajo simulaciones de futuro, muestran un desplazamiento hacia el este, sistemático, de los patrones de teleconexión inducidos por los fenómenos Niño/Niña en latitudes extratropicales del hemisferio norte (Meehl & Teng 2007, Stevenson 2012). Este desplazamiento puede ser debido a varios motivos: un desplazamiento de las células convectivas, asociadas a la expansión de las anomalías cálidas del Pacífico oeste (“warm pool”) en un clima más cálido (Müller & Roeckner 2008, Cravatte et al. 2009) o a cambios en la circulación media en latitudes extratropicales

(Meehl & Teng 2007). Algunos modelos simulan un patrón de teleconexión inducido por ENSO más intenso para condiciones de clima más cálido en la región del Atlántico Norte (Müller & Roeckner 2008, Bulic et al. 2012).







# Capítulo 2

Motivación y objetivos



**E**n este capítulo se pretende explicar los motivos por los cuáles se ha llevado a cabo esta investigación y los objetivos específicos que persigue. El capítulo se dividirá en dos secciones, la sección 2.1 que incluirá la versión en castellano y la sección 2.2 con la versión en inglés.

## 2.1. Motivación y objetivos de la investigación

En la región euro-atlántica, objeto de estudio en este trabajo, las variaciones climáticas están fuertemente ligadas a patrones de circulación atmosférica anómalos a gran escala, como son los patrones de teleconexión NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND. Cambios en la intensidad y posición de los centros de acción de estos patrones pueden explicar, como ya se ha indicado en el capítulo anterior, aspectos relevantes de la dinámica atmosférica, la actividad sinóptica, las características de las corrientes en chorro, la temperatura, la precipitación o los fenómenos extremos, entre otros. Además, las proyecciones de las teleconexiones climáticas son útiles para entender las causas de las tendencias de la circulación atmosférica en respuesta a forzamientos externos o a variabilidad interna. Por todo ello, son muchos los motivos que indican la necesidad de un conocimiento de las teleconexiones no sólo en datos observados sino también en datos simulados, tanto del pasado como del futuro. En la actualidad son numerosos y muy variados los datos disponibles para el estudio de las teleconexiones. Por citar algunos de ellos, en el ámbito de los reanálisis se encuentran los datos del 20CR<sup>1</sup> (Compo et al. 2011) que cubren un periodo amplio, desde finales del siglo XIX hasta la actualidad; mientras que en el ámbito de los modelos climáticos globales están los datos obtenidos a partir de los modelos pertenecientes al proyecto CMIP.

Una de las maneras más utilizadas para obtener los índices y patrones de teleconexión es mediante las técnicas de PCA<sup>2</sup>, EOF o REOF (Richman 1986, Preisendorfer 1988), cuyo objetivo es obtener los principales modos de variación atmosférica en una determinada región. Así, mediante la técnica de REOF, el CPC de la NOAA identifica los 10 patrones de teleconexión dominantes en el hemisferio norte y sus correspondientes índices, entre los que se encuentran los cuatro que más afectan a la región euro-atlántica. Los patrones así calculados (ver Capítulo 3) explican máxima varianza del campo analizado y sus índices históricos están disponibles desde 1950 hasta la actualidad. Con esta premisa, cabría esperar que, aplicando esta misma metodología a datos simulados por modelos climáticos, se pudiesen obtener patrones de teleconexión similares a los observados. Sin embargo, los patrones de teleconexión que se obtienen son, en muchos de los

---

1. Acrónimo del término inglés 20th Century Reanalysis.

2. Acrónimo del término inglés Principal Component Analysis.

casos, difíciles de identificar con los patrones de teleconexión observados y publicados mensualmente por el CPC de la NOAA. En particular, un análisis preliminar a esta investigación, en el que se aplicó la técnica de REOF a las anomalías de geopotencial en 500 hPa de algunos modelos pertenecientes a CMIP3, reveló que la identificación de los patrones obtenidos con los definidos por el CPC era matemáticamente compleja. Esto se debía a que los valores de correlación eran muy similares para varios patrones de teleconexión a la vez y por tanto, no era posible su identificación con los patrones del CPC. Debido a esta dificultad, tampoco resulta trivial el cálculo de los patrones de teleconexión en escenarios de clima futuro, donde los patrones obtenidos como las primeras REOF pueden ser patrones diferentes a los obtenidos con las primeras REOF para escenario de clima presente, y diferentes a los obtenidos con las observaciones.

Así pues, el objetivo principal de este trabajo de tesis doctoral es encontrar una metodología adecuada que permita la identificación de los índices y patrones de teleconexión observados en la región euro-atlántica, en bases de datos tales como reanálisis o modelos climáticos, entre otras. La consecución de este objetivo supone dotar a la comunidad científica con una herramienta novedosa que permita aislar los patrones de teleconexión, definidos en la actualidad por el CPC de la NOAA, en datos tanto del pasado como del futuro y la posibilidad de conocer su evolución en el tiempo. Para tal fin, en esta investigación se propone el uso de la regresión de mínimos cuadrados parciales o regresión PLS<sup>1</sup> como alternativa. Además, los resultados obtenidos aplicando esta nueva metodología pueden ser de mucha utilidad para investigaciones posteriores centradas tanto en los aspectos citados más arriba como en estudios de impacto de otras variables en el futuro. También pueden ser muy útiles en áreas como la de los Servicios Climáticos, que en los últimos años ha experimentado un auge debido a las demandas de la sociedad y que abarca un amplio espectro de posibilidades, desde temas relacionados con la salud hasta temas energéticos.

Por todo ello, los objetivos específicos que se pretenden alcanzar con esta investigación se detallan a continuación:

- Introducción de la regresión de mínimos cuadrados parciales (PLS) como una nueva metodología que permite la obtención de los índices y patrones de teleconexión definidos por el CPC en otras bases de datos diferentes a las utilizadas por dicho centro.

---

1. Acrónimo del término inglés Partial Least Squares regression.

- ❑ Validación del método de regresión PLS para obtener los índices y patrones de teleconexión más importantes de la región euro-atlántica (NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND).
- ❑ Cálculo y análisis de los índices y patrones de teleconexión simulados por los modelos de la tercera fase del proyecto Internacional de comparación de modelos WCRP CMIP3 (Meehl et al., 2007).
- ❑ Cálculo y análisis de los índices y patrones de teleconexión simulados por los modelos pertenecientes a la quinta fase del proyecto internacional de comparación de modelos WCRP CMIP5 (Taylor et al., 2012).
- ❑ Comparación de los resultados obtenidos entre los distintos proyectos CMIP3 y CMIP5.
- ❑ Estudio de la predictabilidad de la NAO por parte del océano, analizando la sensibilidad de la NAO a cambios en la temperatura de la superficie del mar con datos de CMIP5.

Para alcanzar todos los objetivos expuestos anteriormente, esta investigación se estructura en 8 capítulos diferentes. En el Capítulo 1 se ha realizado una introducción acerca de los aspectos generales del IPCC, el proyecto CMIP, la circulación y variabilidad atmosférica en la región euro-atlántica y el efecto del cambio climático en las teleconexiones. En el capítulo actual se han expuesto los motivos y objetivos de esta investigación. El Capítulo 3 detallará los datos que se han utilizado para la obtención de los resultados, así como los métodos aplicados, explicando en profundidad los algoritmos seguidos en la regresión PLS. En el Capítulo 4 se evaluará el método PLS aplicado a datos del reanálisis 20CR mediante su comparación con las observaciones. Además, se detallarán minuciosamente los pasos seguidos para la aplicación de la metodología en la dimensión espacial, ya que es la primera vez en la bibliografía que se utiliza de esta manera. El Capítulo 5 mostrará cómo se aplica la regresión PLS a los datos de los modelos pertenecientes a CMIP3 y se analizarán los resultados obtenidos, tanto con los modelos individuales como con el multimodelo. El Capítulo 6 se centrará en el análisis de los resultados obtenidos tras la aplicación de la regresión PLS a los datos de CMIP5 y su comparación con resultados obtenidos para CMIP3. En el Capítulo 7 se evaluará la relación entre la NAO y los cambios en la temperatura de la superficie del mar mediante las simulaciones de los modelos del estado del arte pertenecientes a CMIP5. Finalmente, en el Capítulo 8 se expondrán las conclusiones más relevantes de esta investigación y el trabajo futuro proyectado.

## 2.2. Motivation and goals

In the Euro-Atlantic region, the main tropospheric teleconnection patterns (TPs) are the North Atlantic Oscillation (NAO), the East Atlantic Pattern (EA), the East Atlantic-West Russian Pattern (EATL/WRUS) and the Scandinavian pattern (SCAND). Climate variations over Europe are strongly dependent on these large-scale North Atlantic anomalous atmospheric circulation patterns. Changes in the strength and position of the main centres of action of the TPs can explain certain relevant aspects of atmospheric dynamics, synoptic activity, jet stream characteristics, temperature, precipitation and extreme events among others. Projections of teleconnections are also useful to understand the causes of atmospheric circulation trends in response to external forcing and internal variability. Therefore, the knowledge of the teleconnections in observed and simulated data is very valuable, not only in the historical period but also in the future. Nowadays, there are many different datasets easily available for the scientific community, for example the 20CR reanalysis (Compo et al. 2011) or the models belonging to the CMIP project, that allow the study of the teleconnections from the beginning of the twentieth century to the present.

There are several techniques used to identify teleconnection patterns, including, but not limited to, principal component analysis (PCA), empirical orthogonal functions (EOFs) and rotated empirical orthogonal functions (REOFs) (Richman 1986, Preisendorfer 1988, Von Storch 1995, Hannachi et al. 2009) of which the main objective is to obtain the principal modes of atmospheric variability in a particular region. Using the REOF method, 10 prominent Northern hemisphere TPs and their corresponding historical indices are obtained by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Prediction Center (CPC) for monitoring purposes, among which are the four main teleconnections affecting the Euro-Atlantic region. These patterns explain maximum variance of the analysed field and their historical indices extend from 1950 to the present day. On this basis, we can expect that by applying the same methodology to simulated data, we will obtain teleconnection patterns similar to observations. Nevertheless, the obtained teleconnection patterns are difficult to identify in most of the cases that are observed and published by the NOAA CPC. In particular, a preliminary analysis of this research, focused on the application of REOF technique to the geopotential height anomalies at 500 hPa for the CMIP3 models, revealed that the identification of the obtained patterns with the observed EA, EATL/WRUS and SCAND was mathematically complex, as the spatial correlation values between the observed and simulated TP were too close to be able to distinguish the patterns. Due to this problem, the calculation of the teleconnection patterns under future scenarios is not straightforward, since the first patterns obtained with REOFs can be different from the first ones obtained for the historical climate, and different from observations.

Therefore, the main aim of this research is to find an appropriate methodology that allows the identification of the observed teleconnection indices and patterns of the Euro-Atlantic region in others databases, either reanalysis or models, etc. The achievement of this goal will provide the scientific community with a new method that allows isolating the teleconnections patterns, defined by the NOAA CPC, in historical and future datasets, as well as provide their evolution over time. To this end, we introduce the Partial Least Squares (PLS) regression which has been applied in the way presented here. Moreover, the results from this method maybe useful for later studies that focus on some of the aspects cited above or for impact studies of other variables in the future. It can also be of benefit other areas of climate, such as Climate Services, that have become more popular in the last few years due to the needs of the society.

With all these premises, the specific aims that we would like to reach with this research are detail below:

- Introduction to the Partial Least Square regression as a new methodology that allows obtaining the teleconnection indices and patterns defined by the NOAA CPC, in other datasets different to ones used in the CPC centre.
- Validation of the PLS regression method to get the four most important teleconnection indices and patterns in the Euro-Atlantic region (NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND), through the application of the method to the 20CR reanalysis data and the corresponding verification of the obtained results with the observations.
- Calculation and analysis of the simulated teleconnection indices and patterns with the models belonging to the World Climate Research Program (WCRP) third phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3; Meehl et al. 2007). In this research, we will analyse monthly  $Z_{500}$  data outputs from 23 models and 2 experiments corresponding to the “Climate of the Twentieth-Century” experiment (20C3M) and “720 ppm stabilization” experiment (SRES A1B).
- Calculation and analysis of the simulated teleconnection indices and patterns from the state of the art models belonging to the WCRP fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5; Taylor et al. 2012). These models have been used to elaborate the Intergovernmental Panel on Climate Change Fifth Assessment Report (AR5; IPCC 2013). In this research, we will analyse monthly  $Z_{500}$  data outputs from 36 models and 2 experiments corresponding to the Historical and RCP8.5 experiments.

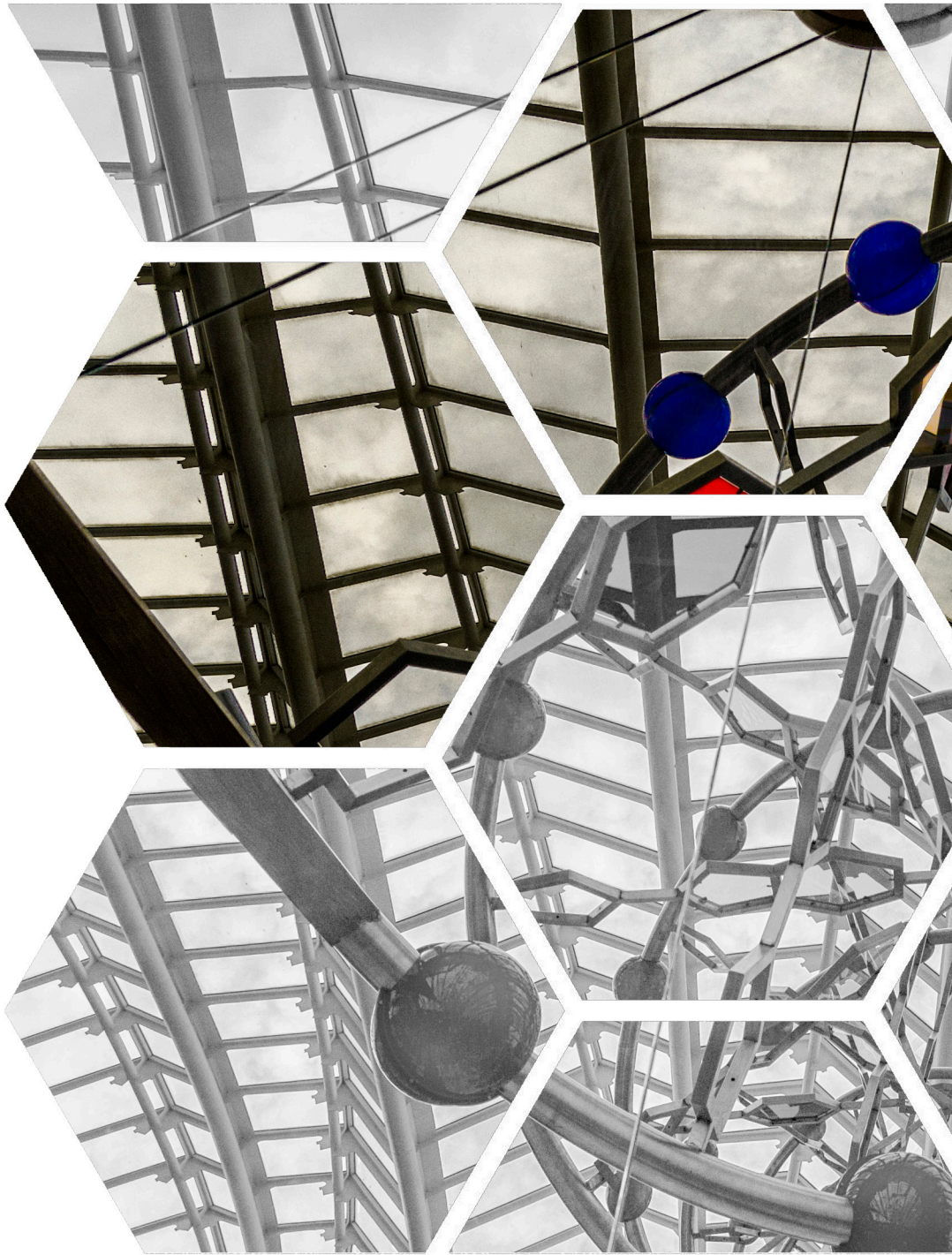
## Motivación y objetivos

- ❑ Comparison between the results obtained from models belonging to CMIP3 and CMIP5 phases, indicating possible changes between them.
- ❑ Understand the relation between the NAO index and the anomalies of Sea Surface Temperature (SST) in the context of the CMIP5 models.

To achieve all the above aims, this research is structured in eight chapters. Chapter 1 has included an introduction about general aspects related to general circulation and atmospheric variability in the Euro-Atlantic region, the effect of climate change in the teleconnections and future climate projections obtained with CMIP3 and CMIP5 models. Chapter 3 includes details on the data used in this study, its pre-processing and the methods, explaining with detail the algorithms used in the PLS regression. Chapter 4 focuses on the evaluation of the PLS regression by applying it to the 20CR reanalysis and comparing the results with the observations. Moreover, in this chapter it is described, for the first time in the bibliography, the steps followed for the application of the methodology in the spatial dimension. Chapter 5 presents the results of the application of the PLS regression to CMIP3 models data and their analysis, taking into account the individual models and the multi-model. Chapter 6 focuses on the analysis of the obtained results after the application of the PLS regression to CMIP5 models data and the comparison with the results obtained with CMIP3. Chapter 7 shows the relationship between the NAO index, obtained with PLS regression, and the anomalies of SST simulated by the state of the art CMIP5 models. Finally, the main conclusions of this research and possible future work are given in Chapter 8.









# Capítulo 3

Datos y metodología



Este Capítulo se divide en dos secciones. La sección 3.1 se centrará en los datos utilizados en esta investigación, describiéndolos brevemente y explicando el contexto de su procedencia. Además, se especificarán las variables con las que se trabajará a lo largo del estudio y el tratamiento de los datos previo a la aplicación de la metodología. La sección 3.2 mostrará la metodología utilizada en las distintas partes del trabajo, describiendo los métodos para la obtención y el análisis de los índices y patrones de teleconexión, así como para la significación y la representación de los resultados obtenidos.

## 3.1. Datos

### 3.1.1. Reanálisis 20CR

Los reanálisis atmosféricos son reconstrucciones del clima histórico, que pueden considerarse como datos cuasi-reales, debido a que integran muchas medidas instrumentales y han sido validados frente a observaciones independientes. En general, los datos de reanálisis se obtienen a partir de modelos globales, con asimilación de datos observados, obtenidos a partir de ciclos de análisis de x-horas (normalmente, pronósticos de 6 horas, inicializados a las 00, 06, 12 y 18 UTC<sup>1</sup>). Las características principales mediante las cuales se diferencian los distintos reanálisis son: el modelo que se utiliza para su obtención y los datos observacionales asimilados, además de la cobertura temporal y la resolución espacial.

En el campo de la variabilidad climática, algunos de los reanálisis más utilizados son: el reanálisis NNR<sup>2</sup> (Kalnay et al. 1996), creado por los centros de investigación norteamericanos NCEP<sup>3</sup> y NCAR<sup>4</sup>, que abarca el periodo desde 1948 en adelante; el reanálisis ERA-40 (Uppala et al. 2005), generado por el ECMWF<sup>5</sup>, que cubre el periodo 1957-2002; el reanálisis JRA-55 (Ebita et al. 2011), creado por la Agencia Meteorológica Japonesa<sup>6</sup>, que cubre el periodo desde 1958 en adelante. Estos reanálisis sólo disponen de datos desde la mitad del siglo XX hacia adelante, ya que este periodo es el único para el que existen suficientes datos observacionales de la atmósfera media. Esta característica común reduce su utilidad, ya que no sirven para estudiar eventos de patrones de

---

1. Acrónimo del término inglés Coordinated Universal Time.

2. Acrónimo del término inglés NCEP/NCAR Reanalysis.

3. Siglas del término inglés National Centers for Environmental Prediction.

4. Siglas del término inglés National Center for Atmospheric Research.

5. Siglas del término inglés European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

6. Traducción del término inglés Japan Meteorological Agency.

teleconexión o erupciones volcánicas anteriores a dicha fecha y es difícil calcular las tendencias, a escala temporal larga, asociadas con fenómenos extremos. Información sobre otros reanálisis actuales como ERA-Interim (Dee et al. 2011) o MERRA<sup>1</sup> (Rienecker et al. 2011) puede obtenerse a través de la página web<sup>2</sup> del proyecto Reanalysis.org.

El reanálisis 20CR surgió como consecuencia de la necesidad, de la comunidad climática internacional, de disponer de datos de reanálisis que abarcasen un periodo de tiempo superior al periodo para el que hay disponibles medidas instrumentales. Este reanálisis se creó al auspicio del proyecto “Twentieth Century Reanalysis Project”, liderado por el EARL<sup>3</sup> de la NOAA de los EEUU y el CIRES<sup>4</sup> de la Universidad de Colorado. Existe una primera versión preliminar del reanálisis 20CR (20CRv1; Compo et al. 2008), que engloba el periodo desde 1908 hasta 1958 y una segunda versión completa (20CRv2; Compo et al. 2011), que se extiende desde 1871 hasta 2012.

El 20CR es un reanálisis obtenido a partir de la integración del modelo atmósfera-suelo “Global Forecast System” del NCEP (versión experimental de abril de 2008), cuyas condiciones de contorno son los datos mensuales, interpolados, de temperatura superficial del mar y de concentraciones de hielo marino obtenidas del Centro Hadley (HadISST<sup>5</sup>; Rayner et al. 2003). A este modelo se le asimilan, mediante un Filtro de Kalman Medio<sup>6</sup> (Whitaker & Hamill 2002), datos de presión sinóptica en superficie provenientes del banco internacional de datos de presión en superficie<sup>7</sup>. Esta base de datos incorpora datos de presión observados, extraídos de los principales archivos internacionales de datos meteorológicos y de colecciones de datos nacionales e internacionales. Los campos del 20CR así obtenidos, tienen una resolución temporal a partir de 6-horas, una resolución horizontal de 2.0° y 24 niveles de presión, que se encuentran disponibles de manera gratuita en las páginas web de la NOAA y del NCAR. Aunque para la obtención de este reanálisis no se utilizaron datos de satélite, la calidad del 20CR es comparable a la de otros productos de reanálisis (Compo et al. 2011, Stachnik & Schumacher 2011).

En esta investigación se utilizan los datos mensuales del campo de Altura Geopotencial, que es la altura a la que tiene lugar un determinado nivel de presión. En concreto, se utiliza la Altura Geopotencial en el nivel de 500 hPa ( $Z_{500}$ ) pertenecientes a la segunda versión del reanálisis 20CR. Estos datos han sido seleccionados para la región euro-atlántica (20°-90°N y 110°O-70°E) y para el periodo 1901-2010. En concreto, se han

---

1. Acrónimo del término inglés Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications.

2. <https://reanalyses.org/atmosphere/comparison-table>

3. Siglas del término inglés Earth System Research Laboratory Physical Sciences Division.

4. Siglas del término inglés Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences.

5. Acrónimo del término inglés Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set.

6. Traducción del término inglés Ensemble Kalman Filter.

7. Traducción del término inglés International Surface Pressure Databank.

utilizado las anomalías de  $Z_{500}$  obtenidas con respecto al periodo de referencia 1950-2000 para la estación de invierno, definida como promedio de los meses desde diciembre hasta febrero (DJF).

### 3.1.2. Índices de teleconexión del CPC

El CPC de la NOAA hace un seguimiento rutinario de los principales patrones de teleconexión existentes en el hemisferio norte e investiga la función que desempeñan en el sistema climático global. Este centro identifica diez patrones de teleconexión predominantes en las regiones extratropicales a lo largo del año, que coinciden con los patrones ya definidos previamente en la literatura científica por Barnston y Livezey (1987). En la página web<sup>1</sup> de dicho centro se muestra la información relativa al procedimiento de cálculo de los patrones de teleconexión, los meses de aparición, así como las configuraciones de los mapas espaciales. Además están disponibles, para fines investigadores, los índices históricos mensuales desde 1950 hasta la actualidad. Estos valores mensuales son publicados en su boletín mensual de diagnóstico del clima, al cual se puede acceder a través de su página web<sup>2</sup>.

El método utilizado por el CPC para obtener los patrones de teleconexión es el Análisis de Componentes Principales Rotados (RPCA<sup>3</sup>), mediante el que aíslan los patrones más importantes a lo largo de todos los meses del año y sus series temporales asociadas. Este procedimiento lo aplican al campo de anomalías estandarizadas de  $Z_{500}$ , obtenidas a partir del reanálisis NNR (Kalnay et al. 1996) en la región 20°N-90°N y el periodo 1950-2000. Los 10 primeros modos sin rotar de cada uno de los 12 meses del año se obtienen a partir de las anomalías estandarizadas de tres meses, centradas en el mes para el que se obtiene el modo (ej. el modo de marzo, se calcula con las anomalías de febrero, marzo y abril). Una vez obtenidos los modos sin rotar, se le aplica una rotación del tipo Varimax, obteniendo 10 patrones rotados y sus series temporales asociadas para cada mes. Entre todos estos patrones, encuentran 10 patrones dominantes a lo largo del año y 1 ó 2 patrones muy ruidosos y sin significado físico aparente que se eliminan. Los índices de teleconexión, asociados a los 10 patrones dominantes, se obtienen mediante la solución del sistema de ecuaciones por el método de Mínimos Cuadrados. Los índices así obtenidos representan la combinación de patrones de teleconexión que explican la mayor parte de la varianza espacial de las anomalías estandarizadas del geopotencial observado.

1. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>

2. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/CDB/>

3. Acrónimo del término inglés Rotated Principal Component Analysis.

De los diez índices de teleconexión mensuales disponibles en la página web del CPC, en este trabajo sólo se han utilizado aquellos que afectan de manera más acuciada a la región euro-atlántica, que son la NAO, el EA, el EATL/WRUS y el SCAND (ver Capítulo 1). Los índices para la estación de invierno (DJF) han sido calculados como promedio de los índices del CPC de los meses de diciembre a febrero del periodo 1950-2010. Estos índices de invierno se correlacionan con las anomalías de geopotencial en el nivel de 500 hPa del 20CR reanálisis, en cada punto de malla, obteniéndose los patrones espaciales asociados. En nuestro caso, dichos patrones son el resultado de promediar los mapas obtenidos al aplicar un bootstrap con 500 repeticiones previa transformación al espacio de Fisher (ver sección de Metodología).

### 3.1.3. Datos CMIP

Para realizar este estudio se han utilizado los datos pertenecientes a la tercera y cuarta fase del proyecto CMIP, que se conocen con las siglas CMIP3 y CMIP5 respectivamente (ver Capítulo 1). Ambos conjuntos de datos se encuentran disponibles, de manera gratuita para usos no comerciales, a través de la página web<sup>1</sup> del PCMDI cuya misión principal es desarrollar métodos y herramientas para el diagnóstico y la evaluación de los modelos climáticos. A continuación se detallan los datos utilizados en esta investigación de ambas fases de CMIP.

#### a) Datos de CMIP3

Para esta investigación se han utilizado los datos mensuales de altura geopotencial en el nivel de 500 hPa ( $Z_{500}$ ) obtenidos como salidas de 23 modelos de CMIP3. Se han incluido todos los modelos de CMIP3 para los que existían datos disponibles de  $Z_{500}$ . El nombre oficial de los modelos evaluados, el centro de investigación al que pertenecen y las principales características se detallan en la Tabla 1 y en el Apéndice A. Para obtener más información acerca de la documentación de los modelos, referencias y links se remite al lector a la página web<sup>2</sup> del PCMDI. El número de realizaciones disponibles de los datos CMIP3 varía en función del modelo y la simulación elegido. Para esta investigación sólo se ha utilizado la primera realización de cada modelo (Stoner et al. 2009). Esta decisión se tomó, principalmente en base a dos razones, la primera es que los datos de CMIP3 se utilizan para demostrar el uso de la metodología PLS en datos de modelos, y la segunda, se refiere a un criterio de unificación del número de realizaciones utilizadas en todas las simulaciones y modelos.

---

1. <http://www-pcmdi.llnl.gov/>

2. [http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about\\_ipcc.php](http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php)



ID	Modelo	$Z_{500}$ realizaciones 20C3M/A1B
A	BCCR-BCM2.0	r1 / r1
B	CCSM3	r1 / r1
C	CGCM3.1(T47)	r1 / r1
D	CGCM3.1(T63)	r1 / r1
E	CNRM-CM3	r1 / r1
F	CSIRO-Mk3.0	r1 / r1
G	CSIRO-Mk3.5	r1 / r1
H	ECHAM5/MPI-OM	r1 / r1
I	FGOALS-g1.0	r1 / r1
J	GFDL-CM2.0	r1 / r1
K	GFDL-CM2.1	r1 / r1
L	GISS-AOM	r1 / r1
M	GISS-EH	r1 / r1
N	GISS-ER	r1 / r1
O	INGV-SXG	r1 / r1
P	INM-CM3.0	r1 / r1
Q	IPSL-CM4	r1 / r1
R	MIROC3.2 (hires)	r1 / r1
S	MIROC3.2 (medres)	r1 / r1
T	MRI-CGCM2.3.2	r1 / r1
U	PCM	r1 / r1
V	UKMO-HadCM3	r1 / r1
W	UKMO-HadGEM1	r1 / r1

**Tabla 1:** Modelos CMIP3 utilizados en esta investigación. La primera columna indica el identificador del modelo (éste se utilizará en los resultados cuando no quepa el nombre completo). La segunda columna muestra el nombre oficial del modelo y la tercera las realizaciones utilizadas en ambos experimentos 20C3M y A1B. Más información acerca de los modelos puede verse en el Apéndice A.

De todas las simulaciones disponibles en los modelos, en esta investigación se utilizan las simulaciones 20C3M<sup>1</sup> y SRESA1B<sup>2</sup>. La primera (20C3M) abarca el periodo desde finales del año 1800, con condiciones preindustriales, hasta el año 2000, e incluye forzamientos naturales y antropogénicos decididos por cada grupo de modelización. La segunda (SRES A1B) abarca la totalidad del siglo XXI, desde el año 2000 al 2100, con un forzamiento medio en el que la concentración de CO<sub>2</sub> es de 720 ppm en el año 2100 (Meehl et al. 2007). En concreto, para este estudio se han utilizado los periodos 1901-2000 de la simulación 20C3M y 2001-2098 de la simulación SRESA1B. Los datos de Z<sub>500</sub> de ambas simulaciones se han unido en una única serie temporal continua desde 1901 hasta 2098 y se ha seleccionado el área de estudio para la región euro-atlántica, definida de la misma manera que para los datos observados. Todos los análisis relativos a estos datos están basados en el campo de anomalías de Z<sub>500</sub> para la estación de invierno (DJF), obtenido de forma análoga al campo de anomalías del reanálisis.

Cada uno de los modelos de CMIP3 posee una resolución espacial diferente, sin embargo es conveniente remallar todos los datos a una malla común antes de su análisis (Osborn 2004). De esta manera, todos los modelos han sido remallados a una malla común coincidente con la malla del 20CR reanálisis, cuyas dimensiones latitud×longitud son 2.0°×2.0°. Además, antes de aplicar la metodología, los datos han sido pesados por el coseno de la latitud para tener en cuenta el efecto de la diferencia de tamaño de las celdas de la malla.

### b) Datos de CMIP5

Dentro de las simulaciones de CMIP5 se encuentran simulaciones de control, simulaciones del clima del siglo XX y simulaciones de futuro. Un análisis detallado de las especificaciones de todas las simulaciones se puede encontrar en la página web<sup>3</sup> del PCMDI. En el caso de las simulaciones de clima futuro existen 4 escenarios de emisiones diferentes (Moss et al. 2010): uno de ellos no presenta mitigación y los otros tres tienen distintos niveles de mitigación. Todos ellos se conocen como RCP<sup>4</sup>, a lo que se le añade un sufijo numérico que indica el forzamiento radiativo aproximado en el año 2100. Así, por ejemplo, RCP4.5 identifica una trayectoria de concentraciones que alcanza un forzamiento radiativo de 4.5 W m<sup>-2</sup> aproximadamente, en el año 2100, relativo a las condiciones preindustriales.

---

1. Climate of the Twentieth Century experiment.

2. 720 ppm stabilization experiment.

3. <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>

4. Acrónimo del término inglés Representative Concentration Pathways.

Para la realización de esta tesis doctoral se han utilizado dos variables climáticas: la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa ( $Z_{500}$ ) y la temperatura superficial ( $t_s$ ). Esta última coincide con la temperatura de la superficie del mar (SST) en el océano abierto. Estas variables climáticas se han obtenido a partir de los modelos de CMIP5 especificados en la Tabla 2 y en el Apéndice B con las simulaciones Historical y RCP8.5. Cabe destacar en este punto que sólo se han utilizado aquellos modelos que tenían disponibles datos para las dos simulaciones y todo el periodo en estudio (1901-2098), 36 modelos en el caso de  $Z_{500}$  y 29 en el caso de  $t_s$ . La simulación Historical, también conocida como simulación del siglo XX, abarca el periodo comprendido entre 1850-2005 e incluye forzamientos observados de la composición atmosférica tanto de origen antropogénico como natural, forzamiento solar, y por primera vez, también forzamientos del uso de la cubierta terrestre. La simulación RCP8.5 simula el clima futuro comprendido en el periodo 2006-2100 y en esta simulación se considera un forzamiento radiativo que alcanza  $8.5 \text{ W m}^{-2}$ , aproximadamente en el año 2100, relativo a las condiciones preindustriales.

En esta investigación se han unido los datos de la simulación del siglo XX y de la simulación RCP8.5, formando una serie continua de datos para el periodo 1901-2098, a la que aplicar la metodología utilizada. Este procedimiento se ha seguido para cada modelo y realización por separado. Por este motivo, de todas las realizaciones disponibles en la página web del PCMDI para cada modelo, sólo se han utilizado aquellas que estuvieran disponibles en ambas simulaciones. De esta manera, si para la simulación Historical había disponibles 6 realizaciones y para RCP8.5 sólo 3, sólo las 3 realizaciones en común se han elegido en ambas simulaciones.

Al igual que se hizo con los modelos pertenecientes a CMIP3, todos los modelos de CMIP5 han sido remallados a una malla común coincidente con la del 20CR cuyas dimensiones latitud $\times$ longitud de la celda son de  $2.0^\circ \times 2.0^\circ$ . Además, todos los datos han sido pesados por el coseno de la latitud antes de aplicar la metodología para equiparar el efecto del diferente tamaño de las celdas con la latitud.

## 3.2. Metodología

### 3.2.1. Definición de anomalías

Se entiende por anomalía a la desviación con respecto a un valor medio, de los valores de una variable a lo largo del tiempo. Las anomalías se obtienen a partir del ciclo anual o climatología de los datos de partida, es decir, el promedio mensual de los datos en un periodo de tiempo largo. Este valor mensual de la climatología se resta a cada

ID	Modelo	Z <sub>500</sub> realizaciones Historical/RCP8.5	ts realizaciones His- torical/RCP8.5
1	ACCESS1.0	r1 / r1	----
2	ACCESS1.3	r1 / r1	r1 / r1
3	BCC-CSM1.1	r1 / r1	r1 / r1
4	BCC-CSM1.1(m)	r1 / r1	r1 / r1
5	BNU-ESM	r1 / r1	r1 / r1
6	Can-ESM2.0	r1,2,3,4,5 / r1,2,3,4,5	r1,2,3,4,5 / r1,2,3,4,5
7	CCSM4	r1,2,3,4,5,6 / r1,2,3,4,5,6	r2,3,5/r2,3,5
8	CESM1(BGC)	r1 / r1	----
9	CESM1(CAM5)	r1,2,3 / r1,2,3	----
10	CMCC-CM	r1 / r1	r1 / r1
11	CMCC-CMS	r1 / r1	r1 / r1
12	CNRM-CM5	r1,2,4,6,10 / r1,2,4,6,10	r1,2,4,6,10 / r1,2,4,6,10
13	CSIRO-Mk3.6.0	r1,2,3,4,5,6,7,8,9,10 / r1,2,3,4,5,6,7,8,9,10	r1,2,3,4,5,6,7,8,9,10 / r1,2,3,4,5,6,7,8,9,10
14	FGOALS-g2	r1 / r1	r1 / r1
15	FGOALS-S2	r1,2,3 / r1,2,3	----
16	FIO-ESM	r1,2,3 / r1,2,3	----
17	GFDL-CM3	r1 / r1	r1 / r1
18	GFDL-ESM2G	r1 / r1	r1 / r1
19	GFDL-ESM2M	r1 / r1	r1 / r1
20	GISS-E2-H (flavour p1: non-interactive composition)	r1 / r1	----
21	GISS-E2-R (flavour p1: non-interactive composition)	r1 / r1	----
22	HadGEM2-AO	r1 / r1	r1 / r1
23	HadGEM2-CC	r1 / r1	r1 / r1
24	HadGEM2-ES	r1,2,3,4 / r1,2,3,4	r2,3/r2,3
25	INM-CM4	r1 / r1	r1 / r1
26	IPSL-CM5A-LR	r1,2,3,4 / r1,2,3,4	r1,2,3,4 / r1,2,3,4
27	IPSL-CM5A-MR	r1 / r1	r1 / r1
28	IPSL-CM5B-LR	r1 / r1	r1 / r1
29	MIROC-ESM	r1 / r1	r1 / r1
30	MIROC-ESM-CHEM	r1 / r1	r1 / r1
31	MIROC5	r1,2,3 / r1,2,3	r1,2,3 / r1,2,3
32	MPI-ESM-LR	r1,2,3 / r1,2,3	r1,2,3 / r1,2,3
33	MPI-ESM-MR	r1 / r1	r1 / r1
34	MRI-CGCM3	r1 / r1	r1 / r1
35	NorESM1-M	r1 / r1	r1 / r1
36	NorESM1-ME	r1 / r1	r1 / r1

Tabla 2: Igual que la Tabla 1 pero para los modelos CMIP5. En este caso las simulaciones utilizadas son Historical y RCP8.5. Más información acerca de los modelos puede verse en el Apéndice B.

valor mensual de partida, obteniendo los valores de las anomalías mensuales. Matemáticamente, las anomalías se denotan como  $x' = x - \bar{x}$ , donde  $x$  es el valor mensual de partida y  $\bar{x}$  es el valor mensual de la climatología. Las anomalías estacionales se obtienen como promedio de las anomalías mensuales de los meses involucrados en la estación a estudiar.

En esta investigación, se calculan las anomalías con respecto al periodo de referencia 1950-2000. Además, como nuestro estudio se centra en el análisis de los patrones de teleconexión en invierno, las anomalías se obtienen para dicha estación como el promedio de los meses de diciembre, enero y febrero.

En determinados momentos a lo largo de la investigación se trabaja con conjuntos de datos que están relacionados pero que no son estrictamente comparables ya que su variabilidad es diferente. En dichos casos es útil el uso de las anomalías estandarizadas ya que con ellas se consigue relativizar el valor de los datos respecto de su desviación estándar permitiendo la comparación. Las anomalías estandarizadas se suelen denotar por  $z$  y se calculan como la resta entre el valor mensual de partida menos el correspondiente valor mensual de la climatología dividido, todo ello, por la desviación estándar del valor mensual de partida a lo largo del periodo en el que está definida la climatología:

$$z = \frac{x - \bar{x}}{S_x} = \frac{x'}{S_x} \quad (1)$$

Esta transformación también recibe el nombre de normalización y transforma los datos originales de manera, que tras su aplicación, el resultado es adimensional siendo su media cero y su desviación estándar uno.

### 3.2.2. Regresión de Mínimos Cuadrados Parciales.

La regresión de mínimos cuadrados parciales o regresión PLS es una extensión de la regresión lineal múltiple. En su forma más simple, la regresión busca crear una función lineal que permita describir el comportamiento de las variables dependientes en función de las variables independientes. La regresión puede ser:

- univariada, cuando se considera una única variable dependiente

$$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n \quad (2)$$

donde  $y$  es la variable dependiente;  $x_i$  son las variables independientes con  $i = 1, \dots, n$ ;  $b_0$  es el coeficiente de regresión de la intersección con la ordenada en el origen;  $b_i$  son los coeficientes de regresión para cada una de las variables  $x_i$ .

- multivariada, cuando se consideran varias variables dependientes. En este caso lo normal es una representación matricial de la regresión

$$Y = \beta X + \epsilon \quad (3)$$

donde  $Y$  es la matriz de las variables dependientes;  $X$  es la matriz de las variables independientes;  $\beta$  es la matriz de los coeficientes de la regresión;  $\epsilon$  es la matriz con los errores asociados a la regresión.

La regresión lineal múltiple se ha extendido de diversas maneras para resolver problemas de análisis de datos de una manera más sofisticada. Sirve de base para varios métodos estadísticos multivariados tales como análisis discriminante, regresión con componentes principales o análisis de correlaciones canónicas. Todos estos métodos multivariados tienen en común dos propiedades importantes. La primera es que las variables latentes o componentes subyacentes a las variables  $X$  e  $Y$  nunca se extraen de matrices producto que involucren ambas variables. La segunda es que el número de combinaciones lineales posibles de  $X$  para predecir  $Y$  nunca puede exceder el número mínimo de las variables  $X$  e  $Y$ .

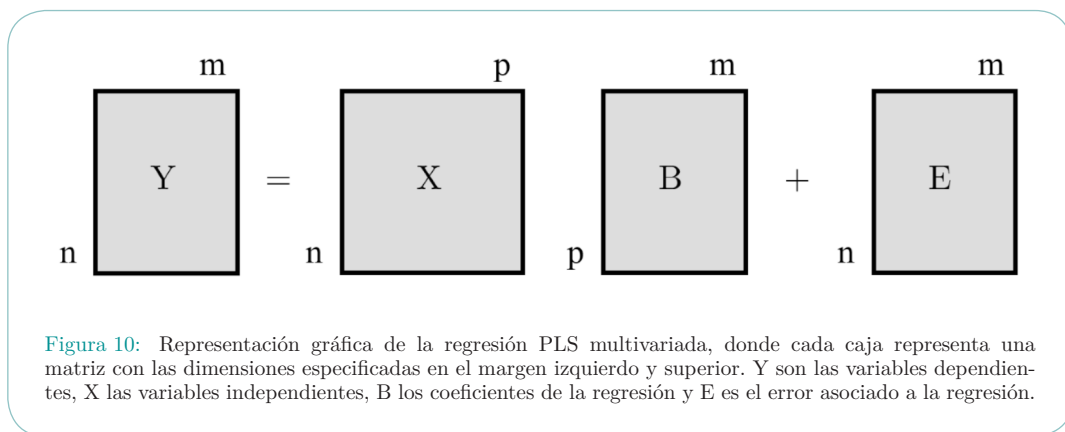
La regresión PLS extiende la regresión lineal múltiple sin imponer las restricciones empleadas en los métodos multivariados anteriores. Con esta regresión las variables latentes o componentes se extraen de la matriz producto de  $X$  e  $Y$  y las combinaciones lineales posibles de  $X$  para predecir  $Y$  típicamente excederán el número máximo de variables  $X$  e  $Y$ . De esta manera, la regresión PLS es una de las extensiones multivariadas de la regresión lineal múltiple menos restrictiva que existe, lo que permite utilizarla en situaciones donde el uso de métodos multivariados tradicionales está limitado.

El método de regresión PLS aparece por primera vez en la bibliografía en el campo de las ciencias sociales, en concreto en econometría, de las manos de Herman Wold (1966). Posteriormente este método fue utilizado ampliamente en el campo de la quimiometría gracias, en parte, a su hijo Svante Wold y a otros (Sjöström et al. 1983, Naes & Martens 1985, Geladi & Kowalski 1986, Wold 2001). Más recientemente, esta técnica ha sido utilizada en estudios de diagnósticos por imágenes neuronales (McIntosh & Lobaugh 2004) o Biología Computacional (Tan et al. 2004) entre otros. En lo referente al campo de Ciencias de la Tierra, la regresión PLS se ha utilizado en investigaciones relaciona-

das con la reconstrucción paleoclimática (Kalela-Brundin 1999), la predicción climática estadística (McIntosh et al. 2005), la conexión atmósfera-océano (Smoliak et al. 2010) y para realizar ajustes dinámicos (Wallace et al. 2012, Deser et al. 2014).

La regresión PLS es una herramienta estadística que se utiliza para obtener relaciones entre conjuntos de variables a partir de variables latentes y técnicas de reducción de dimensiones, combinando características de la regresión lineal múltiple y del análisis de componentes principales. Esta técnica es muy útil cuando las variables independientes presentan multicolinealidad, es decir, que existen valores de correlación altos entre dichas variables y por lo tanto no son linealmente independientes entre sí (Tobias 1995). Para formar las relaciones entre las variables dependientes (Y) y las variables independientes (X), la regresión PLS construye unas nuevas variables conocidas como variables latentes, componentes o factores según la bibliografía utilizada. Cada componente es el resultado de la combinación lineal de las variables X pero teniendo en cuenta las variables Y como se explicará más adelante.

En la presente investigación se ha utilizado la regresión PLS en su versión multivariada, que se representa gráficamente en el esquema mostrado en la Figura 10. En dicho esquema, Y es la matriz de variables dependientes con dimensiones  $n \times m$ ; X es la matriz de variables independientes con dimensiones  $n \times p$ ; B es la matriz de coeficientes de la regresión con dimensiones  $p \times m$ ; E es el término de ruido que tiene las mismas dimensiones que Y. La regresión PLS extrae los componentes de la siguiente manera: primero calcula la matriz de los componentes “X-scores” como  $T=XR$  a partir de la matriz de pesos R adecuada. Después considera la regresión lineal  $Y=TQ+E$ , donde Q es la matriz de los coeficientes de la regresión de Y (matrix de “Y-loadings”) y E es el error asociado. Una vez que la matriz Q se ha calculado, la regresión de la que se parte es equivalente a  $Y=XB+E$  con  $B=RQ$ , que puede ser utilizado como modelo de regresión predictivo.



**Figura 10:** Representación gráfica de la regresión PLS multivariada, donde cada caja representa una matriz con las dimensiones especificadas en el margen izquierdo y superior. Y son las variables dependientes, X las variables independientes, B los coeficientes de la regresión y E es el error asociado a la regresión.

Para completar la regresión PLS se calculan también las matrices de “X-loadings” y de “Y-scores” a partir de regresiones lineales de T y Q sobre X e Y respectivamente, como se explicará en detalle más adelante.

Este método es similar a la regresión por Componentes Principales, o regresión PCR<sup>1</sup>, donde se aplica un análisis de componentes principales a las variables independientes X y esas componentes son las que se utilizan como predictores en la regresión. La principal diferencia entre ambas regresiones es que las componentes principales que se obtienen en la regresión PCR (la matriz de pesos W), se construyen para explicar sólo las variables de X, es decir, sólo refleja la covarianza de las variables independientes. Sin embargo, en la regresión PLS tanto las variables X como las Y influyen en la construcción de las componentes (la matriz de pesos W) y, por tanto, esta matriz W refleja la estructura de la covarianza entre las variables independientes y dependientes.

En líneas generales, la regresión PLS construye X-componentes e Y-componentes. Las X-componentes se utilizan para construir las Y-componentes y estas últimas se utilizan para construir las predicciones de las variables dependientes Y. Existen diversos algoritmos para la implementación del método PLS (Wold et al. 1984, Naes & Martens 1985, Lorber & Kowalski 1988, Lindgren et al. 1993), siendo los más conocidos y utilizados los algoritmos NIPALS<sup>2</sup> (Geladi & Kowalski 1986) y SIMPLS<sup>3</sup> (de Jong 1993). La principal diferencia entre ambos algoritmos son las variables sobre las que se aplica el proceso de deflación matricial. Mientras NIPALS lo aplica sobre las matrices  $X_0$  e  $Y_0$ , SIMPLS lo aplica sobre la matriz producto de  $X_0$  e  $Y_0$ , siendo  $X_0$  e  $Y_0$  las variables independientes y dependientes originales después de restarle la media espacial. Las ventajas del algoritmo de SIMPLS frente al algoritmo tradicional de NIPALS son: el cálculo de las componentes se realiza directamente a partir de los datos originales centrados, la matriz de pesos puede ser calculada sin necesidad de hacer cálculos de matrices invertidas y su interpretación es más sencilla que la de la matriz de pesos obtenida con NIPALS.

En esta investigación se ha utilizado el algoritmo de SIMPLS implementado en el paquete estadístico del software MATLAB. En líneas generales, este algoritmo construye nuevas variables, llamadas componentes, que llevan a cabo una descomposición simultánea de X e Y con la condición de que esas componentes expliquen tanta covarianza entre X e Y como sea posible. Un resumen de los pasos seguidos por dicho algoritmo se muestra en la Tabla 3. Primero, el algoritmo centra las variables independientes (X) y dependientes (Y) de la regresión, restando a cada una su valor medio y obteniendo  $X_0$  e  $Y_0$  variables

---

1. Acrónimo del término inglés Principal Component Regression.

2. Acrónimo del término inglés Non-linear Iterative Partial Least Squares

3. Acrónimo del término inglés Straightforward Implementation of a statistically inspired Modification of the PLS



centradas. Después, el método PLS hace una descomposición en valores singulares de la matriz de covarianza  $X_0' * Y_0$  y selecciona el primer vector singular por la izquierda. Mediante la regresión de este vector singular en  $X_0$  se obtiene la primera componente (X-score). Esta componente, a su vez, se proyecta sobre  $X_0$  para obtener los X-loadings, a partir de los cuales se calcula la matriz de covarianza residual  $S_{res}$  mediante la fórmula mostrada en la Tabla 3. Este proceso se repite utilizando la matriz de covarianza residual y se obtiene una nueva componente que es ortogonal a la componente obtenida previamente. El proceso se repite tantas veces como sea necesario hasta que las sucesivas componentes no sean capaces de explicar una fracción de varianza apreciable en Y. Este proceso es seguido de una ecuación de regresión de Y en X a través de las componentes, obteniendo los coeficientes de la regresión a partir de los pesos de la misma.

Uno de los principales retos a los que el investigador se enfrenta cuando quiere utilizar la regresión PLS es la elección del número de componentes o variables latentes que quiere

Pasos del algoritmo	matriz	columna de matriz
Centra las variables X por columnas	$X_0$	$x_{0i} = x_{oi} - mean(x_{oi})$
Centra las variables Y por columnas	$Y_0$	$y_{0i} = y_{oi} - mean(y_{oi})$
Cálculo de matriz covarianza de X e Y	S	$S = X_0' * Y_0$
Para cada a=1,...,A, siendo A el número de componentes		
Descomposición en valores singulares de S		$SVD(S)$
Cálculo de los pesos	R	r=primer vector singular por la izquierda
Cálculo de los X-scores	T	$t = X_0 * r$
Cálculo de los X-loadings	P	$p = X_0' * t$
Cálculo de los Y-loadings	Q	$q = Y_0' * t$
Cálculo de los Y-scores	U	$u = Y_0 * q$
Cálculo de S residual con respecto a X-loadings	$S_{res}$	$S_{res} = S - P(P' * P)^{-1} * P' * S$
Almacena vectores r,t,p,q,u en matrices R,T,P,Q,U por columnas		
Cálculo de los coeficientes de regresión B	B	$B = R * Q'$

Tabla 3: Resumen de los pasos que realiza el algoritmo SIMPLS

que se incluyan en la regresión. Aunque es posible incluir tantas componentes como el rango de la matriz de variables predictoras  $X$ , no se suelen utilizar todas, ya que con un número inferior de componentes es posible minimizar el error asociado a la regresión o residuo. El criterio para la selección del número de componentes se basa en minimizar la suma del cuadrado de los residuos y los dos métodos más empleados son la validación cruzada y la suma de cuadrados de la predicción (Tejeda Rodríguez et al. 2012). En esta investigación, la elección del número de componentes óptimos para la regresión se ha estimado a partir del cálculo del error cuadrático medio de predicción (MSPE<sup>1</sup>) mediante una validación cruzada de 10 iteraciones<sup>2</sup>. A modo de ejemplo, una ilustración de validación cruzada con 10 iteraciones puede verse en la Figura 11.

La validación cruzada divide la muestra de datos en dos conjuntos complementarios. El primer subconjunto se denomina datos de entrenamiento y es para el que se realiza el análisis estadístico. El segundo subconjunto son los datos de prueba y sirven para validar el análisis del otro subconjunto de datos. El objetivo de la validación cruzada es evaluar los resultados de un análisis estadístico y garantizar que son independientes de la partición entre datos de entrenamiento y prueba. El método para la selección de las componentes de PLS que hemos utilizado parte de dividir la muestra en 10 subconjuntos, cada uno de los cuales debe contener aproximadamente el mismo número de datos. Uno de los subconjuntos se utiliza como datos de prueba y los 9 subconjuntos restantes como datos de entrenamiento. El proceso de validación cruzada se repite durante 10 iteraciones, en cada una de las cuales, los datos de prueba son cada uno de los posibles subconjuntos de datos. Finalmente se calcula la media aritmética de los resultados de cada iteración para obtener un único resultado.

### 3.2.3. Análisis de Funciones empíricas ortogonales (EOF)

El análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF), también llamado Análisis de Componentes Principales (PCA), es la técnica estadística multivariada más utilizada en las ciencias atmosféricas desde su introducción en este campo por Lorenz (1956). Un análisis detallado de esta técnica se puede encontrar en Preisendorfer (1988), Wilks (2006) o Jolliffe (2002), entre otros. El método PCA reduce un conjunto de datos con muchas variables dependientes entre sí, a otro conjunto de datos más pequeño y con variables independientes. Estas nuevas variables, también llamadas Componentes Principales (PC<sup>3</sup>), son combinaciones lineales de las variables originales elegidas de forma

---

1. Acrónimo de Mean Squared Prediction Error.

2. Traducción del término inglés 10-fold cross-validation.

3. Acrónimo del término inglés Principal Component.

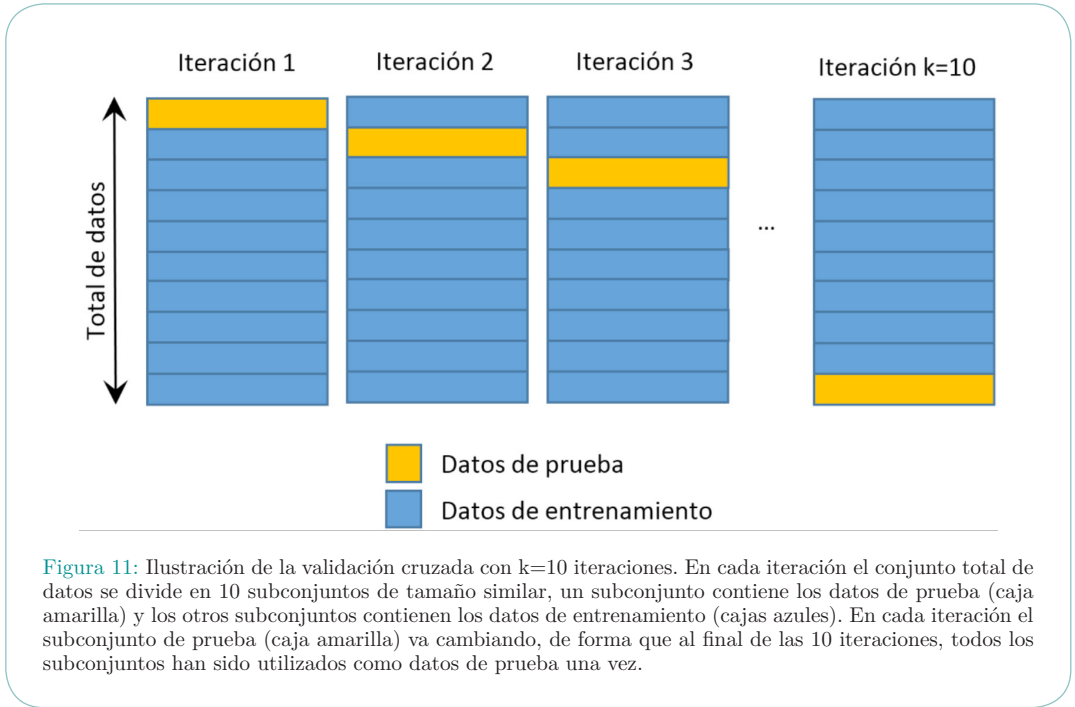


Figura 11: Ilustración de la validación cruzada con  $k=10$  iteraciones. En cada iteración el conjunto total de datos se divide en 10 subconjuntos de tamaño similar, un subconjunto contiene los datos de prueba (caja amarilla) y los otros subconjuntos contienen los datos de entrenamiento (cajas azules). En cada iteración el subconjunto de prueba (caja amarilla) va cambiando, de forma que al final de las 10 iteraciones, todos los subconjuntos han sido utilizados como datos de prueba una vez.

que representen la máxima fracción posible de varianza contenida en el conjunto original. Las PC se calculan mediante la proyección del campo original sobre los vectores propios de la matriz de covarianza de dicho campo. La primera PC ( $u_1$ ) explica máxima varianza y las sucesivas PC ( $u_m, m = 2, 3, \dots$ ) explicarán un porcentaje de varianza decreciente con respecto a la primera. Matemáticamente, la obtención de las PC puede representarse como:

$$U = X^T E \tag{4}$$

donde  $U$  es la matriz de PC, la matriz  $X$  representa los datos originales y  $E$  los vectores propios de la matriz de covarianza. Para obtener las PC, primero se diagonaliza la matriz de covarianza del campo  $X$  ( $C_{xx}$ ) para obtener sus valores ( $\lambda$ ) y vectores ( $e$ ) propios. Se verifica:

$$(C_{xx} - \lambda I)e = 0 \tag{5}$$

donde  $I$  es la matriz identidad.

El conjunto de vectores propios así obtenidos son mutuamente ortogonales, es decir:

$$e_i^T e_j = \begin{cases} 1 & \text{si } i = j \\ 0 & \text{si } i \neq j \end{cases} \quad (6)$$

Esta propiedad de ser mutuamente ortogonales se verifica también para las respectivas PC, ya que se obtienen a partir de dichos vectores propios.

En gran parte de los estudios de ciencias atmosféricas donde se aplica el análisis de componentes principales se persigue encontrar un significado físico a dichas componentes. Sin embargo, esta faceta es a veces difícil de conseguir, ya que la condición de ortogonalidad que cumplen los vectores propios puede dar lugar a problemas en la interpretación física. Esto se debe a que el segundo vector propio y los consecutivos están obligados a ser ortogonales con los vectores propios previos, independientemente de la naturaleza física del proceso que pueda haber dado lugar a los datos. Para evitar este problema de interpretación física se utilizan, frecuentemente, vectores propios rotados para obtener las PC. En la bibliografía existen muchos métodos de rotación, pero el más conocido y usado es la rotación ortogonal varimax (Kaiser 1958). Los vectores propios rotados se obtienen mediante una transformación lineal de los mismos:

$$R = ET \quad (7)$$

donde T es la matriz de rotación, E son los vectores propios y R los vectores propios rotados. Una vez obtenidos los vectores propios rotados, se calculan las PC rotadas mediante la proyección del campo original de datos sobre la matriz de vectores propios rotados.

### 3.2.4. Métodos para el análisis y representación de los resultados

#### a) Mapas de correlación

La manera más común de conocer la asociación entre dos variables, por ejemplo x e y, viene dada por el coeficiente de correlación de Pearson entre ambas variables. Este coeficiente se representa como  $r_{xy}$  y se define como el cociente entre la covarianza de las dos variables y el producto de las desviaciones estándar de ambas variables:

$$r_{xy} = \frac{Cov(x, y)}{S_x S_y} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left[ \frac{(x_i - \bar{x})}{S_x} \frac{(y_i - \bar{y})}{S_y} \right] = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n z_{x_i} z_{y_i} \quad (8)$$

Como se observa en el segundo y tercer término de la ecuación anterior, el coeficiente de correlación de Pearson también se puede interpretar como el promedio del producto de las anomalías estandarizadas de las variables. Este coeficiente toma valores que van entre -1 y 1, de manera que si  $r_{xy} = -1$  ( $r_{xy} = 1$ ) existe una perfecta asociación lineal negativa (positiva) entre  $x$  e  $y$ .

Si en lugar de tener solamente dos variables, el análisis requiere de datos con más variables, la matriz de correlación es una herramienta útil que permite obtener simultáneamente correlaciones de Pearson entre más de dos conjuntos de datos. Sin embargo, cuando por ejemplo, se quiere obtener la correlación entre la serie temporal de un índice y las series temporales de las anomalías de muchos lugares geográficos, la matriz de correlación no es el método más apropiado para identificar las correlaciones obtenidas. En este caso, lo que se hace es representar cada una de las correlaciones en el lugar geográfico para el cual han sido obtenidas dando lugar a un mapa de correlación.

Por lo tanto, cuando se tiene un índice de teleconexión y se quiere obtener su patrón de teleconexión asociado, lo que se hace es calcular el mapa de correlación entre dicho índice y el campo de anomalías estandarizadas de la variable y región en estudio. Este mapa de correlación contiene valores entre -1 y 1 en cada uno de los puntos de malla donde está definida la variable. Aquellas regiones geográficas con valores positivos (negativos) indican que en dicha región existe una asociación positiva (negativa) entre la serie temporal de las anomalías en dichos puntos y el índice de teleconexión. De esta manera, un punto donde la correlación sea alta y negativa implica que en los años en los que el índice sea positivo, los valores de la variable estudiada en dicho punto serán negativos y viceversa. De esta manera, con el mapa de correlación se puede conocer cómo es el comportamiento de las series temporales de la variable estudiada en cada uno de los puntos de malla y por consiguiente, se pueden identificar las regiones geográficas en las cuales el índice presenta teleconectividad.

En esta investigación se utilizan los mapas de correlación para la obtención de los patrones de teleconexión simulados tanto con el reanálisis 20CR como con los modelos CMIP3 y CMIP5. Además, estos mapas se utilizan para obtener la relación existente entre el índice de la NAO y la SST. En todos los casos, los mapas de correlación se obtienen para cada modelo y realización de forma individual y posteriormente se promedian para obtener el mapa simulado por el ensemble de realizaciones y por el multimodelo. Ya que los valores de los coeficientes de correlación obtenidos para cada punto de malla no son aditivos, para obtener el promedio de varios mapas de correlación se aplica la transformación  $Z$  de Fisher en cada punto del mapa (Faller 1981). Esto permite considerar los valores de correlación transformados al espacio  $Z$  como distribuidos normalmente y, por

lo tanto, susceptibles de ser promediados linealmente. Una vez que se han promediado los valores de Z, se aplica la transformación de Fisher inversa y se obtiene la estimación del promedio de los mapas de correlación.

### b) Diagramas de Taylor

Los diagramas de Taylor (Taylor 2001) resultan especialmente útiles cuando se quiere comparar gráficamente la similitud entre varios patrones espaciales con respecto a uno de referencia. Con estos diagramas se puede resumir de manera sencilla cuan semejantes son los patrones espaciales simulados de aquellos observados. La similitud entre dos patrones se cuantifica en términos de su correlación, sus desviaciones estándar y la raíz cuadrada de la media de las diferencias de los errores al cuadrado (CRMSD<sup>1</sup>). Cada una de estas magnitudes estadísticas se representa en cada uno de los ejes del diagrama. Por tanto, un patrón espacial viene caracterizado por un punto en dicho diagrama, al que se le asocian tres valores estadísticos específicos. Según el AR3<sup>2</sup> del IPCC (IPCC 2001), estos diagramas son muy apropiados para evaluar múltiples aspectos de modelos GCM o para medir la bondad relativa entre muchos y diferentes modelos. Los parámetros estadísticos representados en el diagrama de Taylor se calculan mediante las expresiones matemáticas que se detallan a continuación.

Dado un campo de prueba ( $f$ ) y un campo de referencia ( $r$ ), las desviaciones estándar de ambos campos,  $\sigma_f$  y  $\sigma_r$ , se obtienen como:

$$\sigma_f = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - \bar{f})^2} \quad (9)$$

$$\sigma_r = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (r_i - \bar{r})^2} \quad (10)$$

La correlación, R, entre ambos campos se expresa mediante la siguiente relación:

$$R = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - \bar{f})(r_i - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \quad (11)$$

Y el CRMSD, representado por la letra E, viene dado por la expresión:

---

1. Acrónimo del término inglés Centered Root-Mean-Square Difference.

2. Acrónimo del término inglés Thrid Assessment Report.

$$E = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(f_i - \bar{f}) - (r_i - \bar{r})]^2} \quad (12)$$

Todos estos parámetros estadísticos que se representan en el diagrama de Taylor están relacionados mediante la siguiente expresión matemática:

$$E^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f\sigma_rR \quad (13)$$

lo que posibilita que en un diagrama de dos dimensiones, como es el diagrama de Taylor, se puedan representar tres parámetros estadísticos simultáneamente.

En esta investigación se han utilizado los diagramas de Taylor para representar los patrones de teleconexión simulados con los distintos modelos, el multimodelo y el reanálisis 20CR, con respecto al patrón de referencia obtenido por el CPC de la NOAA. En todos estos casos, el campo en estudio es independiente del tiempo y los sumatorios de las fórmulas de arriba se realizan a lo largo de las celdas de la malla. Estas celdas tienen áreas diferentes en función de la latitud por lo que, para obtener los parámetros estadísticos de una manera correcta, hay que pesar cada celda por la fracción del área total que represente.

La interpretación del diagrama de Taylor se realiza mediante la posición de los puntos que representan a cada uno de los patrones espaciales estudiados. En esta investigación, la posición de cada punto indica cómo de parecido es el patrón de teleconexión simulado por el modelo, por el multimodelo o por el reanálisis, a el patrón de teleconexión observado definido por el CPC. El patrón de teleconexión observado se representa siempre sobre el eje inferior del diagrama de Taylor. Aquellos patrones simulados que más se parezcan a las observaciones, vendrán representados por un punto cuya posición esté cerca del punto que representa a las observaciones, y por lo tanto, tendrán un valor asociado de correlación alto y de CRMSD bajo.

### c) Diagramas de Cajas

El diagrama de Cajas o también conocido como diagrama de Caja-Bigotes, es una herramienta gráfica ampliamente utilizada e introducida por Tukey (1977). En este diagrama se representan los valores de cinco cuantiles: el mínimo ( $\mathcal{X}_{(1)}$ ), el cuartil inferior ( $q_{0.25}$ ), la mediana ( $q_{0.5}$ ), el cuartil superior ( $q_{0.75}$ ) y el máximo ( $\mathcal{X}_{(n)}$ ) (Figura 12). Con estos cinco valores, el diagrama de Cajas es capaz de mostrar un rápido resumen acerca de la distribución de los datos representados. La caja de este diagrama viene representada por un rectángulo cuyos valores superior e inferior representan los cuantiles superior e

inferior de los datos. La línea que divide el rectángulo en dos partes representa la mediana y los bigotes (líneas que sobresalen del rectángulo) se extienden hasta los valores máximo y mínimo de los datos representados.

La interpretación de estos diagramas es sencilla. La posición y el tamaño de la caja nos indican entre que valores se encuentra la mayoría de los datos en la distribución y si esos datos están muy juntos en torno a un valor o más separados. La posición de la línea que divide la caja en dos partes nos indica el valor de la mediana. Si la mediana se encuentra en la mitad de la caja y la longitud de los dos bigotes es similar, entonces la distribución es muy simétrica. Lo contrario ocurre si no se cumplen dichas condiciones.

Uno de los inconvenientes que se atribuye al diagrama de Cajas explicado anteriormente es que no ofrece información acerca de la distribución de los datos por encima y por debajo de los cuartiles superior e inferior. Si sólo muestra los valores máximo y mínimos con los bigotes, no es posible saber si esos valores están aislados de la distribución o, por el contrario, todos los datos están homogéneamente distribuidos desde los cuartiles superior e inferior hasta los valores máximo y mínimo. Por este motivo, Tukey (1977) modificó el diagrama original y creó lo que se conoce como diagrama Esquemático, que es idéntico al diagrama de Cajas pero los valores extremos suficientemente inusuales se representan de forma individual con asteriscos. Se considera que un valor es suficiente inusual si se encuentra entre los valores siguientes:

$$q_{0.75} + \frac{3IQR}{2} \leq \text{valor inusual} \leq q_{0.75} + 3 \quad (14)$$

$$q_{0.25} - \frac{3IQR}{2} \leq \text{valor inusual} \leq q_{0.25} - 3 \quad (15)$$

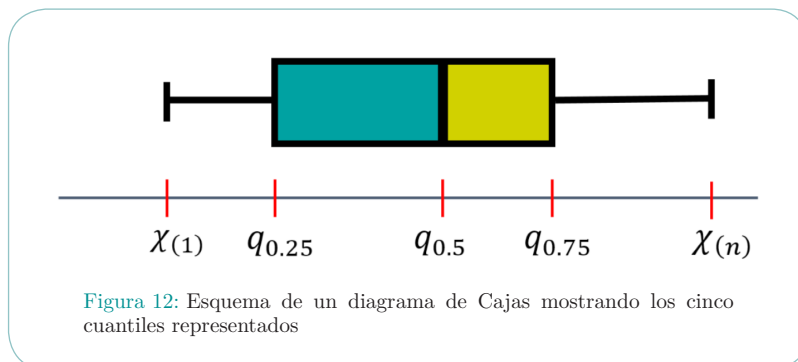


Figura 12: Esquema de un diagrama de Cajas mostrando los cinco cuantiles representados



donde  $IQR = q_{0.75} - q_{0.25}$  es el rango intercuartílico y coincide con la longitud de la caja. Un valor extremo es menos inusual si el IQR es grande y más inusual cuando IQR es pequeño.

En esta investigación se han utilizado los diagramas Esquemáticos para comparar las distribuciones de los índices de teleconexión de las distintas fases de CMIP y el 20CR reanálisis. Cada distribución de datos se obtiene a partir de las series temporales de los índices de teleconexión obtenidos con todos los modelos y un periodo de tiempo específico. Cabe destacar en este punto que aunque se utiliza un diagrama Esquemático, a lo largo de todo el texto se empleará el término de diagrama de Cajas ya que este nombre resulta mucho más fácil de identificar.

#### d) Diagrama de Hovmöller

El diagrama de Hovmöller es una forma gráfica para representar tres variables relacionadas en un diagrama de dos dimensiones. Fue inventado por Hovmöller (1949) y es ampliamente utilizado. Los ejes de este diagrama son generalmente la longitud o la latitud (representados en el eje de abcisas) y el tiempo (en el eje de ordenadas), a los que se unen los valores del campo representados a través de una barra de color. En su origen, este diagrama fue concebido para mostrar la evolución temporal de datos meteorológicos y resaltar la conducta de las ondas atmosféricas.

En esta investigación se utiliza el diagrama de Hovmöller para mostrar la evolución en el tiempo y en latitud de la tendencia mostrada por las anomalías de geopotencial en el nivel de 500 hPa obtenidas con el multimodelo de CMIP3. Para este fin, en lugar de representar la tendencia para un punto de longitud concreto, lo que se hace es promediar las tendencias para cada punto de latitud a todas las longitudes de la región euro-atlántica en estudio. Este cálculo se realiza con el objetivo de poder visualizar la evolución de la tendencia de las anomalías de geopotencial latitudinalmente y en el tiempo y compararla con la evolución de las tendencias móviles de los índices de teleconexión.

### 3.2.5. Significación estadística de los resultados

#### a) Test de Mann-Kendall

El propósito del test de Mann-Kendall (MK; Mann 1945, Kendall 1975) es evaluar estadísticamente si la serie temporal asociada a una variable presenta una tendencia creciente o decreciente de forma monótona sin importar si la tendencia es lineal o no.

Una tendencia creciente (decreciente) de forma monótona hace referencia a si la variable aumenta o disminuye consistentemente a lo largo del tiempo. Este test es no-paramétrico, lo que quiere decir que no es necesario que los datos sigan una distribución normal.

Este test supone que la hipótesis nula ( $H_0$ ) es verdadera y evalúa los datos para ver si hay evidencias con las que rechazar dicha hipótesis nula y aceptar la hipótesis alternativa ( $H_a$ ). En este test el significado de  $H_0$  es la no existencia de tendencia monótona en los datos y por el contrario, el significado de  $H_a$  es que los datos presentan una tendencia monótona. Para obtener el resultado final del test de MK se realizan los siguientes cálculos:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (16)$$

donde S es el número de diferencias positivas menos el número de diferencias negativas,  $x_i$  son cada uno de los valores de la serie temporal de los datos, n es la longitud de la serie temporal y

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \theta > 0 \\ 0 & \text{si } \theta = 0 \\ -1 & \text{si } \theta < 0 \end{cases} \quad (17)$$

Cuando la longitud de la serie temporal es alta,  $n \geq 8$ , el estadístico S está aproximadamente distribuido de forma normal, tal que su media es cero y su varianza se define como:

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t_i i(i-1)(2i+5)}{18} \quad (18)$$

donde  $t_i$  es el número de veces que se repite el dato i en la serie temporal.

Una vez realizados los cálculos anteriores, el estadístico del test de MK, Z, se obtiene mediante la siguiente fórmula:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{V(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{V(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (19)$$

Un valor de  $Z$  positivo (negativo) indica que los datos de la serie temporal en estudio tienden a crecer (decrecer) con el tiempo.

Para evaluar la hipótesis nula versus la hipótesis alternativa, se considera que para un nivel de significación  $\alpha$  comprendido entre  $0 < \alpha < 0.5$ ,  $H_0$  es rechazada y  $H_a$  aceptada si  $|Z| \geq Z_{1-\alpha/2}$ , donde  $Z_{1-\alpha}$  es el percentil  $100(1-\alpha)^{th}$  de una distribución estándar normal. Los valores de estos percentiles vienen dados en libros de estadística o en software con paquetes estadísticos.

El test de MK es válido cuando los datos de la serie temporal en estudio son independientes, es decir, no presentan auto-correlación. Si, por el contrario, existe correlación serial, ésta afectará a la habilidad del test de MK para evaluar la significación de la tendencia. Por este motivo se ha utilizado el test de MK modificado según Yue y Wang (2004) para evitar problemas en la identificación de la significación de la tendencia.

En los análisis de tendencias llevados a cabo en esta investigación, hemos considerado un  $\alpha = 0.05$  donde los valores  $1 - \alpha / 2 = 0.975$  y  $Z_{1-\alpha/2} = 1.960$ , por lo que se considera que una tendencia es significativa cuando  $|Z| > 1.96$ .

## b) Estimador de la pendiente de Sen

El procedimiento no paramétrico para estimar la pendiente de una línea fue analizado por Sen (1968) e ilustrado en Gilbert (1987). El procedimiento que se sigue para obtener la pendiente de una línea de tendencia de una serie temporal de datos con  $n$  tiempos  $t_1, t_2, \dots, t_n$ , se describe a continuación.

Primero se calculan  $N$  estimadores de la pendiente, siendo  $N = n(n-1)/2$  cuando sólo se tiene un dato en cada intervalo de tiempo, que se obtienen mediante la siguiente fórmula:

$$Q = \frac{x_j - x_k}{t_j - t_k} \quad (20)$$

donde  $x_j$  y  $x_k$  son los valores de los datos de la serie temporal para los tiempos  $t_j$  y  $t_k$ , siendo  $j > k$  y los índices  $j$  y  $k$  toman valores,  $j = 1, 2, \dots, n$  y  $k = 1, 2, \dots, (n-1)$ .

Una vez obtenidos todos los  $N$  valores  $Q$  de la pendiente, se ordenan de menor a mayor  $Q_{[1]} \leq Q_{[2]} \leq \dots \leq Q_{[N]}$  y la mediana de dichos datos es lo que se conoce como el estimador de la pendiente de Sen, que se obtiene como:

$$Q_{med} = \begin{cases} Q_{[(N+1)/2]} & \text{si N es impar} \\ \frac{Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}}{2} & \text{si N es par} \end{cases} \quad (21)$$

El valor de  $Q_{med}$  nos indica la pendiente de la línea de tendencia y su signo determina si la pendiente es positiva o negativa.

El valor estimado de la pendiente  $Q_{med}$  tiene asociado un intervalo de confianza cuyos límites inferior ( $Q_L$ ) y superior ( $Q_U$ ) se han calculado mediante el método de bootstrap que se especifica en el siguiente apartado.

En esta investigación, se muestran los valores del estimador de la pendiente de Sen y su intervalo de confianza de la siguiente manera:

$$Q_{med} \pm \frac{Q_U - Q_L}{2} \quad (22)$$

por lo que el término que sigue al valor de la pendiente  $Q_{med}$ , nos indica cómo de grande es el intervalo de confianza para dicha pendiente. Cuando los valores de los dos límites del intervalo están próximos entre sí el valor de la pendiente es estadísticamente diferente de cero. Sin embargo, cabe señalar en este punto, que el valor de este intervalo de confianza se utiliza a modo informativo, ya que la determinación de la significación de la tendencia viene dado por el test de Mann-Kendall.

### c) Método de Bootstrap

El bootstrap es un método de remuestreo propuesto por Bradley Efron (1979). La técnica de bootstrap consiste en generar muestras aleatorias con reemplazo a partir de un conjunto de datos original de partida. Así, un muestreo con reemplazo significa que cada elemento de la muestra es elegido aleatoriamente y de forma independiente del conjunto de datos inicial, de tal forma que el número de datos de una muestra de bootstrap siempre es del mismo tamaño que el número de datos del conjunto original. De esta manera si el conjunto de datos es de tamaño  $n$ , las muestras generadas con la técnica de bootstrap también serán de tamaño  $n$  y además, en cada muestra, puede darse el caso de que aparezcan algunos de los datos originales más de una vez, ya que cada uno se elige de manera aleatoria entre todos los elementos del conjunto inicial.

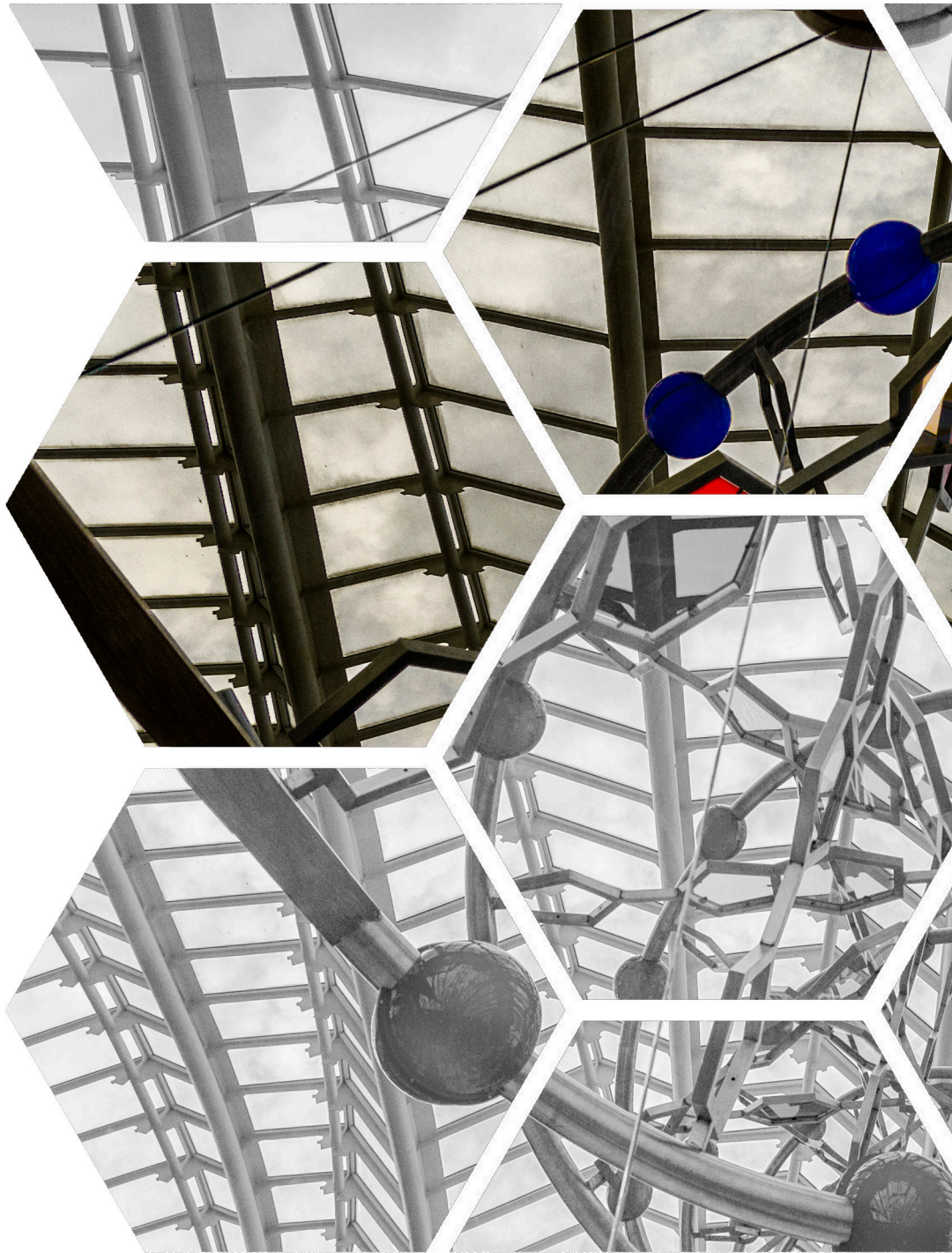
En esta investigación se ha utilizado el método de bootstrap, generando 500 muestras aleatorias, para obtener la significación de la diferencia entre dos mapas de correlación.

De los 500 mapas generados se contabiliza en cuántos de ellos aparece un valor de diferencia de correlación inferior o igual al real, siendo el valor real el obtenido de restar los dos mapas de correlación que se están evaluando. De esta manera se construye un mapa que indica, en cada punto de malla, el valor del porcentaje de significación de la diferencia. Para los resultados que se muestran en este trabajo, se considera que las diferencias entre dos mapas de correlación son significativas cuando 90 de 100 veces las diferencias reales sean iguales o superiores a las aleatorias. Como ya especificamos en el apartado de los mapas de correlación, los valores de correlación no son aditivos, por lo que las restas con el método de bootstrap se han realizado en el espacio Z de Fisher.

#### d) Simulación de Montecarlo

El método de Montecarlo es un método de remuestro aleatorio que permite resolver problemas físicos o matemáticos mediante la simulación de variables aleatorias (Livezey & Chen 1983). Este método recibe este nombre por su analogía con los juegos de ruleta de los casinos, cuyo representante más célebre es el casino de Montecarlo. La principal característica de este método implica modificar el orden original del conjunto de datos de la muestra de partida con un nuevo orden escogido de manera aleatoria. De esta manera, en la muestra final encontraremos los mismos datos de partida pero ordenados de manera aleatoria. La principal diferencia con el método de bootstrap es que en la simulación de Montecarlo no existe el reemplazo, por lo que los datos originales sólo pueden aparecer una única vez en la muestra final, a diferencia de lo que ocurría en el bootstrap.

Este método se ha utilizado en el Capítulo 7 para evaluar la significación de los mapas de correlación obtenidos entre el índice NAO y las anomalías de SST. Mediante la simulación de Montecarlo se generan, en cada punto de malla, 500 series temporales aleatorias a partir de las dos series originales (NAO y SST) y a cada par de valores se les aplica el coeficiente de correlación de Pearson. El resultado de este procedimiento son 500 mapas de correlación que se comparan con el mapa de correlación real, obteniendo el número de veces, para cada punto de malla, en que la correlación real es superior a la correlación obtenida con las series aleatorias. En este estudio se ha considerado que la correlación es significativa cuando la correlación real es superior a la aleatoria en al menos un 90% de las veces. De esta manera se evalúa que la correlación real no sea debida a aleatoriedad.





## Capítulo 4

Aplicación de la regresión PLS para la comparación de índices y patrones de teleconexión





Hasta el momento, existen escasos artículos que utilicen la regresión PLS en el campo de las ciencias atmosféricas (Deser et al. 2014; Smoliak et al. 2010; Wallace et al. 2012) y las referencias previamente mencionadas utilizan la regresión PLS para predecir varias variables en la dimensión temporal. Sin embargo, en este trabajo se introducirá la regresión PLS como método para emparejar patrones espaciales, entre bases de datos diferentes, como una manera de extraer estructuras comunes y obtener la evolución temporal de las mismas. Esta aplicación del método PLS para predecir variables en la dimensión espacial es muy novedosa en estudios de variabilidad climática.

Este capítulo se estructura en cinco secciones. La sección 4.1 se centrará en la validación de la regresión PLS mediante su aplicación a los datos del reanálisis 20CR. Esta sección, a su vez, se va a subdividir en tres subapartados. Primero se explicará la regresión PLS utilizando los datos del reanálisis 20CR. A continuación se obtendrá el número óptimo de componentes que se debe usar en la regresión. Por último, se mostrarán los índices y patrones de teleconexión obtenidos como resultado de la regresión, comparándolos con los monitorizados por el CPC de la NOAA. En la sección 4.2 se estudiará la estacionariedad de los patrones de teleconexión derivados de la regresión PLS utilizando el modelo CGCM3.1(T63). Los resultados obtenidos se compararán con los obtenidos por Vicente-Serrano y López-Moreno (2008) para el patrón de la NAO. La sección 4.3 mostrará la evolución de los patrones de teleconexión definidos por el CPC de la NOAA en periodos de 20 años a lo largo del siglo XX. En la sección 4.4 se discutirán algunas preguntas surgidas durante el proceso de validación de la regresión PLS. Finalmente, en la sección 4.5 se resumirán los aspectos más importantes de este capítulo.

## 4.1. Validación del método PLS con datos de reanálisis

### 4.1.1. Aplicación de la regresión PLS

En este apartado se utilizan los datos del 20CR reanálisis para especificar los pasos a seguir en la aplicación de la regresión PLS, aunque estos pasos podrían aplicarse a otras bases de datos de la misma forma. En este caso, los patrones espaciales NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND definidos por el CPC de la NOAA en la estación de invierno y para el periodo 1950-2000 se utilizan como variables dependientes ( $Y$ ) de la regresión. Las variables independientes ( $X$ ) son las anomalías de  $Z_{500}$  de la estación de invierno para el periodo 1901-2010, obtenidas a partir de los datos del 20CR reanálisis. Un esquema de la aplicación de la regresión PLS a estos datos se muestra en la Figura 13.

## Aplicación de la regresión PLS para la comparación de índices y patrones de teleconexión.

En dicha figura, la matriz  $Y$  tiene dimensiones  $np \times m$ , donde  $np$  es el número de puntos de malla para la región euro-atlántica en estudio y  $m$  son cada uno de los patrones espaciales definidos por el CPC. Así, la primera columna de  $Y$  es la configuración espacial de la NAO, la segunda columna la del EA, la tercera la del EATL/WRUS y la cuarta la del SCAND. La matriz  $X$  tiene dimensiones  $np \times nt$ , donde  $np$  es el número de puntos de malla de las anomalías de  $Z_{500}$  en la región euro-atlántica y  $nt$  es el número de años de las anomalías de  $Z_{500}$ . Cada una de las columnas de  $X$  corresponde con la configuración espacial de las anomalías de  $Z_{500}$  para un tiempo fijo, es decir, son los mapas espaciales para cada año fijado. La matriz  $B$  contiene los coeficientes de la regresión y tiene dimensiones  $nt \times m$ , donde  $nt$  es el número de años en estudio y  $m$  es igual al número de variables dependientes de la regresión. De esta manera, para cada año se obtienen cuatro coeficientes, cada uno de los cuales determina la amplitud de cada uno de los patrones de teleconexión definidos por el CPC para ese año de las anomalías de 20CR. La matriz  $E$  es el término de errores asociados a la regresión y tiene la misma dimensión que la matriz  $Y$ .

De la regresión PLS se obtienen 4 series temporales que se normalizan de forma que su media sea cero y su desviación estándar uno en el periodo 1981-2010. Estos coeficientes obtenidos de la regresión y normalizados son los pseudoíndices de teleconexión de los datos de 20CR. Para obtener los mapas espaciales asociados con los pseudoíndices, se calculan los mapas de correlación entre cada uno de los pseudoíndices y las anomalías de  $Z_{500}$  de 20CR, obteniendo los pseudopatrones de teleconexión de dichos datos de 20CR.

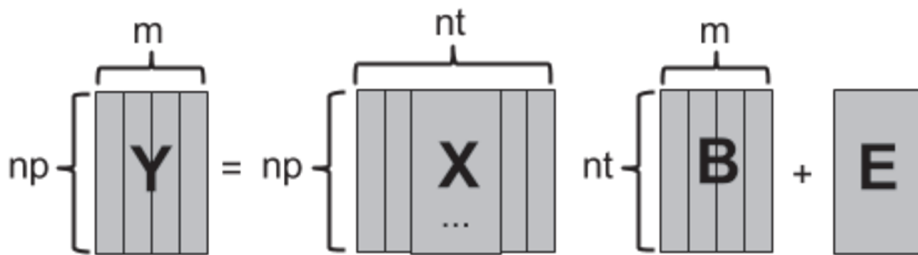


Figura 13: Esquema de la regresión PLS multivariada, donde cada caja representa un término de la regresión.  $Y$  son los 4 patrones espaciales del CPC (dimensiones: espacio x número patrones),  $X$  es el campo de anomalías de  $Z_{500}$  obtenido del 20CR (dimensiones: espacio x tiempo),  $B$  son los coeficientes de la regresión (dimensiones: espacio x número de variables en  $Y$ ) y  $E$  es el error asociado a la regresión (mismas dimensiones que  $Y$ ).

### 4.1.2. Determinación del número de variables latentes para la regresión PLS

Como se explicó en el Capítulo 3, para realizar la regresión PLS es necesario introducir el número de componentes o variables latentes adecuadas para dicha regresión. La suposición de la que parte el método PLS es que las variables independientes de la regresión pueden representarse mediante un número reducido de componentes que son capaces de explicar la mayor parte de la varianza de los datos de partida. Por lo tanto, aunque la regresión PLS se puede aplicar con tantas componentes como número de variables independientes, es común elegir un número menor de componentes previamente a la regresión. La elección del número óptimo de componentes es un proceso determinante, ya que si el número de componentes es muy grande, la regresión tiende a hacer predicciones sobreinterpretadas<sup>1</sup>. En esta tesis se ha determinado el número de componentes mediante una validación cruzada de 10 iteraciones (ver sección de Metodología). La idea que se persigue al aplicar dicho método es encontrar un número pequeño de componentes que expliquen la mayor parte de la varianza de las variables dependientes y además sean capaces de minimizar el error de la regresión.

Para determinar el número óptimo de componentes, se lleva a cabo la regresión PLS con 10 componentes, ya que aunque muy probablemente se tenga que utilizar un número menor, este cálculo sirve como diagnóstico para la elección definitiva de las mismas. En la Figura 14 se representan las primeras diez componentes frente al porcentaje de varianza explicada en Y por cada una de ellas. La primera componente explica casi el 50% de la varianza de Y, la siguiente explica un 15%, la tercera explica un 12%, la cuarta un 9% y la quinta sobre un 2% de la varianza. La disminución tan acusada de la varianza explicada por la quinta componente indica que posiblemente con cuatro componentes sea suficiente para obtener un modelo adecuado de predicción, ya que sólo ellas explican más del 85% de la varianza total de Y. No obstante, para determinar si 4 componentes son suficientes, se realiza una estimación del error cuadrático medio de la predicción (MSPE) de Y. Los valores de MSPE obtenidos en función de las componentes se muestran en la Figura 15. El primer valor de MSPE que se muestra en esta figura (para 0 componentes), indica el valor total del error de la regresión, que va disminuyendo a medida que se introducen componentes. Si uno se fija en la curva que describe esta figura, la disminución del error es máxima para las cuatro primeras componentes, y a partir de la quinta componente, el error prácticamente permanece constante o disminuye muy lentamente. Por lo tanto, se puede afirmar que 4 componentes es el número adecuado para aplicar la regresión PLS.

---

1. Traducción del término inglés overfitting.

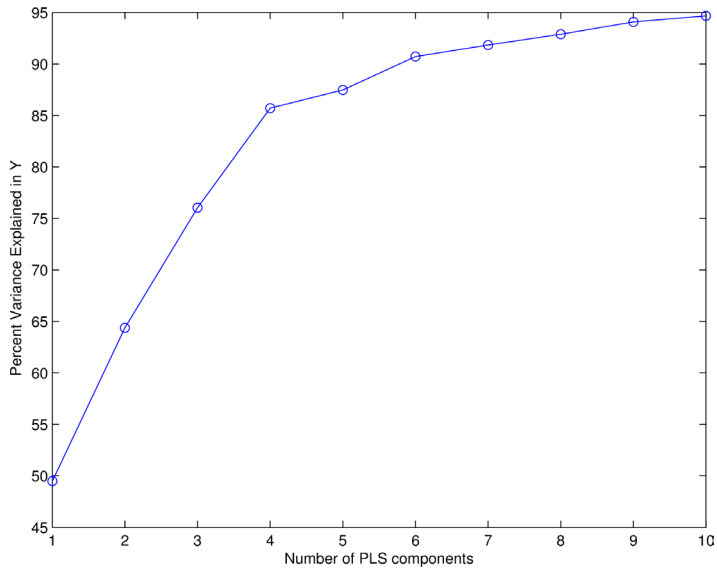


Figura 14: Porcentaje de varianza de Y explicada por cada uno de las diez primeras componentes de la regresión PLS. El eje de abcisas representa el número de componentes y el eje de ordenadas representa el porcentaje de varianza explicada.

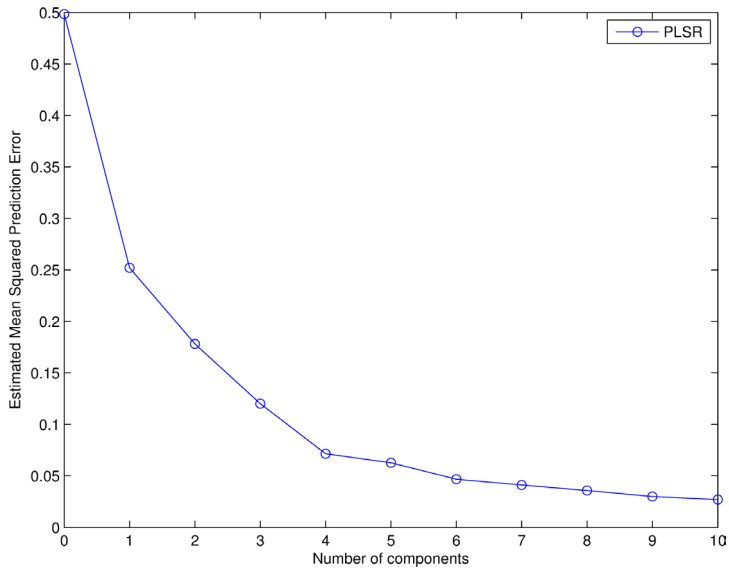


Figura 15: Error cuadrático medio de la predicción de Y, estimado con las 10 primeras componentes. El eje de abcisas representa el número de componentes de la regresión PLS y el eje de ordenadas representa el error cuadrático medio de la regresión.

No obstante, para mostrar si la predicción mediante la regresión PLS mejora al añadir más de 4 componentes, se ha realizado la regresión con 5 componentes. En este caso, el porcentaje de varianza explicada en Y por la quinta componente es menor del 2% (ver Tabla 4, última columna). Además, si se analiza el patrón espacial correspondiente a la quinta componente con respecto a los patrones definidos por el CPC, no se encuentra ningún significado físico de este patrón, como se muestra con las correlaciones obtenidas entre ambos patrones (Tabla 4). Ya que ninguno de los coeficientes de correlación obtenidos es alto, se confirma la elección de 4 componentes, como número óptimo, para realizar la regresión PLS sobre los datos del 20CR.

	Coeficiente de correlación				Var. Exp. 5 <sup>o</sup> (%)
	NAO	EA	EATL/WRUS	SCAND	
<b>20CR Reanálisis</b>	-0.0168	0.0032	0.1354	0.2586	1.760

Tabla 4: Coeficientes de correlación espacial entre el patrón asociado a la 5<sup>o</sup> componente de la regresión PLS aplicada a los datos 20CR y cada uno de los patrones de teleconexión definidos por el CPC (columnas 1-4: NAO, EA, EATL/WRUS, SCAND). Varianza explicada en Y por la 5<sup>o</sup> componente de dicha regresión PLS (columna 5).

### 4.1.3. Resultados obtenidos de la regresión PLS

Una vez aplicada la regresión PLS con 4 componentes a los datos de 20CR, se obtienen los 4 pseudoíndices que representan las amplitudes de los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND monitorizados por el CPC en la estación de invierno. Estos pseudoíndices están representados en la Figura 16 junto con los índices definidos por el CPC. Si se realiza una comparación de ambos índices para el periodo común (1950-2000), se observa una gran similitud en las evoluciones temporales. Esta similitud se cuantifica mediante la correlación entre cada uno de los pseudoíndices y los correspondientes del CPC, obteniendo los siguientes valores: 0.91 (NAO), 0.91 (EA), 0.90 (EATL/WRUS) y 0.77 (SCAND). Estos valores de correlación son superiores a 0.9 excepto para el SCAND, donde el coeficiente de correlación es inferior. A pesar de que los índices del CPC se obtienen con una metodología diferente a la utilizada para obtener los pseudoíndices, se puede concluir que existe una buena correspondencia entre ambos, lo que permite considerar la regresión PLS como un método eficiente para obtener dichos pseudoíndices.

En este punto cabe remarcar que la regresión PLS se aplica una única vez, obteniendo las series temporales de los 4 pseudoíndices para el periodo 1901-2010. Para obtener los patrones espaciales asociados a los pseudoíndices, se calculan las correlaciones entre cada pseudoíndice y las anomalías de  $Z_{500}$  en cada punto de malla. Los mapas de correlación

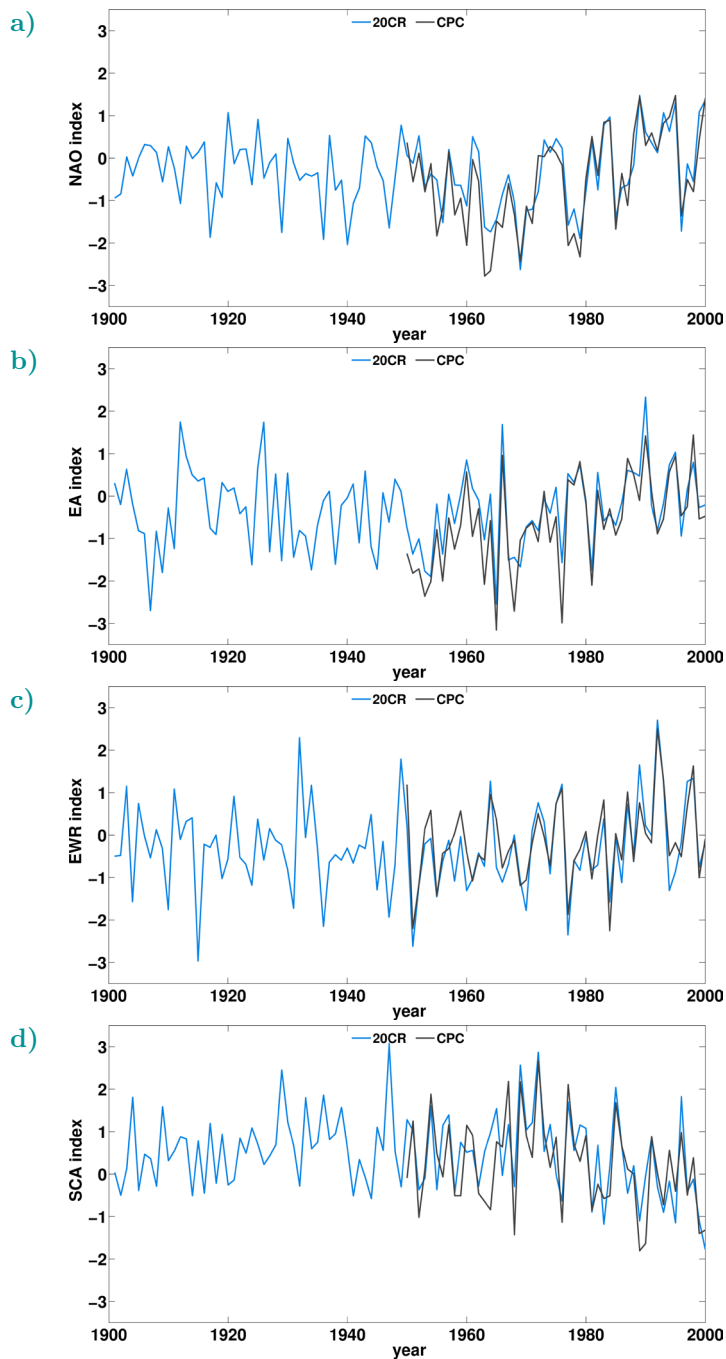


Figura 16: Series temporales de los índices de teleconexión NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d), obtenidos mediante REOF por el CPC de los EEUU para el periodo 1950-2000 (línea negra) y mediante la regresión PLS sobre los datos del reanálisis 20CR para el periodo 1901-2000 (línea azul).

resultantes son los patrones espaciales asociados, que se denominan pseudopatrones por consistencia. Este procedimiento se puede aplicar para distintos subperiodos de tiempo, dando lugar a mapas de correlación para periodos específicos.

Siguiendo el método explicado arriba, se evalúa, en una primera fase, si los pseudopatrones obtenidos para el periodo 1950-2000 son similares a los patrones de teleconexión observados y definidos por el CPC. Ambos patrones están representados en la Figura 17, donde la primera columna son los mapas del CPC y la segunda columna son los pseudopatrones obtenidos como mapas de correlación a partir de los pseudoíndices. Un análisis cualitativo de estos mapas revela que los principales centros de acción de los patrones del CPC están recogidos de manera fidedigna en las estructuras de los pseudopatrones. Esto se corrobora mediante los coeficientes de correlación entre ambos patrones, obteniendo valores de: 0.98 (NAO), 0.98 (EA), 0.98 (EATL/WRUS) y 0.95 (SCAND). Estos coeficientes tan elevados indican que el método PLS proporciona las estructuras espaciales de los patrones de teleconexión, definidos por CPC en el periodo 1950-2000 en la base de datos del 20CR, como era de esperar.

Si se comparan los pseudopatrones derivados a partir de la regresión PLS para el periodo 1950-2000, con los patrones que se obtienen de aplicar los métodos de EOF y REOF al campo de anomalías de 20CR, se puede identificar cuál de los tres métodos proporciona unos patrones de teleconexión más parecidos a los definidos por el CPC. Para llevar a cabo tal objetivo, se calculan, por un lado, las cuatro primeras EOF de las anomalías de  $Z_{500}$  de 20CR en el periodo 1950-2000 y por otro, los mismos patrones pero rotados para obtener las cuatro primeras REOF. La Figura 18 muestra los patrones espaciales del CPC (1ª columna), los pseudopatrones obtenidos con PLS (2ª columna), las EOF (3ª columna) y las REOF (4ª columna). Visualmente, los tres métodos proporcionan configuraciones parecidas para la NAO y el EA. Sin embargo, no ocurre lo mismo con el EATL/WRUS y el SCAND, cuyos patrones obtenidos mediante EOF difieren bastante de los definidos por el CPC. Para cuantificar estas diferencias se proporciona el valor de la correlación espacial entre cada uno de los patrones del CPC y los correspondientes calculados con los distintos tres métodos en la Tabla 5. Se encuentra que los coeficientes

	NAO	EA	EATL/WRUS	SCAND
<b>PLS</b>	0.98	0.98	0.98	0.95
<b>EOF</b>	0.96	0.76	0.17	0.43
<b>REOF</b>	0.91	0.89	0.94	0.82

Tabla 5: Coeficientes de correlación espacial obtenidos de la comparación entre los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND definidos por el CPC y los patrones del 20CR obtenidos mediante regresión PLS (primera fila), análisis de EOF (segunda fila) y análisis de REOF (tercera fila).

## Aplicación de la regresión PLS para la comparación de índices y patrones de teleconexión.

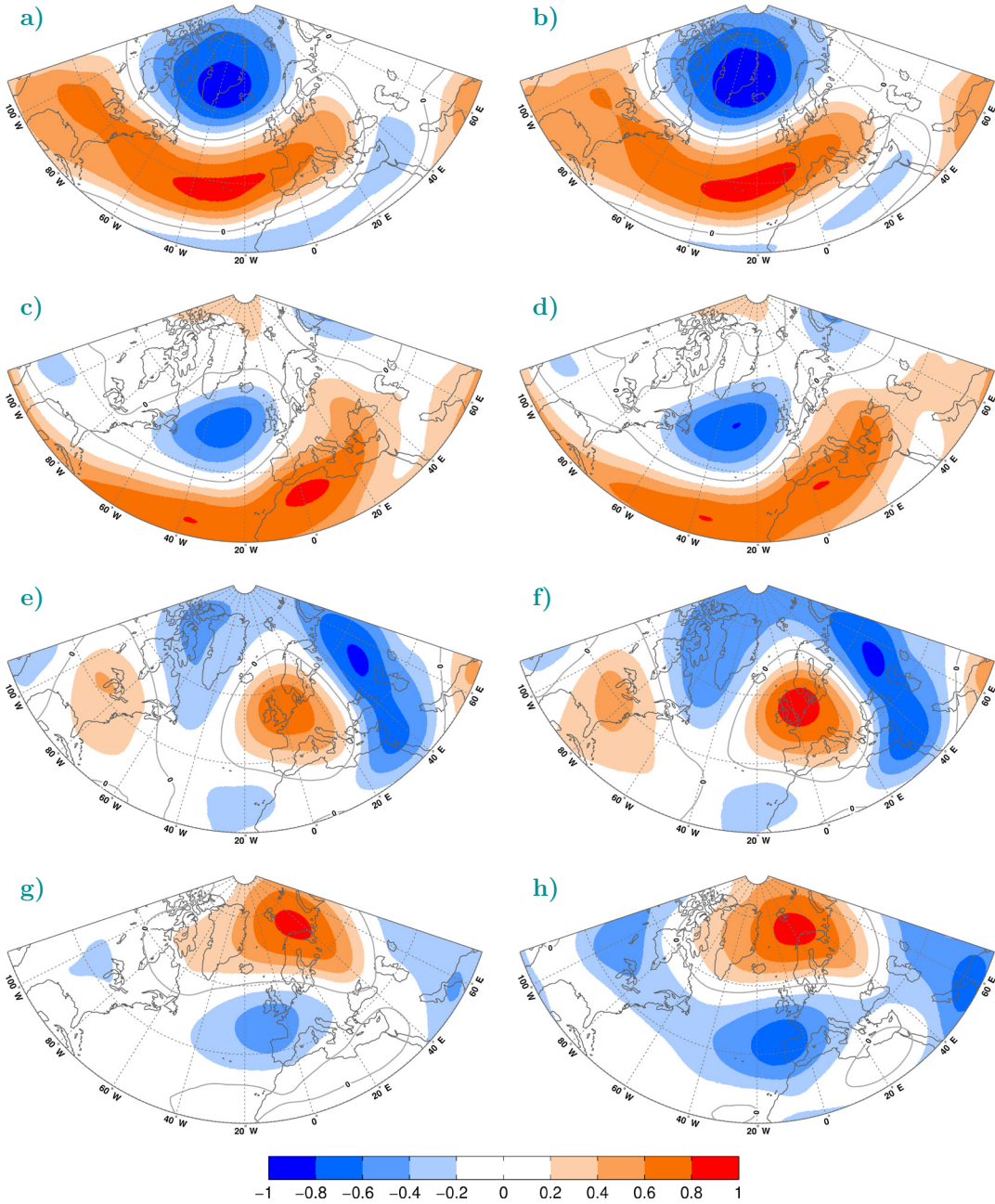


Figura 17: Pseudopatrones obtenidos con el 20CR para el periodo 1950-2000 (segunda columna) junto con los patrones del CPC para el mismo periodo (primera columna). En filas, de arriba abajo, están representados los patrones espaciales de la NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND. Todos los mapas de esta figura son mapas de correlación, en los que las regiones de color blanco indican coeficientes de correlación no significativos.



de correlación son superiores entre los patrones obtenidos con PLS y los patrones del CPC, que entre los patrones del CPC y los obtenidos con los métodos de EOF o REOF. Esto se debe a que, aunque los tres métodos reducen las dimensiones de los datos X, PLS lo hace teniendo en cuenta la asociación con las variables Y. De esta manera, la regresión PLS puede ser un método adecuado para obtener los patrones de teleconexión del CPC en otras bases de datos como, por ejemplo, las de reanálisis y modelos. Por ello, este estudio tiene gran importancia ya que podría resolver uno de los problemas que se presenta a la hora de identificar los patrones de teleconexión con datos de modelos en proyecciones futuras.

## 4.2. Validación del método PLS con datos del modelo CGCM3.1(T63)

Los análisis previos demuestran que la regresión PLS puede ser un método adecuado para calcular los índices y patrones, definidos por el CPC, con los datos del 20CR. Sin embargo, surge la pregunta de si el método PLS es capaz o no de proporcionar cambios en las propiedades de las teleconexiones, como por ejemplo, desplazamientos o cambios en sus estructuras espaciales, asociadas con la variabilidad inter-decadal o con variaciones a más largo plazo (Hurrell 1995).

En este contexto, Vicente-Serrano y López-Moreno (2008) (de aquí en adelante VSLM08) demuestran que los centros de acción del patrón NAO simulado presentan desplazamientos interdecadales, lo que está de acuerdo con las observaciones. Estos autores encuentran una relación no estacionaria entre la NAO y la precipitación sobre Europa que está ligada con la variabilidad a largo plazo de las posiciones de los centros de acción de la NAO. En dicho artículo se evalúa la variable de SLP del modelo CGCM3.1(T63) y la simulación 20C3M. Obtienen el principal patrón espacial de las anomalías de SLP en la región del Atlántico Norte y los cambios de dicho patrón en el tiempo, desde diciembre a Marzo. Para tal fin, aplican un análisis de componentes principales rotados en el modo T, con una ventana temporal móvil de 31 años centrada en el año del medio del periodo.

A pesar de que la metodología y los objetivos de VSLM08 son diferentes a los de esta investigación, se ha adoptado un procedimiento similar al suyo, utilizando el mismo modelo CGCM3.1(T63), la variable SLP y la misma ventana temporal móvil. La idea es justificar si el método de la regresión PLS indica cambios en los pseudopatrones a lo largo del tiempo, comparables a los obtenidos por VSLM08 mediante el método de componentes principales rotados. Para llevar a cabo esta comprobación, se obtienen los patrones de SLP asociados a los índices del CPC mediante la correlación, en cada punto de malla, de las anomalías de SLP del reanálisis 20CR y los índices NAO, EA,

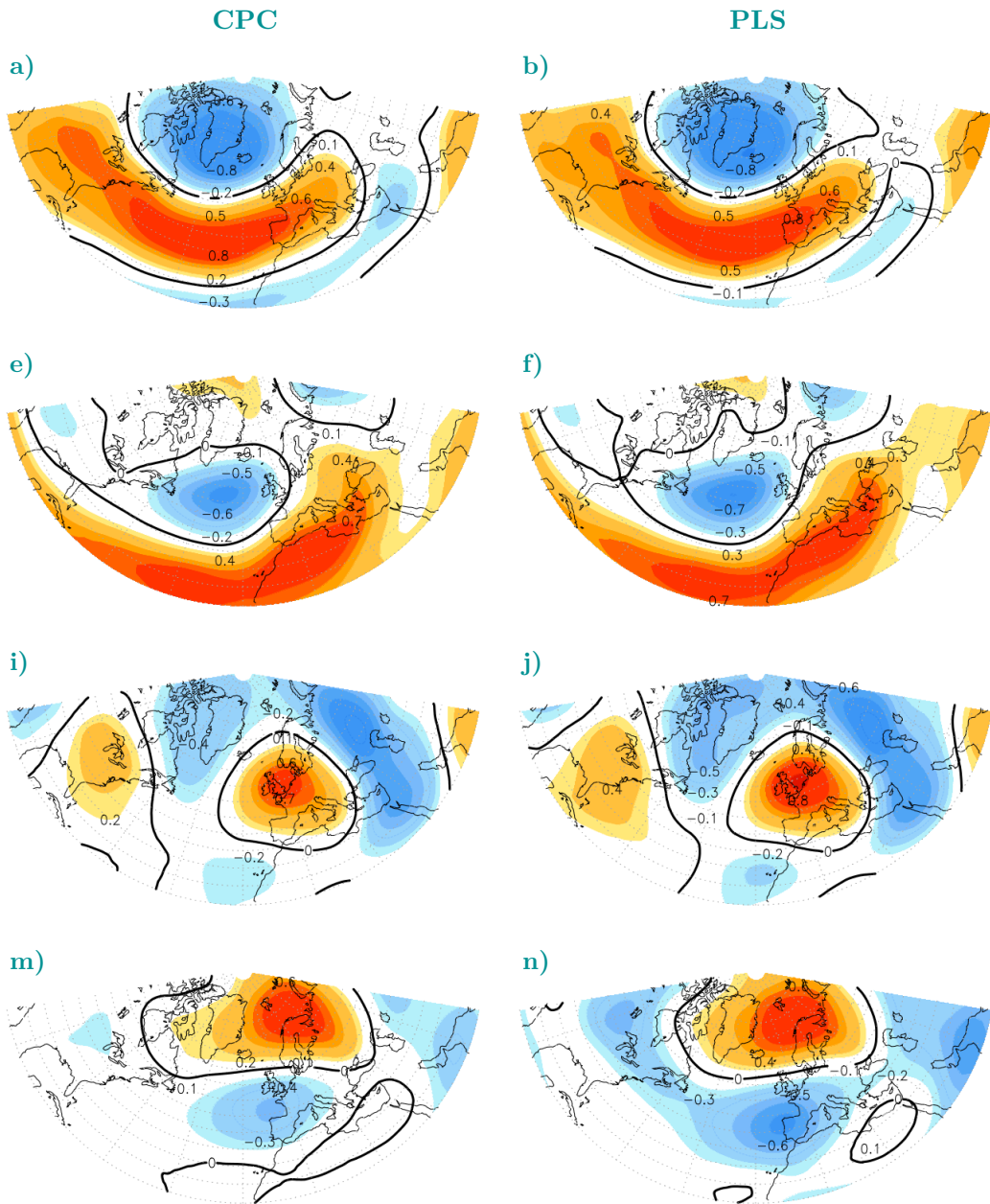
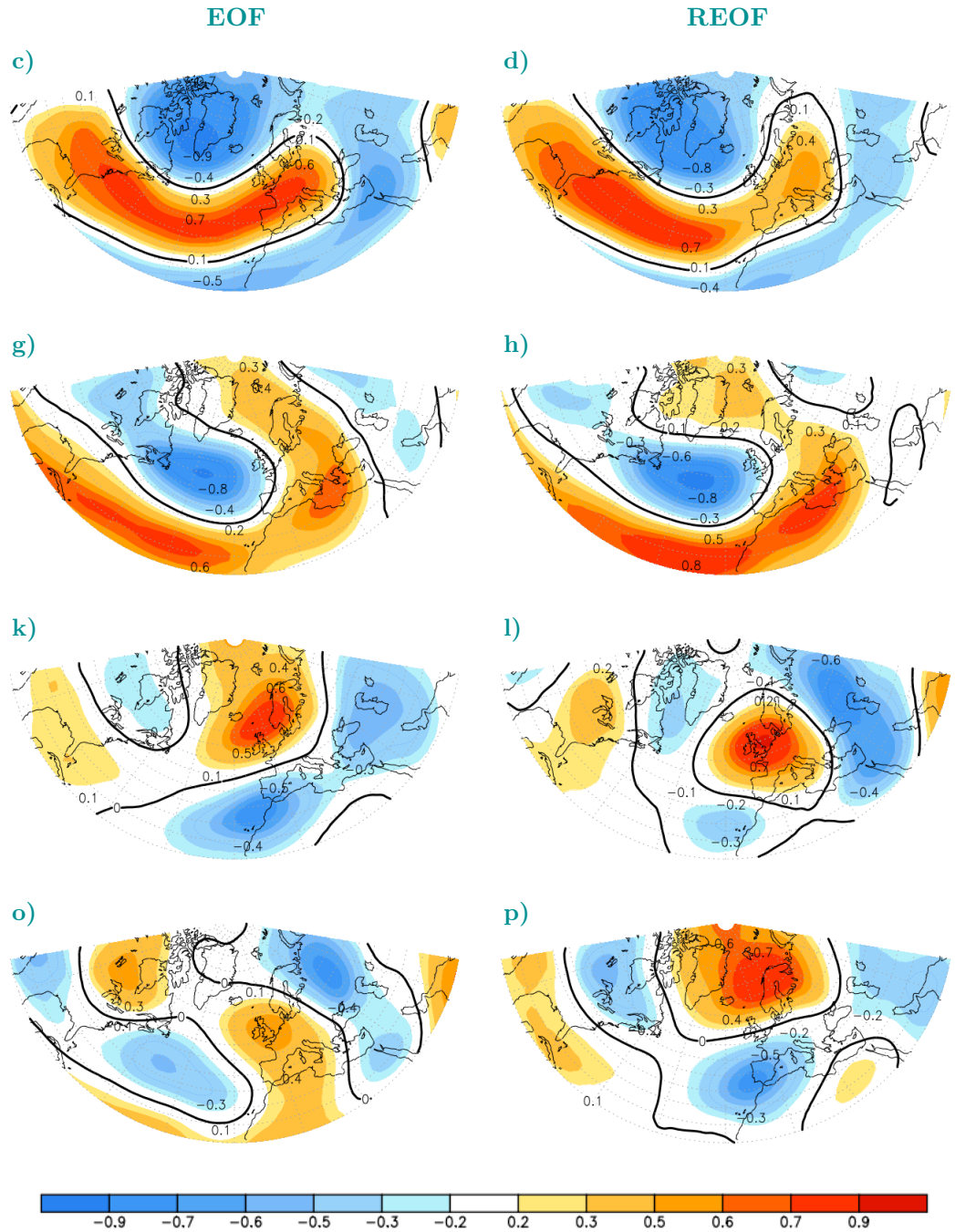


Figura 18: Comparación de los patrones de teleconexión definidos por el CPC en el periodo 1950-2000 (primera columna) y los obtenidos mediante las metodologías: regresión PLS (segunda columna), análisis de EOF (tercera columna) y análisis de REOF (cuarta columna). Los patrones de teleconexión mostrados en la figura son, en filas de arriba abajo: NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND.

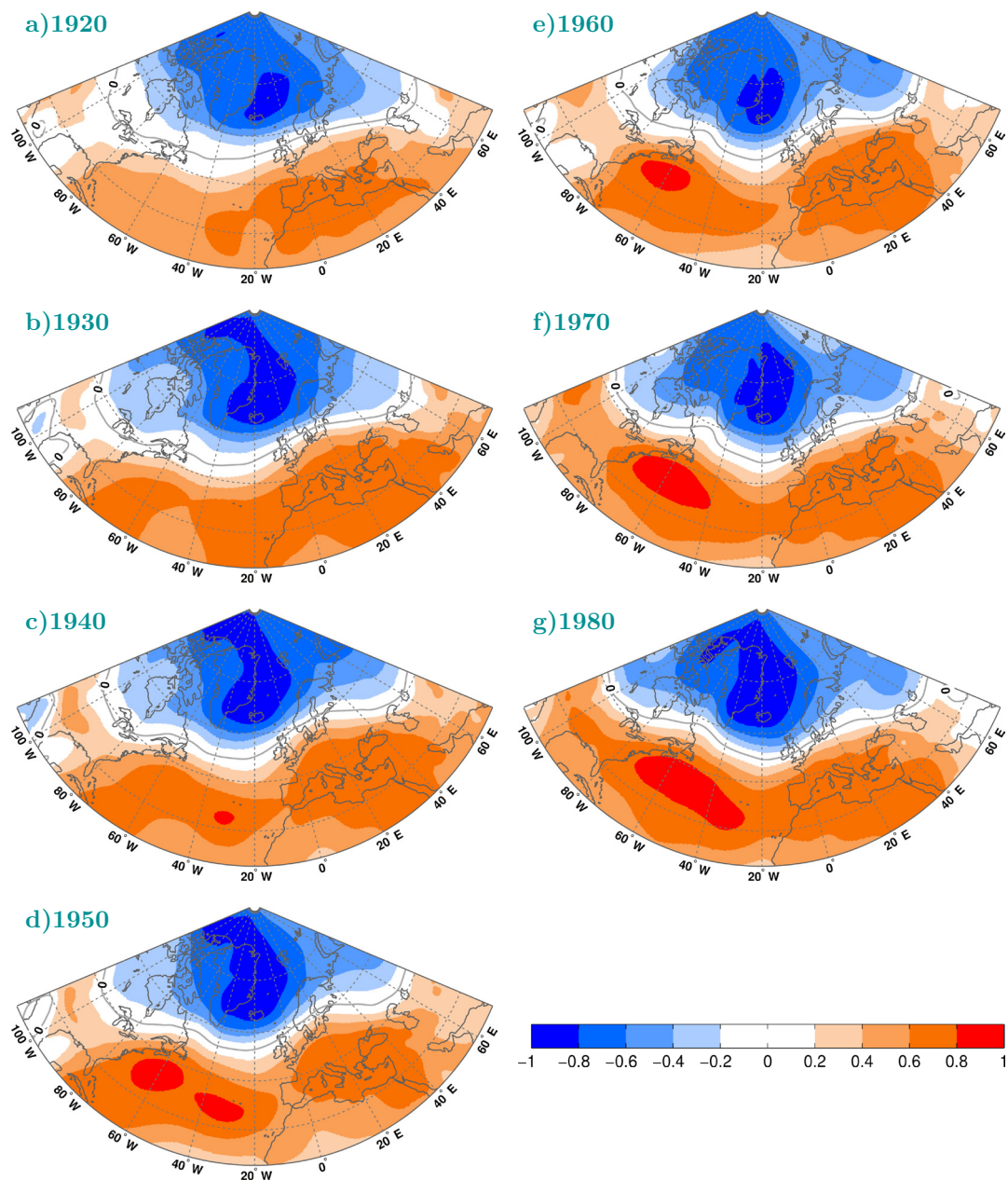


EATL/WRUS y SCAND definidos por el CPC. A continuación se aplica la regresión PLS considerando como variables dependientes (Y) los cuatro patrones previamente calculados y como independientes (X), las anomalías de SLP del modelo CGCM3.1(T63) en el periodo 1901-2098. Los coeficientes de esta regresión son 4 series temporales, que una vez normalizadas para el periodo 1981-2010 de forma que su media es cero y su desviación estándar uno, son los pseudoíndices del campo de SLP. Estos pseudoíndices representan las amplitudes de los patrones del CPC en el modelo CGCM3.1(T63).

Aunque a partir de la regresión PLS se obtienen cuatro pseudoíndices, en este apartado sólo se va a considerar la NAO, ya que es el patrón utilizado por VSLM08, con el objetivo de estudiar su evolución en el tiempo. Para ello, se seleccionan tramos móviles de 31 años de la serie temporal de la NAO obtenida con PLS y se correlacionan, en cada punto de malla, con las anomalías de SLP del modelo CGCM3.1(T63) en los mismos periodos. De esta manera, el primer mapa de correlación se calcula para el periodo 1905-1935 y se asigna al año 1920; el segundo mapa se calcula para el periodo 1906-1936 y se asigna al año 1921; así sucesivamente hasta el periodo 1965-1995 que se le asigna al año 1980. Estos patrones de la NAO, obtenidos para los mismos periodos que VSLM08, se detallan en la Figura 19 y muestran la evolución decadal de la NAO para la simulación 20C3M.

En los mapas de la Figura 19 se pueden observar cambios en las estructuras espaciales de la NAO, tales como re-orientaciones y expansiones de las áreas con valores de máxima correlación. Se aprecia como el centro de altas presiones aumenta de tamaño desde el mapa de 1920 al de 1930 y a partir del mapa de 1940 el centro se va dividiendo en dos sub-centros que evolucionan intensificándose hasta el mapa de 1970 donde se vuelven a juntar en un solo centro. Estos cambios son comparables a los obtenidos por VSLM08 con ligeras diferencias debidas a las distintas metodologías utilizadas.

Por lo tanto, a pesar de que el método de PLS busca la configuración espacial fija de la NAO definida por el CPC en las anomalías del modelo, también es capaz de proporcionar los cambios temporales de dicho patrón. Estos resultados, junto con los obtenidos en la sección anterior, han demostrado que la regresión PLS es una herramienta útil para proporcionar los pseudoíndices y pseudopatrones, siendo de gran utilidad para obtener las teleconexiones en otras bases de datos como las de los modelos utilizados en los últimos informes del del IPCC (IPCC 2007, 2013).



**Figura 19:** Pseudopatrones NAO obtenidos con los datos de SLP del modelo CGCM3.1(T63) y la simulación 20C3M. Cada uno de los mapas se calculó como la correlación, en cada punto de malla, de las anomalías de SLP y el pseudoíndice NAO para periodos móviles de 31 años: 1905-1935 (a), 1915-1945 (b), 1925-1955 (c), 1935-1965 (d), 1945-1975 (e), 1955-1985 (f) y 1965-1995 (g). Todos los mapas de correlación están centrados en el año del medio del periodo como se especifica en cada figura. Nota: El pseudoíndice NAO se obtiene para todo el periodo 1901-2098 mediante la regresión PLS aplicada a los datos del modelo y después se seleccionan los distintos periodos para calcular los mapas de correlación.

### 4.3. Cambios en los patrones de teleconexión del CPC durante el siglo XX

Una posible aplicación del método PLS para caracterizar las teleconexiones es el cálculo de los índices y patrones de la región euro-atlántica de forma retrospectiva utilizando los datos del reanálisis 20CR. Este análisis va a permitir estudiar la evolución y estacionariedad de dichos patrones a lo largo del siglo XX. No se tiene conocimiento de que existan estudios previos en la bibliografía que realicen dicho análisis con datos de reanálisis para los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND.

Para alcanzar dicho objetivo se han calculado los pseudopatrones de las anomalías del reanálisis 20CR para 5 periodos consecutivos, de 20 años cada uno, comprendidos entre el año 1901 y el año 2000 (Figura 20, filas 2-6). Cada uno de estos pseudopatrones se compara con el pseudopatrón obtenido con los datos de 20CR para el periodo 1950-2000 (Figura 20, fila 1), que están altamente correlacionados con los patrones del CPC. Mediante un análisis cualitativo de los pseudopatrones de la Figura 20, se observan cambios estructurales para los diferentes periodos con expansiones o contracciones y reorientaciones de los centros de acción con respecto a las estructuras del CPC. Para cuantificar dichos cambios se calcula el promedio y la desviación estándar temporal de los pseudopatrones obtenidos en los 5 periodos de 20 años de la Figura 20. Los resultados para cada patrón se muestran en la Figura 21, donde las regiones en las que se producen mayores cambios en los patrones (valores de desviaciones estándares altos) están señaladas mediante áreas rayadas. Los resultados indican que el pseudopatrón que experimenta mayores cambios es el SCAND, seguido del EATL/WRUS y por último el EA y la NAO.

La variabilidad de los patrones sintetiza a la de la circulación atmosférica, por lo que el análisis de los mecanismos que causan dichas variaciones abre líneas de investigación sobre los efectos de forzamientos, variabilidad interna y procesos de retroalimentación en la circulación. Además, se puede aplicar para justificar variaciones decadales e interanuales de variables climáticas regionales. Este aspecto queda fuera de los límites de la presente investigación, pero los cambios encontrados durante el siglo XX sugieren la posibilidad de encontrar cambios en los pseudopatrones en escenarios de clima futuro, como se investigará en los siguientes capítulos.

## 4.4. Discusión sobre el uso de la regresión PLS.

Debido a la novedad del método PLS en el ámbito de los estudios de variabilidad climática, durante la realización del trabajo y su difusión han surgido numerosas cuestiones relacionadas con su utilidad. Por ello, en esta sección se analizan y debaten aquellas cuestiones que se han considerado de mayor interés.

Una de las cuestiones, es: **¿por qué utilizar la regresión PLS para obtener los índices de teleconexión simulados, en lugar de la proyección de los patrones de teleconexión del CPC sobre las anomalías de geopotencial de los modelos?** Con ambos métodos se obtienen como resultados las series temporales de los índices y en principio, la segunda metodología es más sencilla que la regresión PLS.

La metodología en la que se utiliza la proyección se conoce como aproximación de patrón fijado<sup>1</sup> y ha sido aplicado en el artículo de Bladé et al. (2012). Estos autores la utilizan para calcular el índice de la NAO de verano en los modelos pertenecientes a CMIP3 con las simulaciones 20C3M y SRESA1B. En este artículo se investiga la relación existente entre la tendencia de la NAO de verano y la proyección futura de precipitación en la región euro-mediterránea. Para evaluar la influencia en superficie de la variabilidad simulada por los patrones tipo NAO de verano proyectan la primera EOF de SLP observada sobre el campo de SLP de cada modelo. El resultado es una serie temporal o pseudoíndice de dicho modelo. En el artículo utilizan dicha aproximación porque la primera EOF obtenida para cada modelo de CMIP3 tiene una estructura que difiere en intensidad y posición de los centros de acción y, por lo tanto, no podrían estar seguros de comparar el impacto del mismo patrón de teleconexión. Además, al utilizar la aproximación de patrón fijado reducen el efecto de los errores sistemáticos en la simulación del patrón de los modelos. Uno de los problemas que se citan en este artículo en relación a la aproximación de patrón fijado es que el patrón de NAO de verano obtenido de esta manera maximiza la fracción de varianza explicada en las observaciones pero no en los modelos (Osborn 2004), ya que el patrón se obtiene a partir de las observaciones y no tiene por qué corresponder con el primer modo de variabilidad de los modelos.

Una de las ventajas de aplicar la regresión PLS en lugar de la proyección es que el método PLS distribuye la varianza total de los datos, de manera que la varianza asociada a la primera componente de la regresión, no puede ser incluida en las otras componentes de la regresión y viceversa. Esto no ocurre cuando se proyectan las variables X en los patrones de teleconexión definidos por el CPC, ya que en este caso, la varianza de los datos puede estar compartida por varios patrones. Además, la regresión PLS realiza varias

---

1. Traducción del término inglés fixed-pattern approach.

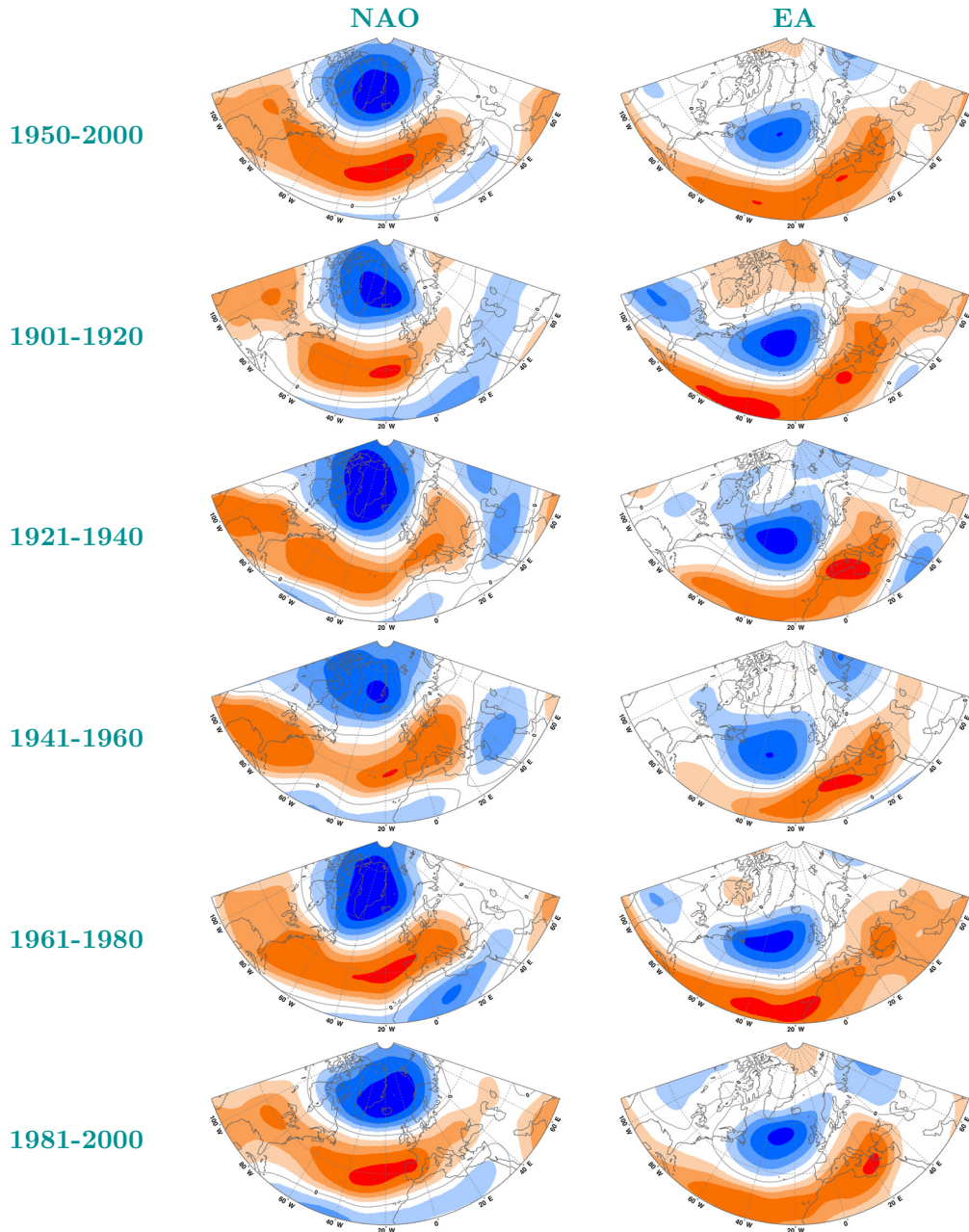
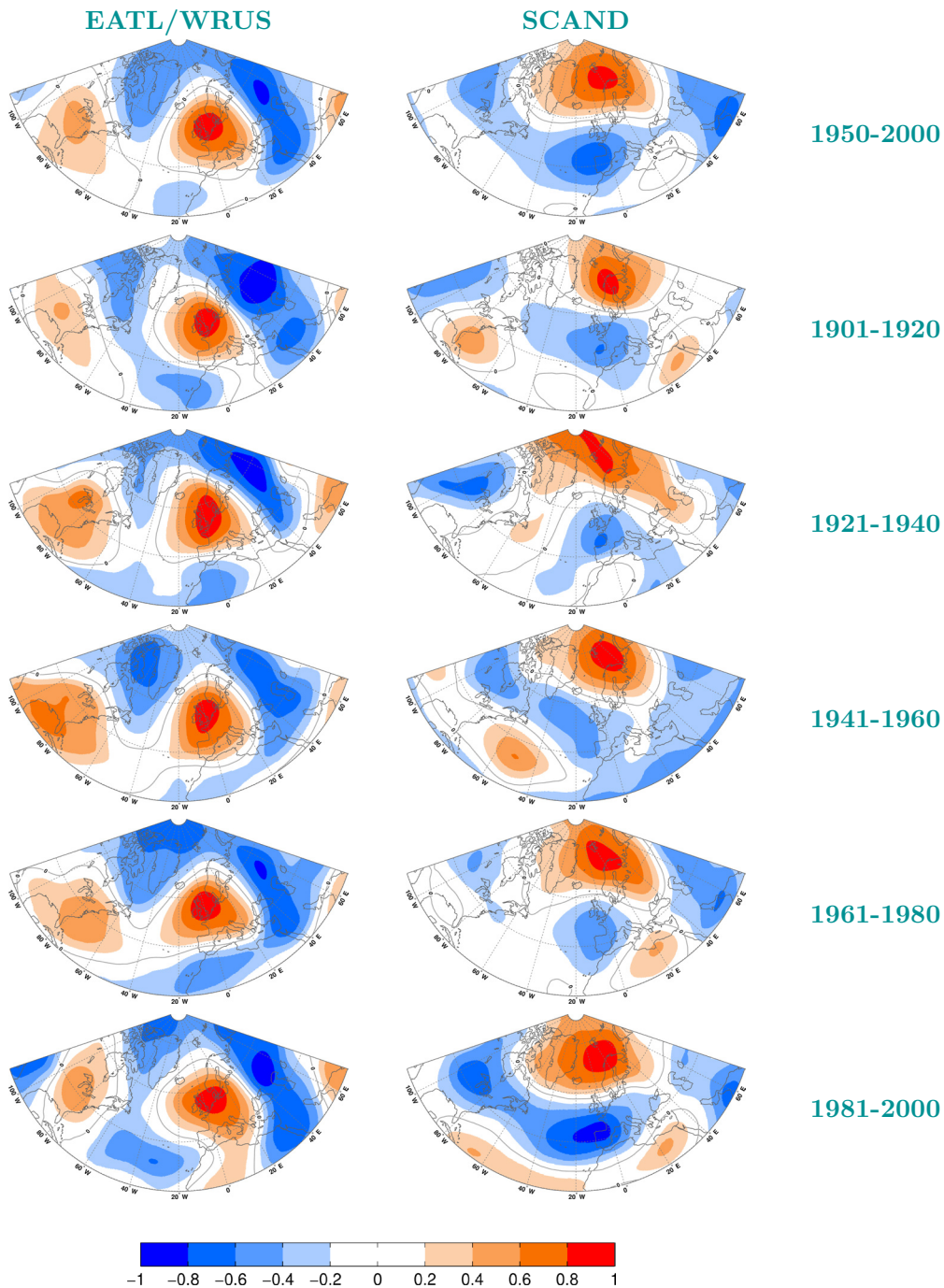


Figura 20: Evolución en el tiempo de los pseudopatrones NAO (primera columna), EA (segunda columna), EATL/WRUS (tercera columna) y SCAND (cuarta columna), obtenidos con los datos del reanálisis 20CR. En filas, de arriba abajo, están representados los pseudopatrones correspondientes al periodo de referencia 1950-2000 (primera fila) y a los periodos de 20 años: 1901-1920 (segunda fila), 1921-1940 (tercera fila), 1941-1960 (cuarta fila), 1961-1980 (quinta fila) y 1981-2000 (sexta fila).

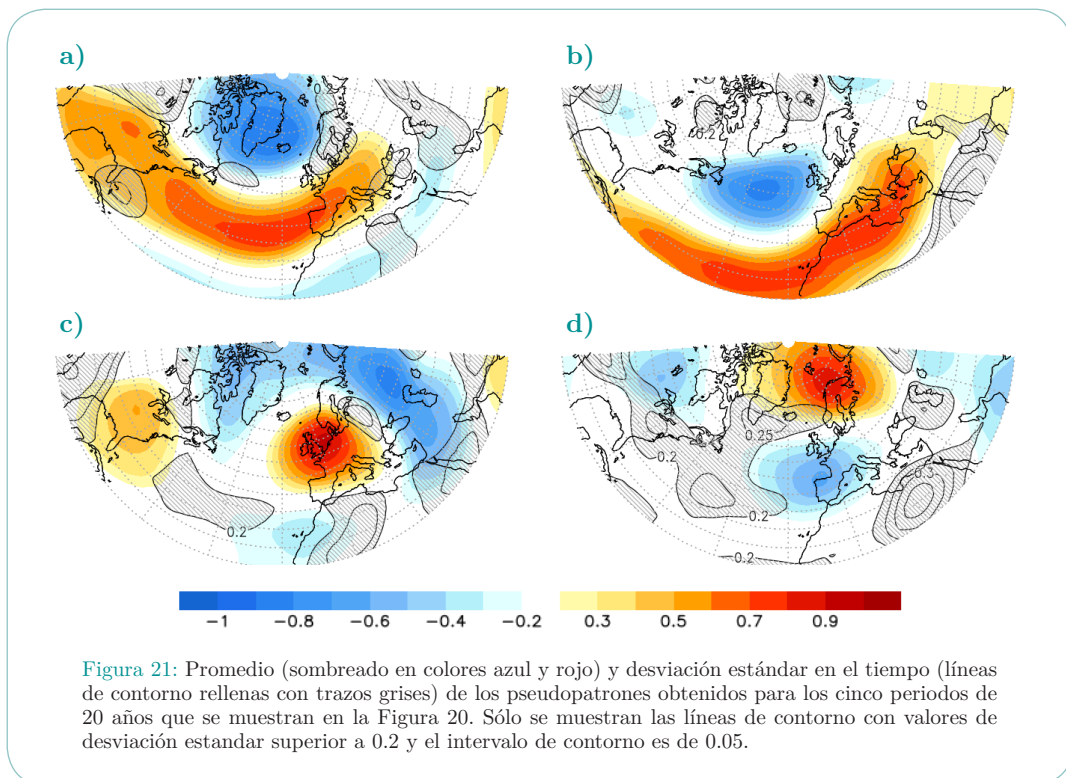




## Aplicación de la regresión PLS para la comparación de índices y patrones de teleconexión.

iteraciones y un método de validación para obtener la varianza de los datos y obtener los pseudoíndices. Por lo tanto, las dos metodologías son diferentes proporcionando, también, diferentes pseudoíndices.

Para demostrar que los resultados de ambas metodologías son diferentes, se comparan los pseudoíndices obtenidos con los dos métodos anteriores. Esta comparación se realiza con los datos del reanálisis 20CR y con los datos de los modelos pertenecientes a CMIP3. Cabe mencionar en este punto que la regresión PLS sobre los datos de los modelos CMIP3 se ha aplicado, con el mismo número de componentes y las mismas variables, que los utilizados en dicha regresión para los datos del reanálisis. Una vez obtenidos los cuatro pseudoíndices NAO, EA; EATL/WRUS y SCAND con las dos metodologías (PLS y proyección), se comparan los resultados obtenidos mediante el cálculo de los coeficientes de correlación entre cada par de índices. Los valores se presentan en la Tabla 6, donde la primera fila muestra los coeficientes para el 20CR y en las siguientes, para cada uno de los modelos de CMIP3 utilizados. En el caso del 20CR, los valores de correlación son más altos que para los modelos, lo que puede ser debido a que la aproximación de patrón fijado maximiza la varianza de las observaciones pero no de los modelos, como ya se indicó anteriormente. En el caso de los modelos, la correlación más



	Coeficientes de correlación (1901-2010)			
	NAO	EA	EATL/WRUS	SCAND
20CR Reanálisis	0.9428	0.9436	0.9062	0.8373

Modelo	Coeficientes de correlación (1901-2098)			
	NAO	EA	EATL/WRUS	SCAND
BCCR-BCM2.0	0.9460	0.6356	0.7726	0.6778
CCSM3	0.9417	0.7371	0.7129	0.7493
CGCM3.1(T47)	0.8905	0.6270	0.7739	0.7239
CGCM3.1(T63)	0.9274	0.6225	0.7178	0.7266
CNRM-CM3	0.9635	0.6088	0.6916	0.7676
CSIRO-Mk3.0	0.8877	0.8224	0.7983	0.7368
CSIRO-Mk3.5	0.9008	0.6494	0.6609	0.7418
ECHAM5/MPI-OM	0.9570	0.5868	0.7405	0.7458
FGOALS-g1.0	0.9131	0.6498	0.5777	0.7095
GFDL-CM2.0	0.9370	0.5974	0.7054	0.5676
GFDL-CM2.1	0.9224	0.5431	0.7444	0.7072
GISS-AOM	0.9598	0.6087	0.6902	0.7067
GISS-EH	0.9220	0.7669	0.8315	0.8710
GISS-ER	0.9454	0.7753	0.8587	0.8349
INGV-SXG	0.8953	0.6497	0.7790	0.7792
INM-CM3.0	0.9305	0.5726	0.6611	0.6018
IPSL-CM4	0.9297	0.7170	0.7192	0.7566
MIROC3.2(hires)	0.8920	0.4126	0.6373	0.6043
MIROC3.2(medres)	0.9489	0.5526	0.6736	0.5363
MRI-CGCM2.3	0.9159	0.7055	0.7243	0.6237
PCM	0.9471	0.8080	0.7309	0.7240
UKMO-HadCM3	0.9280	0.7346	0.8070	0.6176
UKMO-HadGEM1	0.9187	0.6686	0.6658	0.6422

**Tabla 6:** Coeficientes de correlación resultado de correlacionar cada uno de los pseudoíndices obtenidos de la regresión PLS con su índice correspondiente obtenido con la aproximación de patrón fijado. Primero se muestran los valores obtenidos con los datos del reanálisis 20CR para el periodo 1901-2010, y después los valores obtenidos para cada modelo perteneciente a CMIP3 en el periodo 1901-2098.

alta entre los pseudoíndices se da sistemáticamente para la NAO, siendo bastante más baja para los demás índices. Esto puede ser debido a que la NAO es el principal modo de variación de la región euro-atlántica en estudio, y la varianza asociada es mucho mayor que la del resto de los índices, por lo que la diferencia de los resultados con ambos métodos es menor.

**Otra cuestión de gran interés sobre PLS es si está justificado forzar a todos los modelos, mediante el método PLS, a encontrar en sus anomalías unas estructuras espaciales fijas definidas por los patrones del CPC.** En principio, todos los modelos deberían de ser capaces de simular los patrones de teleconexión con estructuras similares a las definidas en las observaciones. Sin embargo, puede ocurrir que alguno de los modelos simule, por ejemplo, algún patrón de teleconexión con una estructura semejante a la observada pero desplazada en latitud con respecto a ella. Entonces, ¿sería el método PLS capaz de extraer, por ejemplo, la NAO de un modelo que simule el patrón de forma similar al observado pero desplazado hacia el norte 10 grados?

Para analizar qué ocurriría en este caso hipotético, se ha realizado un experimento idealizado sencillo en el que se comparan los patrones de la NAO obtenidos a partir de dos regresiones PLS. En ambas regresiones, las variables dependientes (Y) son los cuatro patrones de teleconexión definidos por el CPC y las variables independientes (X), son dos campos diferentes de anomalías de  $Z_{500}$  del reanálisis 20CR: uno corresponde a la región euro-atlántica con latitudes  $20^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  (región de estudio de esta investigación) y el otro la misma región pero con latitudes  $10^{\circ}\text{N}$ - $80^{\circ}\text{N}$  (región desplazada). Los resultados obtenidos para el patrón NAO a partir de estas dos regresiones se muestran en la Figura 22, donde el área representada en ambos casos es la misma. Los patrones obtenidos son semejantes, aunque se aprecian algunos cambios en el patrón obtenido

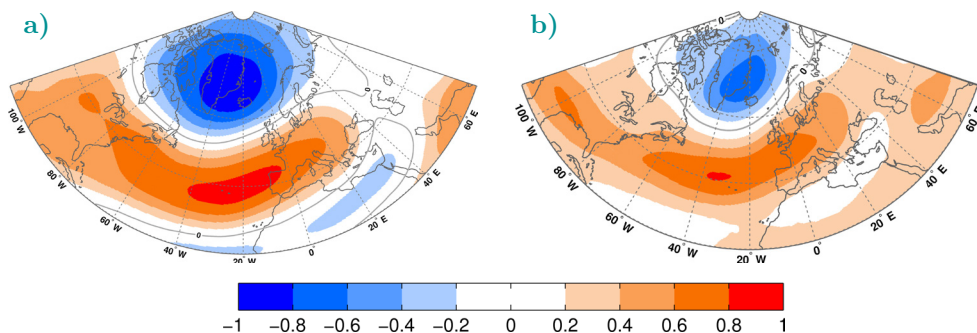






Figura 22: Pseudopatrones NAO obtenidos de aplicar la regresión PLS a las anomalías de  $Z_{500}$  del reanálisis 20CR, en dos regiones con latitudes  $20^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  (a) y  $10^{\circ}\text{N}$ - $80^{\circ}\text{N}$  (b).

con las anomalías desplazadas con respecto al patrón de las anomalías sin desplazar, sobre todo en la intensidad de los centros de acción de dicho patrón. Además se produce un desplazamiento de la línea de contorno de valor cero entre el centro de acción positivo y negativo, al igual que un desplazamiento de los centros de acción, ambos, hacia el norte. Esto indica que la regresión PLS sí es capaz de extraer la estructura del patrón NAO aunque el campo de anomalías esté desplazado. O dicho en otras palabras, el PLS puede extraer estructuras similares al CPC aunque los datos analizados reproduzcan los principales patrones de la circulación desplazados con respecto a las observaciones. Por lo tanto, podemos decir que para los objetivos que se persiguen en esta investigación, está justificada la aplicación de la regresión PLS sobre los datos de cualquier modelo de CMIP3 y CMIP5 lo que sustenta los cálculos realizados en los próximos capítulos.

## 4.5. Resumen

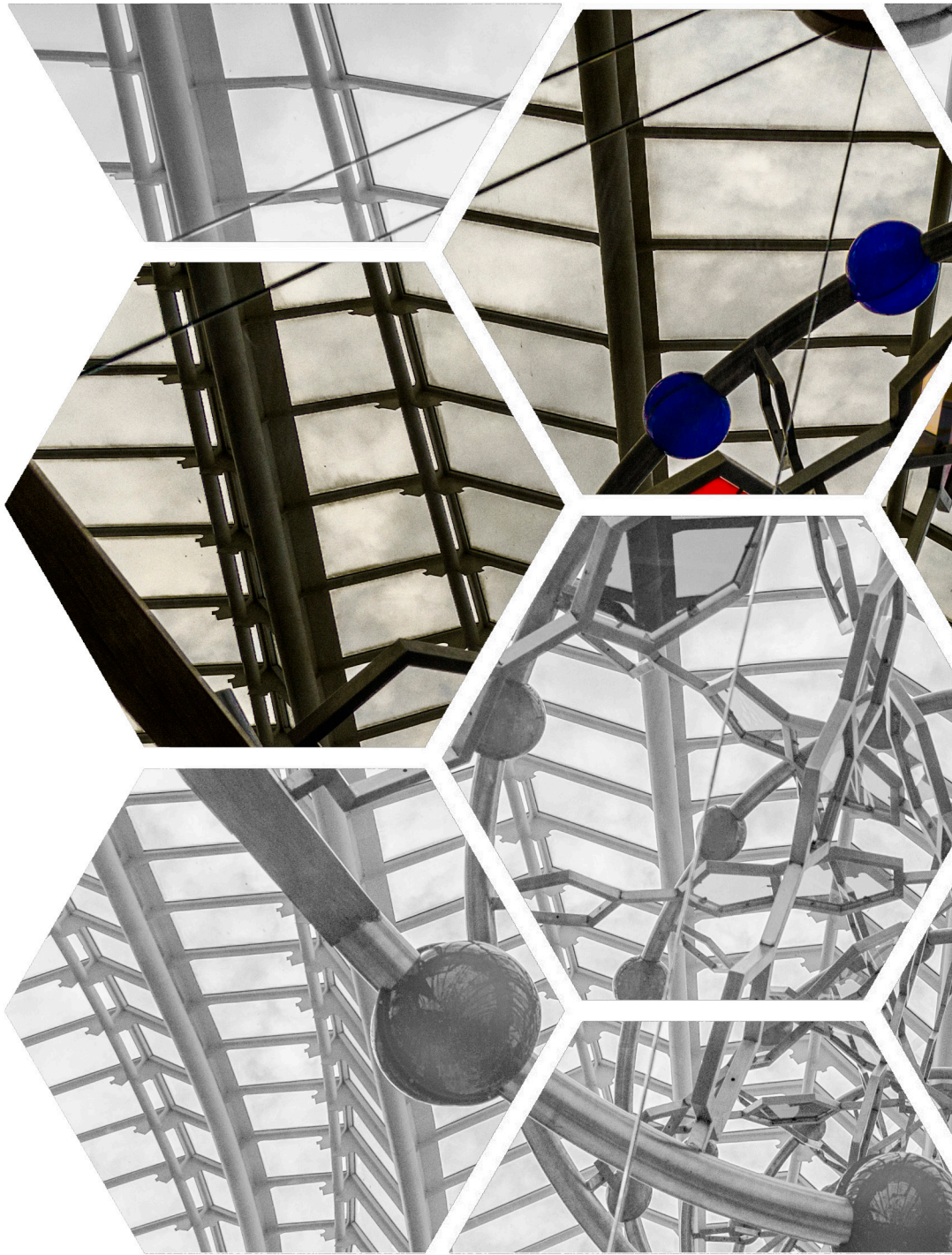
Los aspectos más relevantes que se extraen de este capítulo se detallan a continuación:

-  Se ha introducido y explicado cómo utilizar la regresión PLS para determinar varias variables simultáneamente en la dimensión espacial. Es decir, se introduce la regresión PLS como método para emparejar patrones de teleconexión espaciales entre bases de datos diferentes, o lo que es lo mismo, para extraer estructuras comunes en cada una de las bases de datos.
-  Se ha demostrado la utilidad de la regresión PLS para caracterizar los índices y patrones de teleconexión, definidos en la actualidad por el CPC de la NOAA, pero utilizando los datos del reanálisis 20CR.
-  Se ha demostrado que la metodología PLS proporciona los cambios en las estructuras de los patrones de teleconexión a lo largo del tiempo, de manera similar a los resultados proporcionados por Vicente-Serrano y López-Moreno (2008), donde muestran el carácter no estacionario de la NAO durante el siglo XX.
-  Se ha aplicado la regresión PLS para obtener de forma retrospectiva los patrones de teleconexión, definidos por el CPC en la región euro-atlántica, desde 1901 hasta la actualidad. Se evalúan sus cambios estructurales proporcionando evidencias de su no estacionariedad en el tiempo, aspecto novedoso de este trabajo. Además este estudio abre nuevas líneas de investigación que pueden ser útiles para mejorar la modelización climática y para justificar los impactos del cambio climático.

## Aplicación de la regresión PLS para la comparación de índices y patrones de teleconexión.

- ☛ La regresión PLS es un método alternativo a la aproximación de patrón fijado para obtener los pseudoíndices de teleconexión y se ha demostrado que los resultados obtenidos con ambos métodos son diferentes, tanto para los datos del reanálisis 20CR, como para los datos de los modelos pertenecientes a CMIP3.
- ☛ Se ha demostrado que el método PLS es capaz de extraer estructuras espaciales semejantes a las definidas por el CPC aun cuando los datos analizados reproducen los principales patrones de la circulación desplazados con respecto a las observaciones.
- ☛ Todos los aspectos citados en los puntos anteriores soportan la utilidad del método PLS para identificar los patrones e índices de teleconexión en los datos de modelos climáticos pertenecientes a los proyectos CMIP3 y CMIP5. Además, este método permitirá determinar el comportamiento de las teleconexiones simuladas mediante multimodelos, aspecto clave para analizar el efecto del cambio climático futuro en los patrones de teleconexión definidos por el CPC.









## Capítulo 5

Evaluación y proyección de las  
teleconexiones con modelos CMIP3



En este capítulo se utilizará el método PLS para obtener los pseudoíndices y pseudopatrones con datos de las simulaciones 20C3M y SRESA1B de los modelos CMIP3. Se evaluará la representación de las teleconexiones que proporcionan los modelos en clima histórico y se analizarán los cambios en clima futuro bajo condiciones de forzamiento radiativo del experimento SRESA1B, donde la concentración de  $\text{CO}_2$  es de 720 ppm en el año 2100.

En la sección 5.1 se aplicará la regresión PLS a los datos de CMIP3, especificando cada uno de los términos de la regresión y el número de componentes que se utilizan. En la sección 5.2 se analizará la variabilidad y tendencia de los pseudoíndices. La sección 5.3 se centrará en la evaluación de los pseudopatrones mediante los parámetros representados en el diagrama de Taylor y en el estudio de la variabilidad temporal de las configuraciones espaciales. En ambos casos, los resultados se analizarán para los modelos individuales y para el multimodelo. Con el fin de justificar las variaciones a lo largo del tiempo de las teleconexiones, en la sección 5.4 se compararán las tendencias de las anomalías de  $Z_{500}$  con las obtenidas para los pseudoíndices. Por último, en la sección 5.5 se resumirán los aspectos más relevantes del capítulo.

## 5.1. Obtención de las teleconexiones mediante PLS

En el Capítulo 4 se expusieron los motivos por los cuáles antes de aplicar la regresión PLS es necesario determinar el número de variables latentes o componentes con las que se va a realizar dicha regresión. En el caso del 20CR, se utilizaron 4 componentes, el mismo número empleado para la validación del método PLS con el modelo CGCM3.1(T63).

En este apartado se aplica la regresión PLS a cada uno de los modelos pertenecientes a CMIP3, imponiendo la condición de que la varianza total explicada de las variables  $Y$  sea superior al 80%. Sin embargo, esta condición no es suficiente para determinar si 4 componentes es el número óptimo para realizar la regresión en cada uno de los modelos. Para verificarlo, se ha calculado el porcentaje de varianza explicada en  $Y$  por la quinta componente en cada uno de los modelos (Tabla 7, última columna). Además, se ha estudiado si el patrón espacial que representa la quinta componente tiene un significado físico relacionado con los patrones de teleconexión definidos por el CPC y que se pretenden obtener a partir de la regresión. Para alcanzar este objetivo se han calculado los coeficientes de correlación entre el patrón espacial de dicha componente y cada uno de los patrones de teleconexión definidos por el CPC (Tabla 7). Según los resultados obtenidos, el modelo con mayor varianza explicada en  $Y$  por la quinta componente es el modelo MIROC3.2(hires) cuyo valor es de 5.5%, siendo en el resto de modelos menor.

Modelo	Coeficientes de correlación				Var. Exp. 5º (%)
	NAO	EA	EATL/WRUS	SCAND	
BCCR-BCM2.0	-0.1823	-0.0350	-0.1542	0.3168	3.929
CCSM3	0.0492	0.3575	-0.0286	-0.0198	2.439
CGCM3.1(T47)	0.0342	-0.3757	0.1796	0.1649	3.823
CGCM3.1(T63)	-0.0383	0.1545	-0.2903	-0.2315	3.317
CNRM-CM3	-0.0757	-0.4076	-0.0305	0.1930	4.028
CSIRO-Mk3.0	0.0773	-0.2599	0.2306	-0.2689	4.040
CSIRO-Mk3.5	-0.0956	0.2481	-0.1836	0.2553	3.518
ECHAM5/MPI-OM	-0.1744	-0.2268	-0.1179	0.2280	3.528
FGOALS-g1.0	0.1793	0.2502	0.0815	0.1765	3.224
GFDL-CM2.0	0.0024	-0.2005	0.2061	0.2295	2.679
GFDL-CM2.1	0.0478	0.1306	-0.3069	-0.0963	2.519
GISS-AOM	0.0843	0.3256	-0.1186	-0.3003	4.351
GISS-EH	-0.2585	-0.2193	-0.0947	0.0607	3.863
GISS-ER	-0.2351	-0.1201	0.0114	0.0134	2.527
INGV-SXG	0.0473	0.1581	0.0734	0.2526	1.964
INM-CM3.0	-0.0191	0.3851	-0.1313	-0.1465	3.494
IPSL-CM4	-0.0329	0.3791	-0.2233	-0.2525	4.976
MIROC3.2(hires)	-0.1171	-0.2961	0.2313	0.3324	5.511
MIROC3.2(medres)	0.0379	0.2176	-0.2313	-0.3254	4.186
MRI-CGCM2.3	0.0704	-0.4016	0.0190	0.3008	4.990
PCM	-0.0803	0.3777	-0.2429	-0.0171	4.060
UKMO-HadCM3	0.1945	-0.1140	0.2447	-0.1824	3.690
UKMO-HadGEM1	0.0598	0.2614	0.0097	-0.2368	2.538

Tabla 7: Significado físico y varianza explicada del quinto componente de la regresión PLS. En la columna 1 se muestran los modelos de CMIP3 a los que se aplica la regresión PLS. Las columnas 2-4 muestran los coeficientes de correlación entre el patrón espacial del quinto componente de la regresión y cada uno de los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND definidos por el CPC. La columna 5 muestra el porcentaje de varianza explicada en Y por el quinto componente de la regresión PLS en cada uno de los modelos CMIP3.

Respecto al significado físico, todos los valores de correlación son muy bajos, lo que indica que la quinta componente no está relacionada físicamente con ninguno de los cuatro patrones en estudio. Además, se han calculado los valores del MSPE para cada uno de los modelos por separado y su valor es inferior a 0.1 en todos los casos. Con todos estos resultados, queda justificado el uso de 4 componentes en la regresión PLS para cada uno de los modelos individuales.

Una vez determinado el número de componentes y previamente a la aplicación de la regresión PLS a los datos de los modelos CMIP3, se concatenan en el tiempo las anomalías de  $Z_{500}$  de las simulaciones 20C3M y SRESA1B, de forma que se obtiene un único campo de anomalías continuo que cubre el periodo 1901-2098. De esta manera, se aplica la regresión PLS de forma que las variables dependientes (Y) son los cuatro patrones de teleconexión NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND definidos por el CPC para la estación de invierno y el periodo 1950-2000 y las variables independientes (X) son las anomalías de invierno de  $Z_{500}$  para el periodo 1901-2098 de cada uno de los 23 modelos pertenecientes a CMIP3. Los coeficientes obtenidos de cada regresión se normalizan de forma que la media sea cero y la desviación estándar sea uno en el periodo 1981-2010. Estos coeficientes normalizados son los pseudoíndices de cada modelo y abarcan el periodo comprendido entre 1901-2098. Los pseudopatrones asociados a estos índices, para cada modelo, se calculan como mapas de correlación entre las anomalías de  $Z_{500}$  y los pseudoíndices para distintos periodos de tiempo. Una vez obtenidos dichos pseudoíndices y pseudopatrones para cada modelo individual, se calculan los resultados del multimodelo como promedio de los resultados obtenidos para todos los modelos en cada periodo de tiempo (Tebaldi & Knutti 2007, Knutti et al. 2010, Errasti et al. 2011). De esta manera se consigue reducir la incertidumbre y maximizar la relación señal/ruido asociada a los modelos de forma individual.

## 5.2. Evaluación de los pseudoíndices

Los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND, obtenidos de la regresión PLS, representan las amplitudes de los patrones de teleconexión definidos por el CPC en las anomalías de  $Z_{500}$  de cada uno de los modelos de CMIP3. Para estudiar su conducta a lo largo del tiempo, cada una de las series temporales asociadas, cuya longitud comprende el periodo 1901-2098, se divide en dos periodos de igual longitud. El primero comprende el periodo 1901-1999 e indica el comportamiento a lo largo del siglo XX (simulación 20C3M). El segundo abarca los años 2000-2098 y proporciona información acerca de la proyección futura del pseudoíndice bajo el escenario de emisiones determinado por la simulación SRESA1B. Todos los pseudoíndices obtenidos para los modelos individuales se muestran en el Apéndice C.

Uno de los aspectos más importantes en el estudio de los índices de teleconexión es identificar las oscilaciones multidecadales o la tendencia. Gracias a ello se pueden obtener los impactos que los forzamientos relacionados con el calentamiento global y variabilidad del sistema climático producen en la circulación atmosférica, lo cual permite mejorar la predictibilidad de la dinámica del clima. En este contexto, este estudio se enfoca hacia el análisis de la tendencia de los pseudoíndices y su significación, mediante el estimador de la pendiente de Sen (SEN) y el test de Mann-Kendall (Z) obtenidos para los periodos 1901-1999 y 2000-2098.

Los resultados de estos análisis se muestran en la Figura 23, donde aparecen los valores obtenidos al aplicar ambos test a cada uno de los pseudoíndices y a los modelos de forma individual. Los valores SEN proporcionan el cambio experimentado por los pseudoíndices en los 99 años de cada periodo y los valores Z indican si el cambio detectado por el SEN es significativo o no. Cabe recordar en este punto que una tendencia es significativa cuando el valor de Z, en valor absoluto, es superior a 1.96 (ver Capítulo 3). Para facilitar la interpretación de esta figura, los valores de Z que indican tendencia significativa se han coloreado en tonos rojos o azules según los valores sean positivos o negativos. En el caso de los valores de SEN, su color responde a la barra de color situada en la parte de la derecha de la figura. Además, para realizar comparaciones, en esta figura también están representados los valores de Z y SEN de los pseudoíndices del 20CR para el periodo 1901-1999 y de los pseudoíndices obtenidos con el multimodelo para los dos periodos en estudio.

La Figura 23 indica que ninguno de los pseudoíndices del 20CR presenta una tendencia significativa durante el siglo XX. En el caso de los modelos, sólo 3 de 23 modelos (GFDL-CM2.0, GISS-EH y IPSL-CM4) reproducen una tendencia significativa del pseudoíndice NAO en el periodo 1901-1999. Sin embargo, en el periodo 2000-2098, la mayoría de los modelos (15 de 23) simulan una tendencia positiva y significativa para la NAO, con la excepción de los modelos CCSM3, CGCM3.1(T47), CGCM3.1(T63), CSIRO-Mk3.0, CSIRO-Mk3.5, GISS-ER, INM-CM4 and MRI-CGCM2.3. Cabe señalar que, aunque una mayoría de modelos reproducen una tendencia positiva significativa en el periodo de futuro, los valores de las tendencias son dependientes modelo a modelo, con valores para los 99 años que van desde 0.3 hasta 2.2. Para el pseudoíndice SCAND, 2 de 23 modelos (IPSL-CM4 y MRI-CGCM2.3) reproducen una tendencia significativa para el periodo 1901-1999, pero 19 de 23 modelos muestran una tendencia negativa significativa en el periodo 2000-2098 con la excepción de los modelos CGCM3.1(T47), GISS-EH, GISS-ER y MIROC3.2(hires). Para los pseudoíndices EA y EATL/WRUS, la mayoría de los modelos no reproducen tendencias significativas en ninguno de los dos periodos.

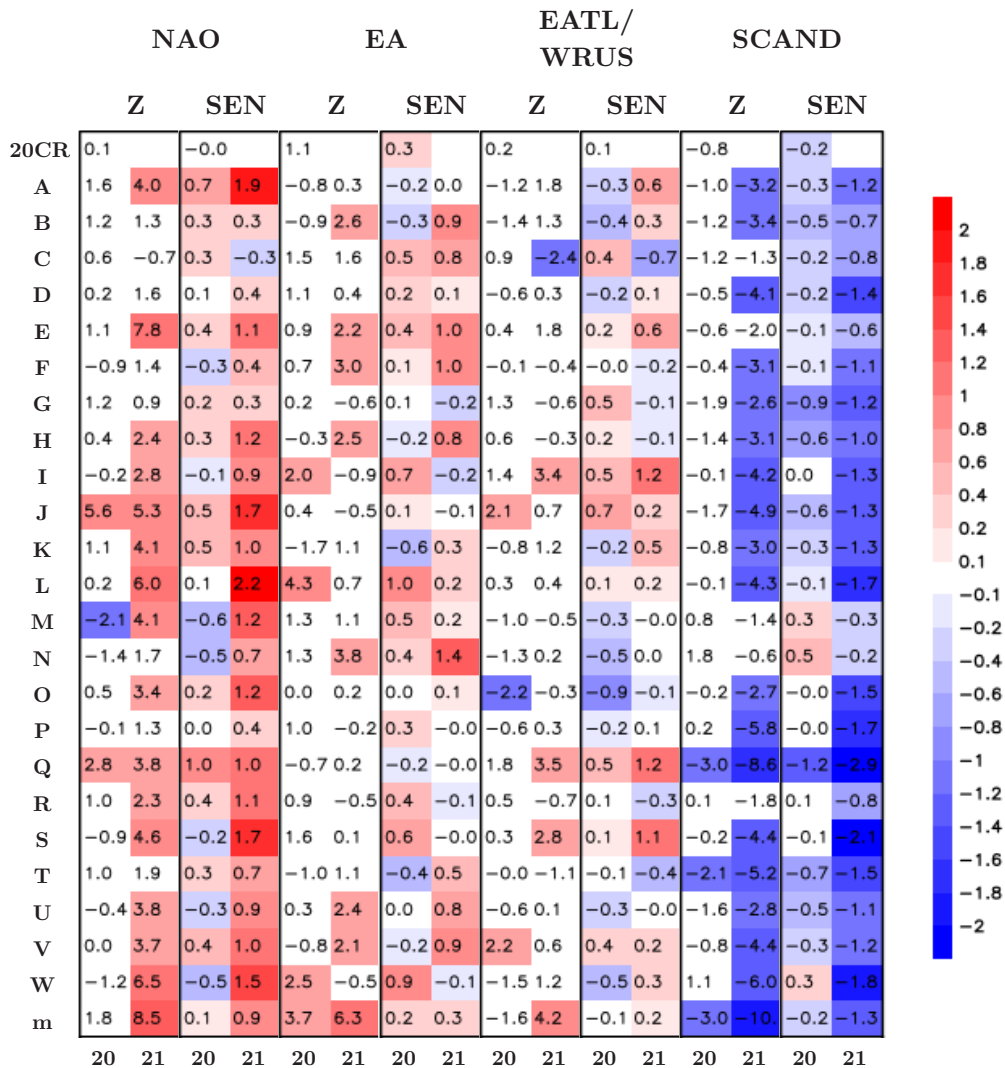


Figura 23: Valores obtenidos del test de Mann-Kendall (Z) y del estimador de la pendiente de Sen (SEN) aplicados a los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND en los periodos 1901-1999 y 2000-2098 (referidos como 20 y 21, respectivamente, en la leyenda inferior de la figura). De arriba abajo, se muestran los valores Z y SEN en los pseudoíndices obtenidos mediante la regresión PLS en datos de 20CR, modelos individuales (letras A-W, ver Tabla 1 del Capítulo 3) y multimodelo (letra m). Los valores de Z que indican tendencia significativa se han coloreado en tonos rojos o azules según los valores sean positivos o negativos.

Los resultados de tendencia se complementan con el estudio de la función de densidad de probabilidad (PDF<sup>1</sup>) de los datos de los pseudoíndices. La Figura 24 muestra el diagrama de Cajas para los pseudoíndices obtenidos con los datos de 20CR y con los datos de los modelos individuales para las simulaciones 20C3M y SRESA1B. De esta figura se deduce lo siguiente: los valores extremos de las distribuciones de todos los pseudoíndices obtenidos con los datos de 20CR están comprendidos dentro del rango de valores extremos de la distribución para los datos de 20C3M de los modelos; la mediana de la distribución de los datos de reanálisis está ligeramente desplazada con respecto a la de los modelos en la simulación 20C3M; las posiciones de la mediana y de los percentiles 25 y 75 de las distribuciones de los datos de los modelos aparecen desplazados para SRESA1B respecto a 20C3M. Esto indica un cambio de los valores medios en los índices, de forma que los tres primeros pseudoíndices (NAO, EA y EATL/WRUS) tienden a valores más positivos en el futuro, mientras que el SCAND tiende a valores más negativos.

Una vez analizado el comportamiento de los pseudoíndices de los modelos individuales, se identifica la señal común a todos los modelos promediando los pseudoíndices de los 23 modelos en el periodo 1901-2098. La Figura 25 muestra los pseudoíndices obtenidos con el multimodelo y con el reanálisis 20CR junto con sus líneas de tendencia. El multimodelo de los pseudoíndices simulados muestra menor variabilidad que los pseudoíndices del reanálisis 20CR ya que al promediar los modelos individuales, se produce una compensación de la variabilidad. Sin embargo, la variabilidad de los pseudoíndices de los modelos por separado es comparable a la del 20CR, como se deduce al observar que los pseudoíndices del 20CR se encuentran dentro del rango de variación de los valores máximos y mínimos simulados. Este resultado está de acuerdo con el resultado obtenido anteriormente en los diagramas de Cajas para los pseudoíndices obtenidos con datos del reanálisis y de los modelos individuales.

La Tabla 8 muestra los valores del estimador de la pendiente de Sen y del test de Mann-Kendall para la tendencia. En el caso de los pseudoíndices obtenidos con los datos de 20CR, ninguno de ellos presenta una tendencia significativa en el periodo 1901-1999. No ocurre lo mismo en los pseudoíndices obtenidos con el multimodelo, en los que el EA y el SCAND presentan una tendencia significativa en dicho periodo, pero esta tendencia no es reproducida por la mayoría de los modelos de forma individual como se desprende la Figura 23. Los valores de las tendencias en el periodo 2000-2098 son significativos para todos los pseudoíndices obtenidos con el multimodelo, pero sólo la NAO y el SCAND tienen tendencias significativas en una mayoría de los modelos individuales (Figura 23). Estos pseudoíndices son, además, los que presentan un valor de tendencia

---

1. Acrónimo del término inglés Probability Density Function.



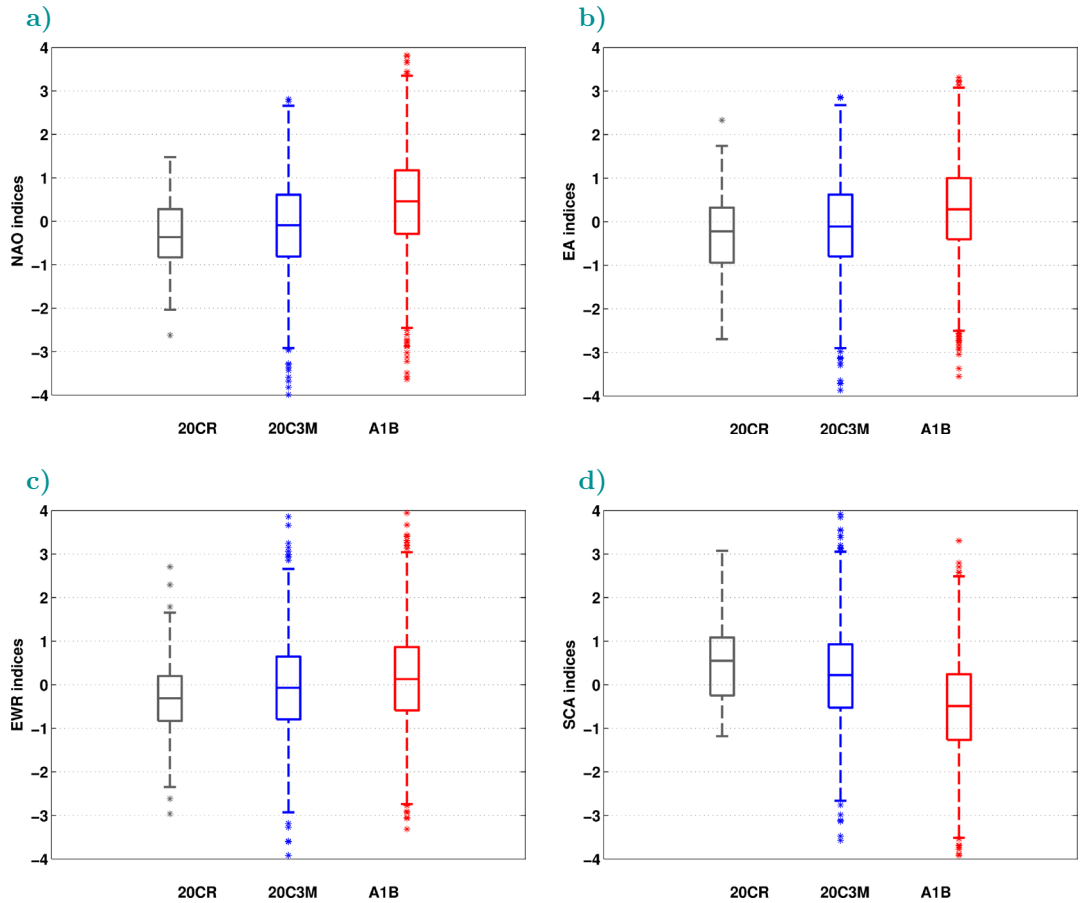


Figura 24: Diagramas de Cajas de los pseudoíndices NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d). En cada diagrama están representadas las distribuciones de los datos del 20CR para el periodo 1901-1999 (caja gris) y de todos los modelos individuales para los periodos 1901-1999 (20C3M, caja azul) y 2000-2098 (A1B, caja roja). En cada caja, la línea central indica la mediana de la distribución, los bordes inferior y superior de la caja indican los percentiles 25 y 75 y las barras muestran los extremos de la distribución. Los asteriscos indican los valores atípicos.

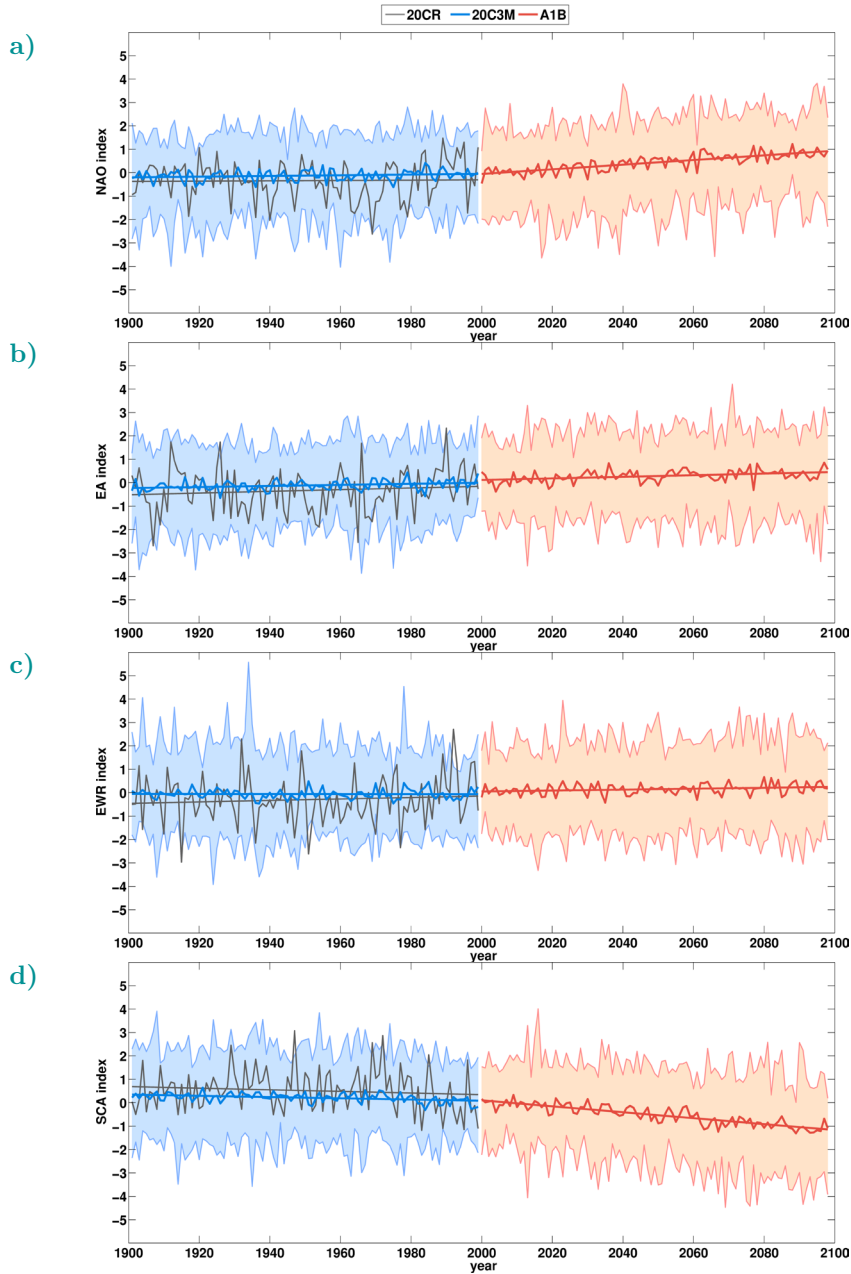


Figura 25: Series temporales de los pseudoíndices NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d) obtenidos con el multimodelo y sus tendencias para los periodos 1901-1999 (líneas gruesas azules) y 2000-2098 (líneas gruesas rojas). La línea gris representa los pseudoíndices y sus tendencias, obtenidos a partir de los datos de 20CR, en el periodo 1901-1999. Las líneas finas azul y roja, junto con los sombreados del mismo color, indican los valores máximos y mínimos de los pseudoíndices, para cada año, entre todos los modelos de forma individual.

Patrón	20CR(1901-1999)		20C3M(1901-1999)		A1B(2000-2098)	
	Z	SEN	Z	SEN	Z	SEN
NAO	0.08	-0.05±0.11	1.81	0.15±0.03	<b>8.54</b>	<b>0.94±0.03</b>
EA	1.05	0.35±0.09	<b>3.71</b>	<b>0.22±0.03</b>	<b>6.31</b>	<b>0.35±0.03</b>
EATL/WRUS	0.17	0.10±0.11	-1.60	-0.07±0.02	<b>4.24</b>	<b>0.18±0.03</b>
SCAND	-0.78	-0.25±0.10	<b>-3.02</b>	<b>-0.24±0.02</b>	<b>-10.06</b>	<b>-1.27±0.02</b>

Tabla 8: Parámetros estadísticos de los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND, obtenidos mediante PLS, a partir de los datos del 20CR y del multimodelo en las dos simulaciones 20C3M y SRESA1B. Se muestran los valores, para periodos de 99 años (1901-1999 y 2000-2098), del test de Mann-Kendall (Z) que nos muestra la significación de la tendencia y los valores del estimador de la pendiente de Sen (SEN) que nos proporciona los valores de la tendencia. Los valores significativos se muestran en letra negra.

más elevado, con valores de 0.94 para la NAO y -1.27 para el SCAND en los 99 años del periodo. Los resultados de una tendencia positiva de la NAO, bajo escenarios de aumento de gases efecto invernadero, son coherentes con los obtenidos previamente por otros autores (Kuzmina et al. 2005, Miller et al. 2006, Stephenson et al. 2006).

La diversidad en los valores de las tendencias encontradas en los modelos individuales y en el multimodelo limita la confianza en la detección de la tendencia por parte del multimodelo y puede ser un reflejo de la contribución de la variabilidad interna de los modelos individuales. Para discernir la contribución de la variabilidad interna de la del forzamiento debido a la componente de tendencia sería necesario desarrollar un análisis con diferentes realizaciones del mismo modelo (Deser et al. 2014), lo que queda fuera del alcance de este trabajo por limitaciones en cuanto al número de realizaciones de los modelos utilizados. Sin embargo, se ha obtenido una aproximación de las contribuciones relativas de la variabilidad forzada y no forzada de los modelos mediante una relación señal/ruido (SNR<sup>1</sup>). Promediando las tendencias de los modelos individuales se obtiene la tendencia debida al forzamiento externo. Al restar a la tendencia de cada modelo individual, la tendencia común, se obtiene una aproximación de la variabilidad no forzada, compuesta por variabilidad interna y variabilidad estructural (Deser et al. 2014). Partiendo de estos conceptos, definimos la relación SNR como el cociente entre el valor de la variabilidad forzada del multimodelo dividido entre la desviación estándar de la variabilidad no forzada a lo largo de los modelos individuales. Los valores resultantes de la relación SNR se muestran en la Tabla 9, donde los valores superiores a uno en valor absoluto indican que la variabilidad forzada domina en comparación con la variabilidad no forzada. De esta tabla se desprende que los valores de SNR son mayores en el periodo

1. Acrónimo del término inglés Signal-to-Noise Ratio.

2000-2098 que en el periodo anterior para todos los pseudoíndices estudiados. Además, en este mismo periodo los valores del SNR son mayores de uno para la NAO y menores que 1 para el SCAND. Estos resultados están de acuerdo con la tendencia encontrada en la Figura 25. En el caso de los otros pseudoíndices y periodos, los valores absolutos de la relación SNR son más pequeños que uno y, por lo tanto, confirma la menor significación de la tendencia. El hecho de que haya consistencia en la tendencia de los pseudoíndices de los modelos individuales, como ocurre con la NAO y el SCAND evidencia la confianza sobre las proyecciones de estos modos de circulación en escenarios más cálidos.

Periodo	NAO	EA	EATL/WRUS	SCAND
1901-1999	0.38	0.57	-0.03	-0.69
2000-2098	<b>1.80</b>	0.74	0.41	<b>-2.12</b>

Tabla 9: Valores de la relación señal/ruido para las tendencias de los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND en los periodos 1901-1999 y 2000-2098. La relación señal/ruido se define como el valor de la tendencia forzada (tendencia del promedio de los modelos) dividida por la desviación estándar de la tendencia sin forzar a lo largo de los modelos individuales. Los valores superiores a 1 se muestran en letra negrita.

### 5.3. Evaluación de los pseudopatrones

Los mapas de correlación obtenidos entre las anomalías de  $Z_{500}$  y los pseudoíndices proporcionan información acerca de los patrones espaciales de las teleconexiones climáticas, cuyas estructuras pueden cambiar en función del periodo de estudio elegido. Uno de los objetivos de este capítulo es estudiar si los patrones, definidos por el CPC, son estacionarios a lo largo del tiempo en los datos de los modelos pertenecientes a CMIP3. Dados los resultados obtenidos en el Capítulo 4, cabe esperar que las configuraciones de los modelos CMIP3 cambien en el tiempo. Sin embargo, resulta de gran interés la comparación de dichos cambios entre los distintos patrones, así como entre ellos y los que proporcionen la nueva generación de modelos CMIP5. Para ello se estudia el comportamiento de los pseudopatrones en distintos periodos de tiempo: primero en el periodo de referencia para el que están definidos los patrones del CPC y después, en periodos tanto futuros como pasados, obteniendo la evolución histórica y futura de los mismos.

En primer lugar se evalúan los pseudopatrones de teleconexión obtenidos para el periodo 1950-2000 con respecto a los patrones de teleconexión definidos por el CPC en el mismo periodo. Para realizar este análisis utilizamos los diagramas de Taylor (Taylor 2001) que se muestran en la Figura 26. Esta figura indica que todos los modelos representan razonablemente bien los patrones de teleconexión definidos por el CPC. En el caso de

la NAO y el EATL/WRUS, las correlaciones entre los pseudopatrones simulados y los del CPC son superiores 0.8 para todos los modelos. En el caso del EA y el SCAND son superiores a 0.7, excepto para el modelo MIROC3.2(hires), que en el caso del SCAND, tiene un valor de correlación con el CPC inferior a 0.5. Los pseudopatrones obtenidos con el multimodelo consiguen simular los patrones de teleconexión del CPC mejor que los modelos por separado, alcanzando valores de correlación iguales o superiores a 0.9 en todos los casos. Como puede observarse en los correspondientes diagramas de Taylor, tanto los pseudopatrones de los modelos individuales como los del multimodelo son más similares a los pseudopatrones del 20CR que a los definidos por el CPC. Esto puede ser debido a que los pseudopatrones del 20CR se han obtenido a partir del mismo método que los modelos, lo que no ocurre en el caso de los patrones del CPC.

Otra métrica del diagrama de Taylor es el CRMSD, que cuantifica la proximidad de la posición de los modelos al punto de referencia del CPC, de forma que cuanto más pequeño sea su valor mejor es la simulación del patrón de teleconexión. Según este parámetro, que evalúa no solo la asociación sino la desviación de los patrones, los mejores modelos que representan el patrón de la NAO son el UKMO-HadGEM1 y el CGCM3.1(T63) (letras W y D en la Figura 26a). En el caso del EA, el GFDL\_CM2.0 y el MIROC3.2(medres), representados por las letras J y S en la Figura 26b son los que mejor lo representan. Para el EATL/WRUS, los modelos que más se aproximan al CPC son el UKMO-HadGEM1 y el INGV-SXG representados por las letras W y O en la Figura 26c. Finalmente, los pseudopatrones SCAND calculados con los modelos GISS-ER y CGCM3.1(T63) tienen una mayor similitud con el patrón del CPC (N y D en la Figura 26d).

Estos resultados, obtenidos al aplicar la regresión PLS a los datos de los modelos pertenecientes a CMIP3, coinciden con los obtenidos por otros autores al aplicar diferentes metodologías. Por ejemplo, Casado y Pastor (2012) aplicando el método de REOF a datos diarios de modelos pertenecientes a CMIP3, obtienen que los modelos mejor clasificados son el UKMO-HadGEM1 y el CGCM3.1(T63), que coincide con nuestros resultados obtenidos en el caso de la NAO, el EATL/WRUS y el SCAND. De las conclusiones obtenidas por Handorf y Dethloff (2012) se desprende que algunos de los modelos mejor clasificados, obtenidos de aplicar REOF a datos de modelos de CMIP3, son el CGCM3.1(T63) y el UKMO-HadGEM1 en el caso de la NAO, el GFDL-CM2.0 para el EA, y el UKMO-HadGEM1 para el SCAND, lo que está de acuerdo con el ranking de modelos obtenidos en este estudio aplicando PLS.

El análisis realizado mediante los diagramas de Taylor proporciona información acerca de los parámetros de correlación, desviación estándar y CRMSD, referidos todos ellos a la dimensión espacial. Sin embargo, es interesante estudiar, de manera complementaria

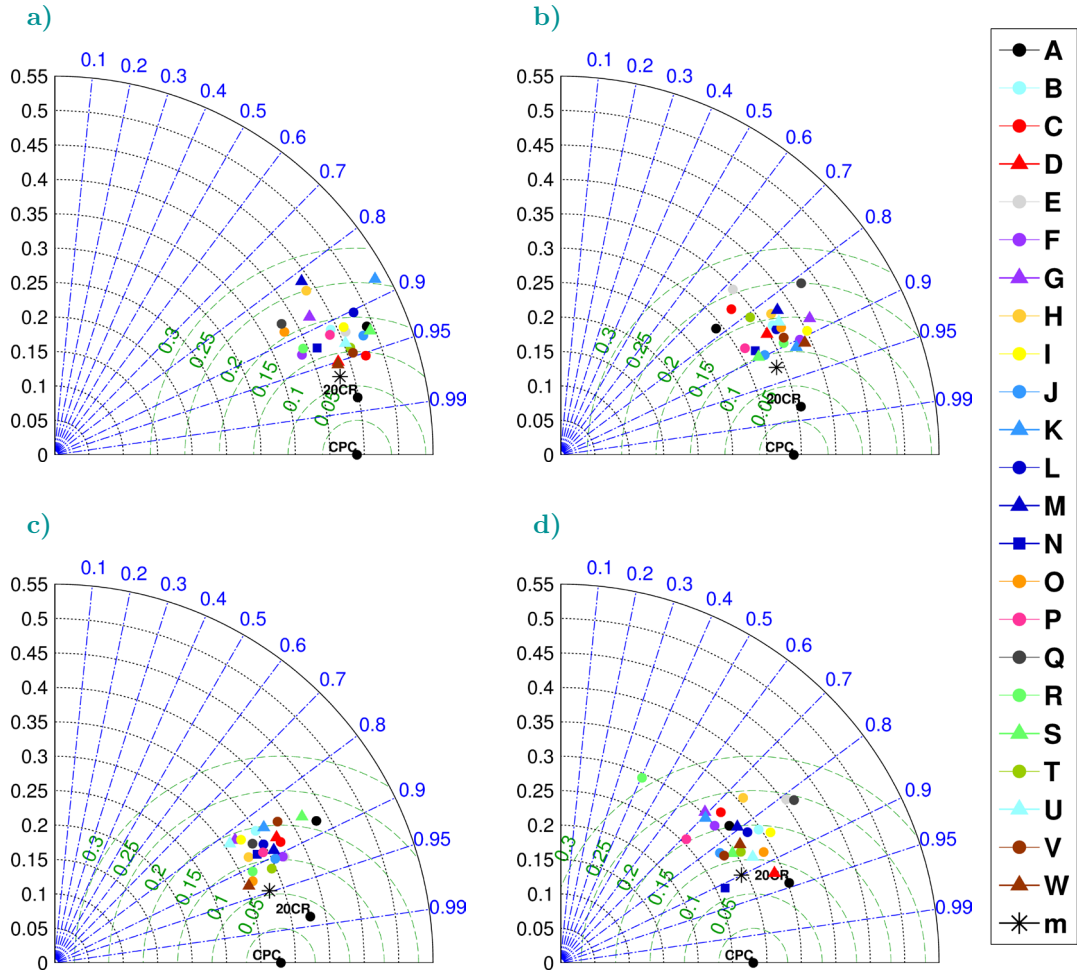


Figura 26: Diagramas de Taylor que muestran la similitud entre los pseudopatrones de los modelos individuales, el multimodelo, el 20CR y los patrones del CPC, todos ellos referidos al periodo 1950-2000, para la NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d). En todos ellos, el patron del CPC se toma como referencia y está representado por un punto negro situado en el eje inferior etiquetado como “CPC”. Los pseudopatrones del 20CR también están representados por un punto negro etiquetado como “20CR” para su identificación. Las posiciones de los 23 puntos de colores están asociados con los parámetros de los pseudopatrones simulados con cada modelo individual de CMIP3 (letras A-W, ver Tabla 1 del Capítulo 3). El asterisco negro representa el pseudopatrón obtenido con el multimodelo. El significado físico del diagrama de Taylor viene dado por sus ejes, los cuales representan la desviación estándar espacial de cada pseudopatrón (eje negro), el valor de correlación entre cada pseudopatrón y el patrón de referencia del CPC (eje azul) y la raíz de la media de las diferencias de los errores al cuadrado (CRMSD) de cada pseudopatrón (eje verde).

a lo anterior, la amplitud de los pseudo-patrones de teleconexión representados en los diagramas de Taylor.

Para este fin, se comparan las desviaciones estándar temporales de los pseudoíndices con las de los índices del CPC en el mismo periodo, 1950-2000, que el utilizado en los diagramas de Taylor. Los valores obtenidos del cociente entre la desviación estándar de cada pseudoíndice y la desviación estándar del índice del CPC se presentan en la Figura 27 para cada modelo individual, el multimodelo y el reanálisis 20CR. Los valores inferiores a uno indican que la variabilidad temporal del pseudoíndice es más pequeña que la del CPC. En general se observa que la amplitud de los pseudoíndices NAO, EA y SCAND es un poco más pequeña que la de los índices del CPC tanto para los datos de 20CR como para los modelos individuales. Esto no ocurre en el caso del pseudoíndice EATL/WRUS, ya que 14 de 23 modelos y el 20CR simulan una amplitud un poco mayor que la del CPC. Sin embargo, cabe mencionar que las amplitudes de los pseudoíndices del 20CR y los modelos individuales son bastantes parecidas a las del CPC en todos los casos, ya que el cociente entre las desviaciones estándar toma valores en torno a 1. En el caso del multimodelo, las amplitudes de los pseudoíndices son mucho menores que las del CPC debido a que el promedio de los pseudoíndices de los modelos individuales reduce la desviación estándar.

La evaluación anterior mediante los diagramas de Taylor se centra en los pseu-

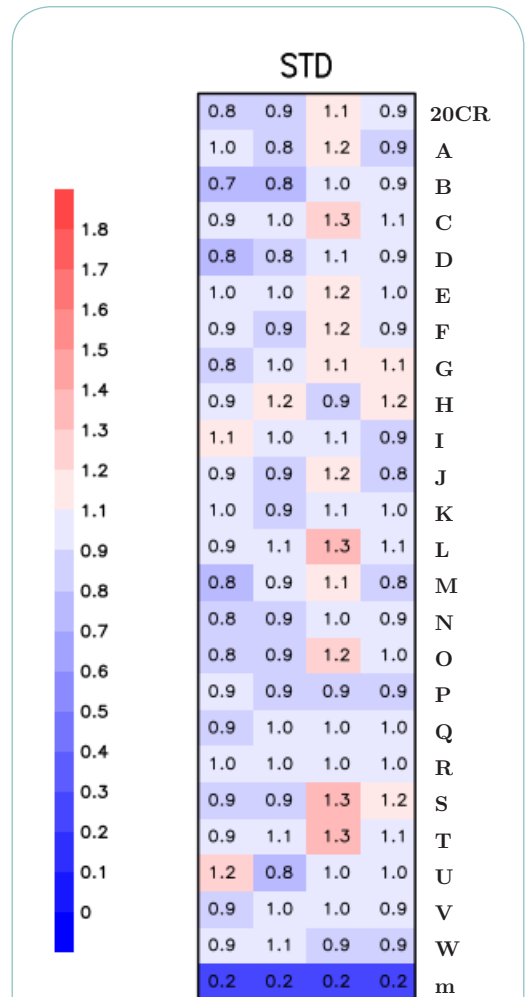


Figura 27: Relación de desviaciones estándar obtenidas para el 20CR, los modelos individuales (letras A-W) y el multimodelo (letra m) con respecto al CPC. En columnas, de izquierda a derecha, se muestran los valores para la NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND. La relación de desviaciones se define como el cociente entre la desviación estándar del pseudoíndice dividido por la desviación estándar del correspondiente índice del CPC. Los valores inferiores a 1 indican una variabilidad del pseudoíndice inferior a la del CPC.

dopatrones para el periodo de referencia donde existen datos observados. Sin embargo, no es fácil evaluar cuáles serán los mejores modelos simulando el clima del futuro, ya que no existen observaciones con las que poder comparar. Además, según Reichler and Kim (2008), los modelos que mejor simulan el clima del presente no necesariamente garantizan predicciones fiables en el futuro. Esto se debe a que, normalmente, los forzamientos de gases efecto invernadero incluidos en las simulaciones futuras se encuentran fuera del rango utilizado para validar los modelos en el periodo de referencia. Uno de los métodos más utilizados para evaluar el clima del futuro es mediante la construcción de multimodelos, que permiten disminuir los efectos de las simulaciones individuales y permiten tener más confianza en los resultados (Perez et al. 2014). Por todo ello, para evaluar los pseudopatrones en periodos diferentes al de referencia, vamos a utilizar los resultados obtenidos con el multimodelo.

Primero se evalúan las estructuras espaciales de la NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND para el periodo 1950-2000, obtenidas con el multimodelo en comparación con las del CPC (Figura 28). Las estructuras espaciales de estos pseudopatrones obtenidas con los modelos individuales se muestran en el Apéndice D. Aunque la similitud espacial entre los pseudopatrones del multimodelo y los patrones del CPC es bastante alta, con coeficientes de correlación superiores a 0.9 en todos los casos, al obtener la resta entre los pseudopatrones del multimodelo y los del CPC se encuentran diferencias significativas en ciertas regiones (Figura 28). En el caso de la NAO, las regiones más extensas donde aparecen diferencias significativas son la parte sur del centro subtropical, que es menos intensa en la simulación del multimodelo que en el CPC y la parte oeste del centro subpolar, que es más intensa en el multimodelo. En el caso del EA, regiones con diferencias negativas significativas se encuentran situadas sobre el centro de las anomalías negativas, que son más intensas en el multimodelo y se extienden hasta el centro de anomalías positivas situado en latitudes más al sur. Cuando analizamos el patrón EATL/WRUS, lo más llamativo es una intensificación de las anomalías sobre el centro de Europa occidental y un desplazamiento de la zona más intensa de las anomalías negativas situadas sobre Europa oriental. Finalmente, en el caso del patrón SCAND, el centro de anomalías negativas es más intenso y el centro de anomalías positivas más débil en la simulación del multimodelo que en el patrón del CPC. Además, en la simulación del multimodelo aparece un centro positivo en la región subtropical, que no está recogido por el CPC. Cabe señalar en este punto que, a pesar de las diferencias espaciales encontradas entre los patrones, sus valores son pequeños y, por lo tanto, hay un acuerdo bastante razonable entre los patrones espaciales simulados con el multimodelo y los definidos por el CPC.

Una vez evaluados los pseudopatrones en el periodo 1950-2000, éstos se emplean como referencia para estudiar la evolución de los pseudopatrones obtenidos con el multimodelo en periodos de 20 años, desde 1916 hasta 2095. Para ello se seleccionan los pseudoíndices



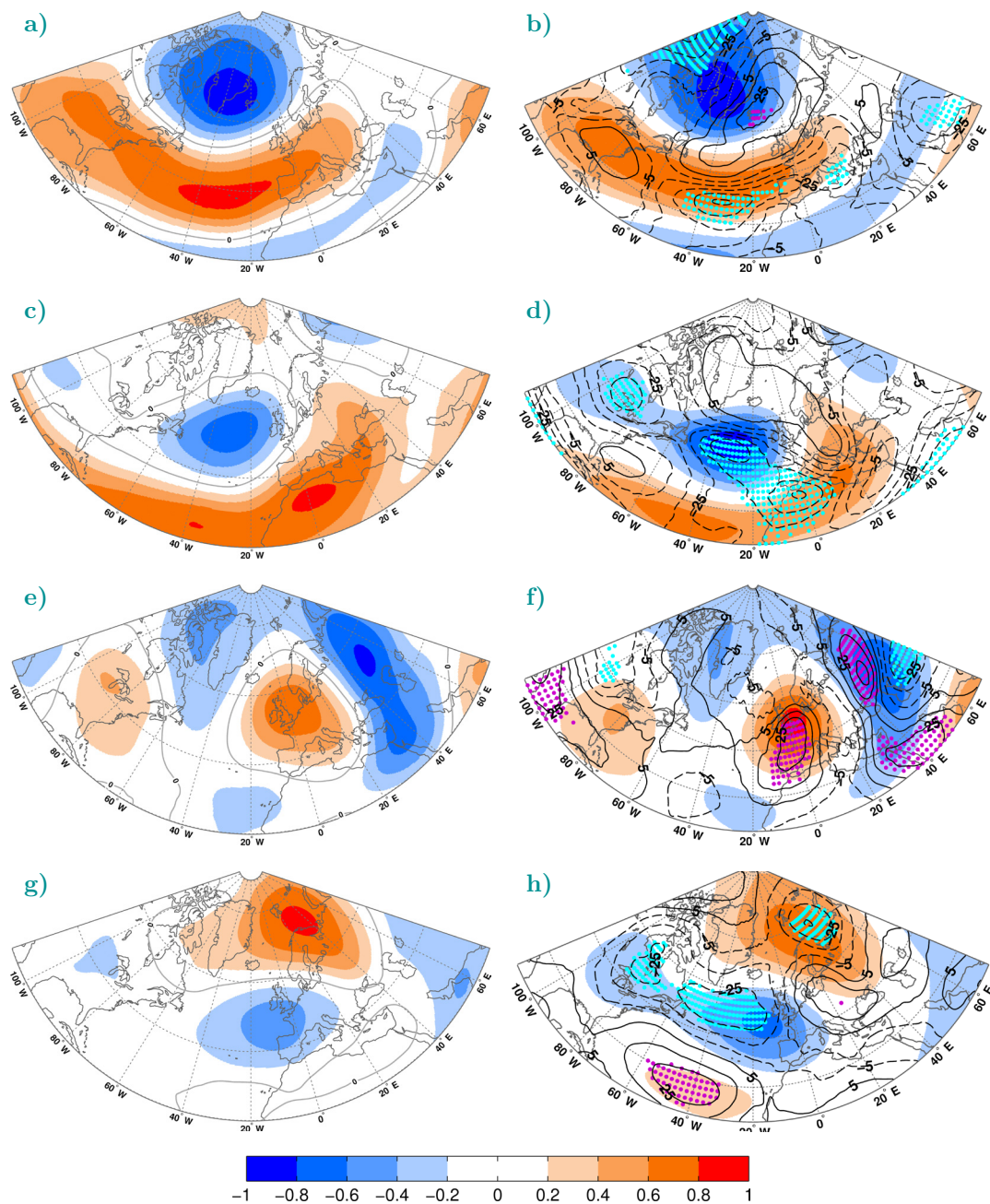


Figura 28: Estructuras espaciales de los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND (en filas, de arriba a abajo). En columnas, patrones del CPC (primera columna) y pseudopatronos del multimodelo (segunda columna), ambos para el periodo 1950-2000. Las líneas de contorno continuas (discontinuas), de la segunda columna, representan las diferencias positivas (negativas) entre los pseudopatronos y el CPC. Los valores de las líneas de contorno están multiplicados por 100 para simplificar su visualización y el intervalo de contorno es 10. Los puntos de color rosa (cian) indican regiones con diferencias, respecto al CPC, positivas (negativas) significativas con un nivel de confianza del 90%.

para los periodos elegidos y se correlacionan, en cada punto de malla, con las anomalías de  $Z_{500}$  en los mismos periodos de tiempo. Se obtienen los pseudopatrones para los periodos 1916-1935, 1936-1955, 1956-1975 y 1976-1995, que corresponden a la simulación 20C3M y para 2016-2035, 2036-2055, 2056-2075 y 2076-2095, dentro de la simulación de SRESA1B. De esta manera se evalúan los cambios de los pseudopatrones con respecto a la referencia en periodos de futuro y se ponen en perspectiva con los cambios sufridos durante los periodos históricos. Estos pseudopatrones se calculan para cada modelo por separado y, después, se aplica el promedio a todos los modelos, obteniéndose de esta manera, los pseudopatrones del multimodelo. En la Figura 29, están representadas las estructuras espaciales de la NAO, en la Figura 30 del EA, en la Figura 31 del EATL/WURS y en la Figura 32 del SCAND, todas ellas para su fase positiva, junto con las diferencias encontradas en cada uno de los patrones con respecto al periodo 1950-2000.

En el caso de la NAO (Figura 29), las diferencias significativas encontradas en los cuatro periodos correspondientes a la simulación 20C3M no siguen un patrón recurrente en el tiempo. Tan sólo en la región en torno al mar Caspio existen diferencias negativas significativas, que se mantienen a lo largo del tiempo en los cuatro pseudopatrones, e indican una intensificación de ese centro de anomalías negativas con respecto al centro existente en el periodo 1950-2000. Sin embargo, en la simulación SRESA1B, puede verse que, tanto la parte este del centro de anomalías positivas subtropical, como la parte este del centro de anomalías negativas subpolar, son más intensos que sus correspondientes para el periodo 1950-2000. Estos cambios comienzan en el periodo 2036-2055 (Figura 29f) y se mantienen hasta el 2076-2095 (Figura 29h). En particular, en el pseudopatrón del periodo 2076-2095 se encuentran unas diferencias con valores de 0.12-0.16 sobre regiones con valores de correlación de 0.8, lo que significa un aumento entre el 15% y el 20% en la correlación sobre la parte este de los centros de acción principales. Esta intensificación puede indicar un cambio en la amplitud local de este pseudopatrón en el futuro, resultado que es consistente con los hallazgos encontrados por Gillett y Fife (2013) para el modo anular de otoño e invierno con datos de CMIP5.

En el caso del EA (Figura 30), en el periodo histórico sólo existe una pequeña región, cercana al ecuador, en las que aparecen diferencias significativas positivas en los cuatro periodos. Estas diferencias nos indican que el multimodelo simula de forma más intensa el centro de anomalías positivas, en su zona más cercana al ecuador, en los periodos de 20 años que en el periodo 1950-2000. En los periodos de futuro, cabe destacar la intensificación que aparece en el centro de anomalías negativas a partir del periodo 2036-2055 (Figura 30f) que se mantiene y se incrementa llegando a su máximo en el periodo 2076-2095 (Figura 30h). Además, en este último periodo también se observa una intensificación del centro de anomalías positivo y la aparición de un pequeño centro de diferencias negativas, en la parte sureste del mapa, que ya aparecía en los dos periodos

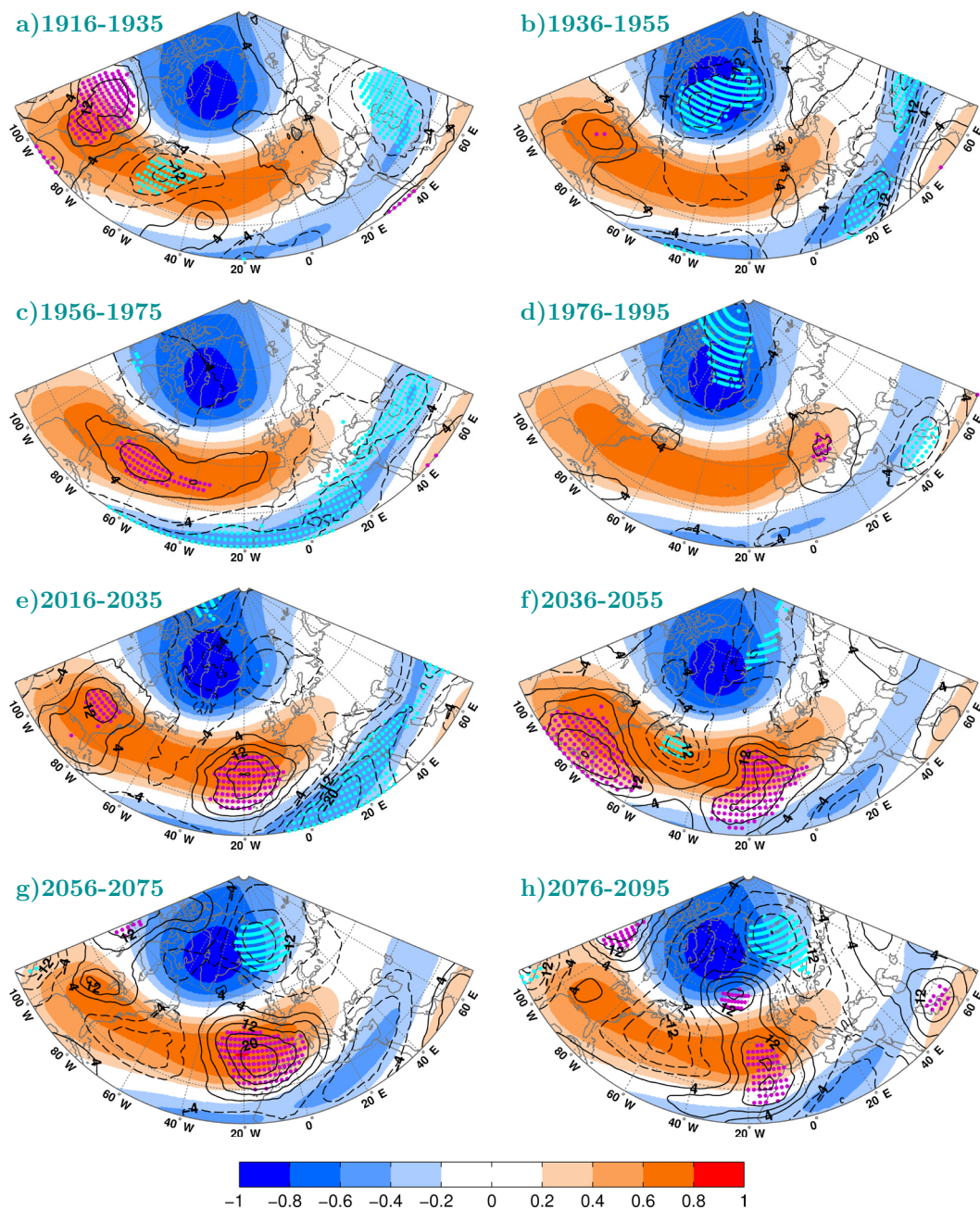


Figura 29: Estructuras espaciales de los pseudopatrones de la NAO obtenidos en periodos de 20 años con el multimodelo en las simulaciones 20C3M y SRESA1B. Para cada periodo, el pseudopatrón está representado mediante sombreado en tonos azules-naranjas. Las líneas de contorno continuas (discontinuas) representan las diferencias positivas (negativas) entre dicho pseudopatrón y el obtenido en el periodo de referencia 1950-2000 (Figura 28b). Los valores de las líneas de contorno aparecen multiplicados por 100 para simplificar su visualización y el intervalo de contorno es 4. Los puntos de color rosa (cian) muestran las regiones donde las diferencias positivas (negativas) son significativas con un nivel de confianza del 90%.

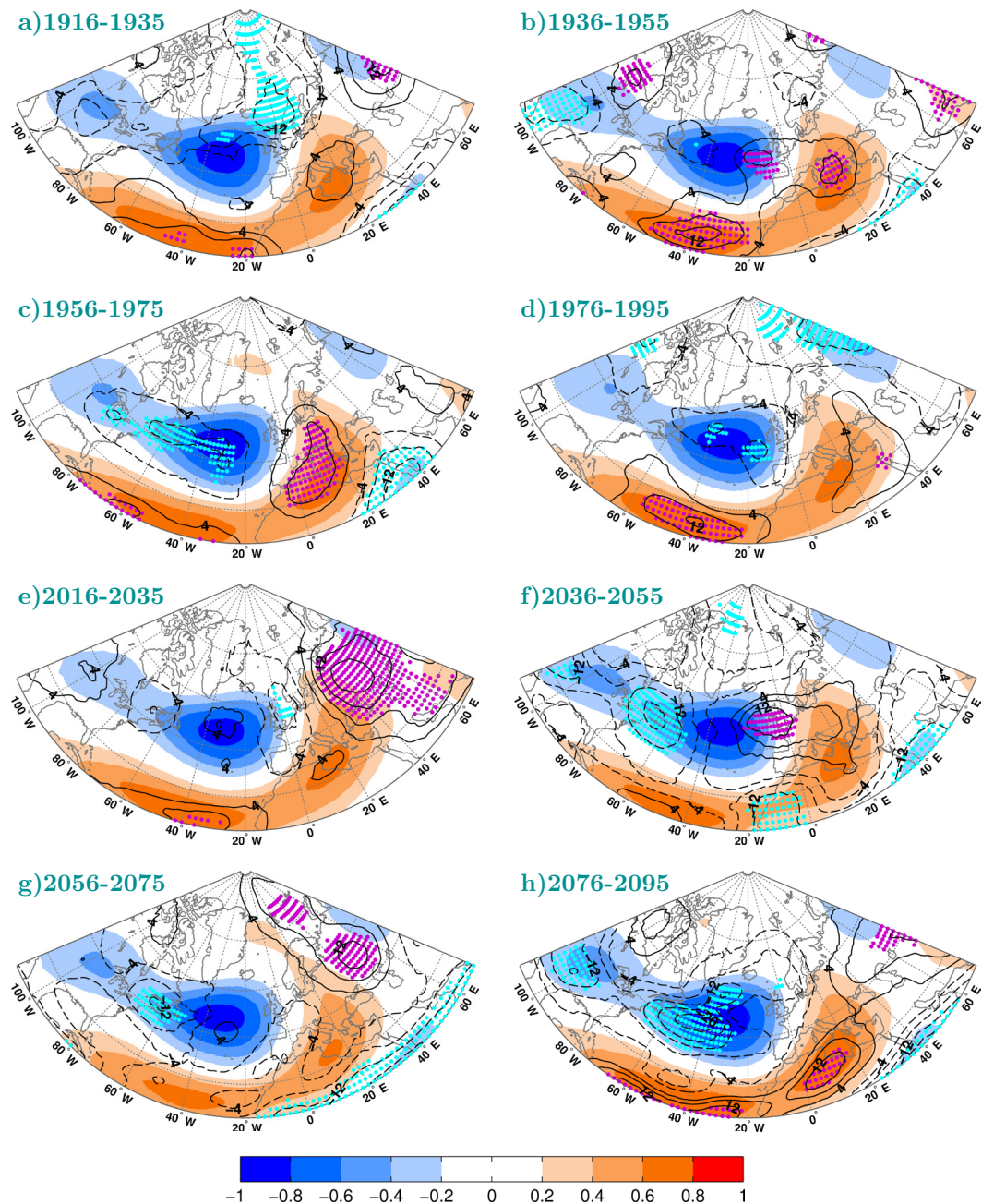


Figura 30: Como la Figura 29 pero para el pseudopatrón EA. En este caso, el pseudopatrón de referencia para calcular las diferencias puede verse en la Figura 28d.

anteriores. Este centro de diferencias negativas significativas también se puede observar en los periodos históricos, donde alcanza su extensión máxima en el periodo 1956-1975 (Figura 30c), por lo que no se puede atribuir a un cambio debido a la simulación más cálida. Sin embargo, los cambios en los dos principales centros de acción que se observan para el último periodo de futuro (Figura 30h), pueden estar relacionados con el calentamiento y relacionados con la NAO, debido a la influencia moduladora entre ambos patrones (Comas-Bru & McDermott 2013).

La evolución en el tiempo de la configuración espacial del pseudopatrón EATL/WRUS obtenido con el multimodelo se muestra en la Figura 31. El multimodelo representa este pseudopatrón para el periodo 1916-1935 (Figura 31a) con el centro de anomalías positivas más intenso que el obtenido para el periodo de referencia 1950-2000 y estas diferencias se van debilitando de forma que en el periodo 1976-1995 (Figura 31d) ya no se encuentran diferencias en dicha región. En la simulación SRESA1B, se observa que en todos los periodos el centro de acción positivo es más intenso que en el periodo de referencia y que estas diferencias se expanden con el tiempo hacia el Atlántico norte. Además, a partir del periodo 2036-2055 (Figura 31f) aparece un centro de diferencias significativas negativas, en la región del océano Atlántico occidental, que no se había observado en ningún periodo de la simulación 20C3M. En el periodo de futuro más lejano (Figura 31h) los diferencias en la amplitud del centro de anomalías positivas, en su parte oeste, tienen valores de 0.2 sobre regiones con valores de 0.4-0.2 de correlación, lo que significa un incremento del 50%-100% de los valores de correlación.

Los pseudopatrones SCAND (Figura 32) muestran diferencias significativas a lo largo de la simulación 20C3M, pero su posición varía según el periodo estudiado. Sin embargo, en la simulación SRESA1B, se puede observar una intensificación de más del 50% en la amplitud del centro de anomalías negativo, en la parte del Atlántico norte central, que alcanza su mayor extensión en el periodo 2076-2095 (Figura 32h). Además, se observan diferencias significativas positivas en las regiones subtropicales, con intensificación de las mismas en un 50%, lo que podría indicar un papel más activo de las anomalías tropicales a este pseudopatrón en escenarios futuros de clima.

En resumen, todos los pseudopatrones obtenidos con el multimodelo muestran cambios en sus configuraciones espaciales en los periodos de futuro. Este carácter no estacionario puede ser un reflejo de los cambios en la circulación media atmosférica encontrados por Barnes y Polovani (2013) bajo condiciones de aumento de gases efecto invernadero. Para localizar las zonas geográficas en las que los pseudopatrones mostrados anteriormente sufren un cambio mayor a lo largo del tiempo, se ha calculado su desviación estándar temporal a lo largo de los nueve periodos de 20 años desde 1906 hasta 1995. En la Figura 33 aparecen los mapas resultado de promediar los 9 pseudopatrones y encima,

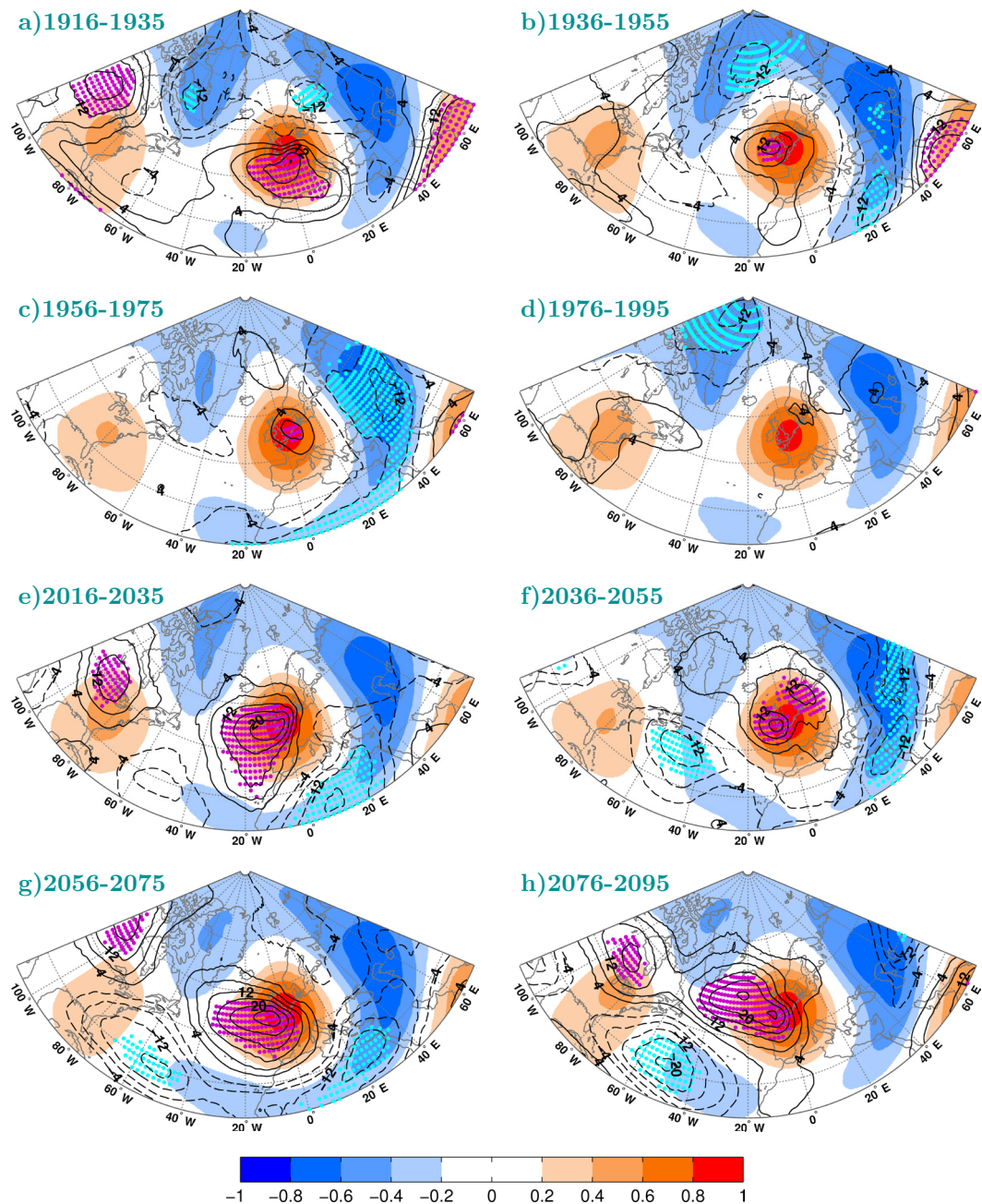


Figura 31: Como la Figura 29 pero para el pseudopatrón EATL/WRUS. En este caso, el pseudopatrón de referencia para calcular las diferencias puede verse en la Figura 28f.

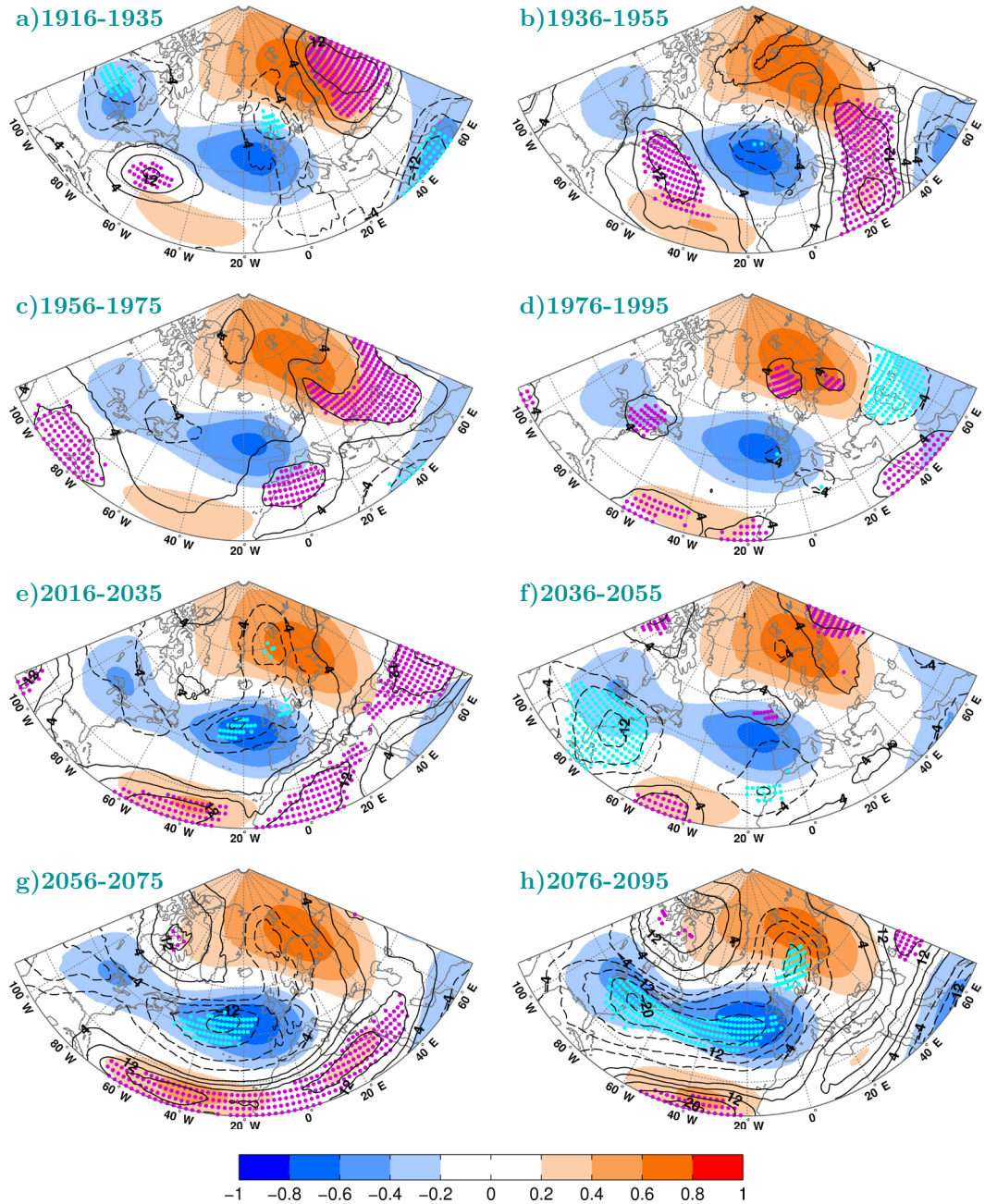


Figura 32: Como la Figura 29 pero para el pseudopatrón SCAND. En este caso, el pseudopatrón de referencia para calcular las diferencias puede verse en la Figura 28h.

los valores de su desviación estándar. Esta figura nos indica que las regiones, donde la desviación estándar es máxima, están situadas en torno a los centros de acción de los pseudopatrones y no sobre ellos. Una posible interpretación de estos resultados es que los centros de acción de los patrones de teleconexión definidos por el CPC en la actualidad, pueden tender a propagarse hacia otras regiones en escenarios de clima futuros. Los patrones que muestran mayores áreas rayadas son el EATL/WRUS y el SCAND, indicando su mayor inestabilidad, lo cual es lógico ya que representan una varianza del campo  $Z_{500}$  menor.

### 5.4. Justificación de tendencias de los pseudoíndices

Dado el interés en caracterizar las tendencias de la circulación atmosférica y de sus modos de variación, en esta sección se presenta un análisis comparativo de las tendencias obtenidas para los pseudoíndices con las tendencias de las anomalías del campo de

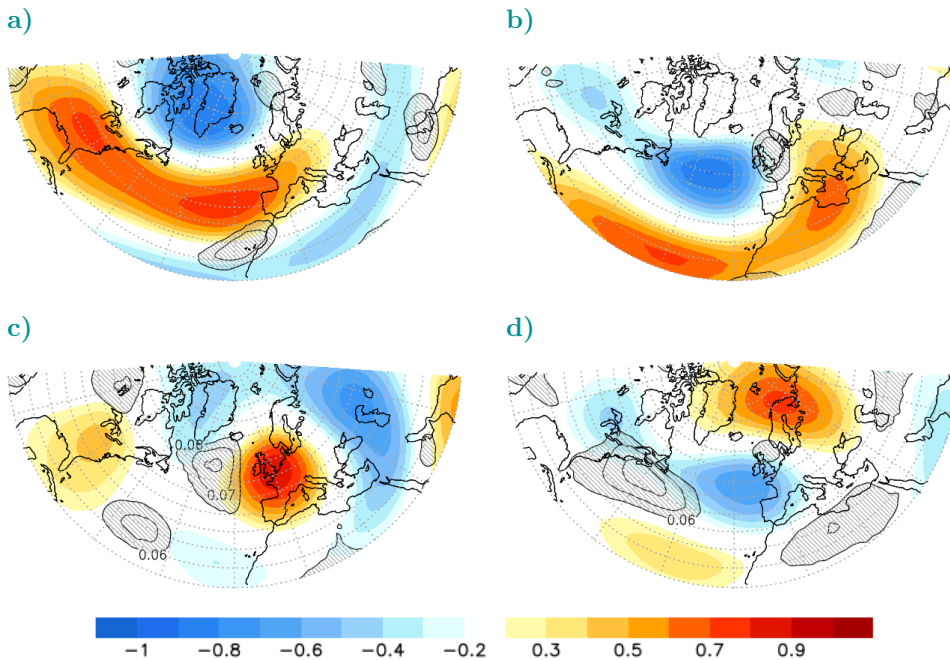


Figura 33: Configuraciones espaciales del promedio (sombreado en tonos naranja-azul) y valores de desviación estándar temporal (líneas de contorno y rayado gris) de los pseudopatrones obtenidos para los 9 periodos de 20 años desde 1916 hasta 2095. El intervalo de contorno es 0.01 y las líneas de contorno de valores inferiores a 0.06 no se muestran.



geopotencial ( $Z_{500}$ ). El principal objetivo de esta comparación es justificar los resultados previos y demostrar que la metodología PLS es válida para extraer modos de variación del campo de circulación.

En primer lugar, se han obtenido valores de la tendencia lineal, en cada punto de malla, de las anomalías normalizadas de  $Z_{500}$  de cada modelo individual perteneciente a CMIP3. Este análisis de tendencia se realiza para dos periodos por separado: 1901-1999 (simulación 20C3M) y 2000-2098 (simulación SRESA1B), del que se obtienen 23 mapas de tendencias para cada uno de los dos periodos. Después se realiza un promedio de los 23 mapas de tendencia en cada periodo y se obtienen dos patrones de tendencia lineal del multimodelo, que se representan en la Figura 34b y Figura 34c. También se calcula el mapa de tendencia lineal de las anomalías normalizadas de  $Z_{500}$  obtenidas con los datos 20CR (Figura 34a). En el mapa de tendencia lineal de  $Z_{500}$  obtenido para 20CR se observan valores negativos y positivos alternos a lo largo de todo el área euro-atlántica, si bien se pueden observar un centro de tendencias positivas en la región mediterránea

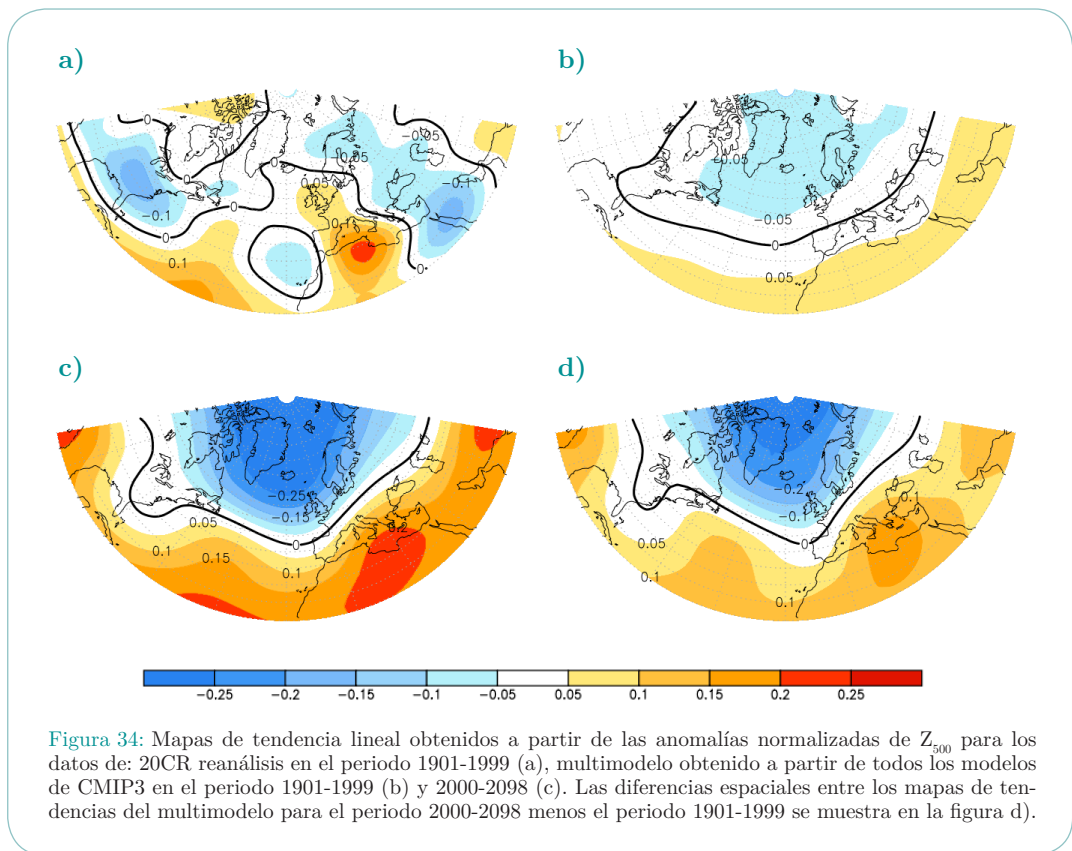


Figura 34: Mapas de tendencia lineal obtenidos a partir de las anomalías normalizadas de  $Z_{500}$  para los datos de: 20CR reanálisis en el periodo 1901-1999 (a), multimodelo obtenido a partir de todos los modelos de CMIP3 en el periodo 1901-1999 (b) y 2000-2098 (c). Las diferencias espaciales entre los mapas de tendencias del multimodelo para el periodo 2000-2098 menos el periodo 1901-1999 se muestra en la figura d).

y dos centros de tendencias negativas sobre la región del mar Rojo y sobre la costa este de los EEUU. Sin embargo, se puede decir que existe un predominio de los valores de tendencias positivas en las regiones del sur y de tendencias negativas en las zonas del norte. Este comportamiento nos indica que el  $Z_{500}$  tiende a aumentar en las zonas tropicales y a disminuir en las zonas subpolares, lo que está de acuerdo con una configuración tipo NAO positiva. En el caso del mapa de tendencia del multimodelo se observa una configuración de tendencia similar al 20CR, en la que se aprecia una región de tendencias positivas más marcadas en la zona del mar Mediterráneo y otra en la zona central del océano Atlántico subtropical, mientras que las tendencias negativas se centran en torno a la región de Groenlandia. Este mapa de tendencias es más débil en el periodo 1901-1999 que en el periodo 2000-2098. La Figura 34d muestra las diferencias obtenidas entre los mapas de tendencias del multimodelo de los periodos 2000-2098 menos 1901-1999. Estos tres mapas obtenidos para el multimodelo tienen una configuración que es consistente con la tendencia de los pseudoíndices NAO y el SCAND obtenidos mediante PLS con el multimodelo (Figura 25).

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos sobre la inestabilidad de los patrones de teleconexión, cabe esperar que la tendencia de las anomalías de  $Z_{500}$  no sea estacionaria a lo largo del tiempo. Por este motivo, se evalúan las tendencias de las anomalías de  $Z_{500}$  del multimodelo para periodos de 30 años y se comparan con las tendencias de los pseudoíndices para los mismos periodos. Para ello, se calcula la tendencia lineal móvil de las anomalías de  $Z_{500}$  para el periodo 1901-2098, en cada punto de malla de cada modelo individual, con una ventana temporal de 30 años centrada en el último año del periodo. Así, la primera tendencia se calcula para el periodo 1901-1930, asignando el valor de esta tendencia al año 1930; la segunda para el periodo 1902-1931, asignado el valor al año 1931, y así sucesivamente hasta el periodo 2069-2098, que se le asigna el valor al año 2098. Una vez calculadas las tendencias móviles de los modelos individuales, se promedian los resultados de todos los modelos para obtener las tendencias móviles del multimodelo. Para visualizar la evolución temporal de dichas tendencias, se promedian los valores de tendencia en su eje longitudinal desde 50°W a 20°E y se representan en un diagrama de Hovmöller de tiempo frente a latitud (Figura 35a). Además se calculan las tendencias móviles, para los periodos definidos anteriormente, de los pseudoíndices NAO y SCAND para el multimodelo. Estas tendencias móviles de los pseudoíndices se representan mediante una línea negra sobre la evolución de los correspondientes pseudoíndices, con colores rojo y azul según sea positiva o negativa la fase, en la Figura 35b y Figura 35c.

La Figura 35a muestra la existencia de un dipolo de valores de tendencias negativas y positivas, situado entre altas y bajas latitudes, cuya diferencia entre ambos polos es más elevada durante el periodo 2000-2098. Este resultado coincide con las tendencias

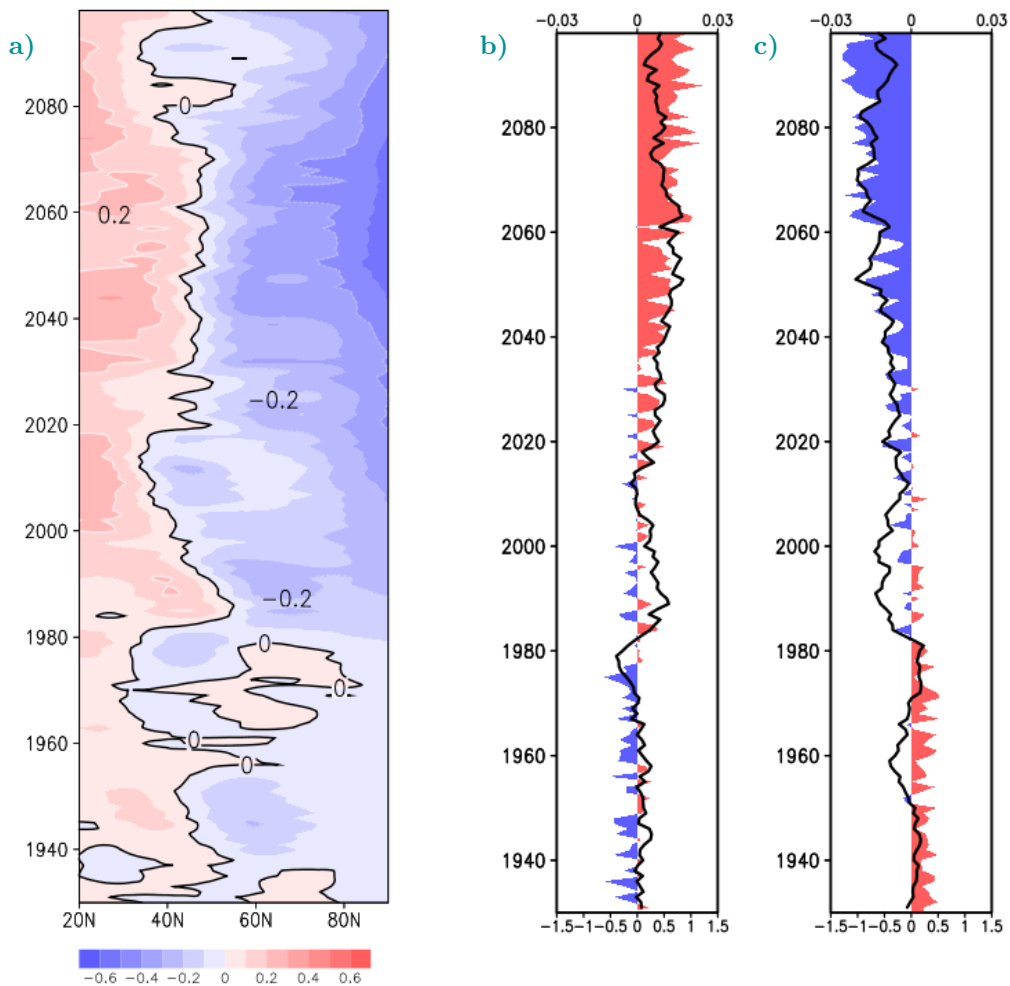


Figura 35: a) Diagrama de Hovmöller con la evolución, en el tiempo y en latitud, del promedio de las tendencias lineales móviles de las anomalías de  $Z_{500}$  obtenido con el multimodelo, con una ventana temporal de 30 años durante el periodo 1901-2098. b) Evolución temporal del pseudoíndice NAO obtenido con el multimodelo para el periodo 1901-2098 (en colores rojo y azul y referido al eje inferior) y su tendencia lineal móvil con una ventana temporal de 30 años (línea negra y referido al eje superior). c) Igual que la figura b) pero para el pseudoíndice SCAND.







de los pseudoíndices NAO y SCAND representadas en la Figura 35b y en la Figura 35c, respectivamente. Además, es posible ver en la Figura 35a como las amplitudes de las tendencias móviles van incrementándose en los últimos periodos. Otro de los aspectos a destacar de esta figura es la evolución temporal que sigue la línea de contorno cero, entre los valores positivos y negativos de tendencia, que presenta una oscilación casi multidecadal. Sin embargo, esta oscilación desaparece después del año 2020, a partir del cual los valores de tendencias positivas se extienden hasta latitudes más al norte, de acuerdo con la fase positiva de la NAO mostrada, en ese mismo periodo, en la Figura 35b. Estas figuras muestran la consistencia entre la evolución del campo de geopotencial y de los pseudoíndices. Para mostrar este acuerdo, podemos fijarnos, por ejemplo, en el periodo 1980-2000, donde los valores de la tendencia móvil de la NAO (SCAND) son positivos (negativos) en concordancia con lo que ocurre en el mismo periodo para los cambios latitudinales de la tendencia móvil de  $Z_{500}$ . De esta manera, la NAO captura la tendencia positiva encontrada en la zona subtropical de las anomalías de  $Z_{500}$ , y el SCAND captura la tendencia negativa de la zona subpolar.


## 5.5. Resumen

Los resultados más relevantes de este capítulo se resumen a continuación:

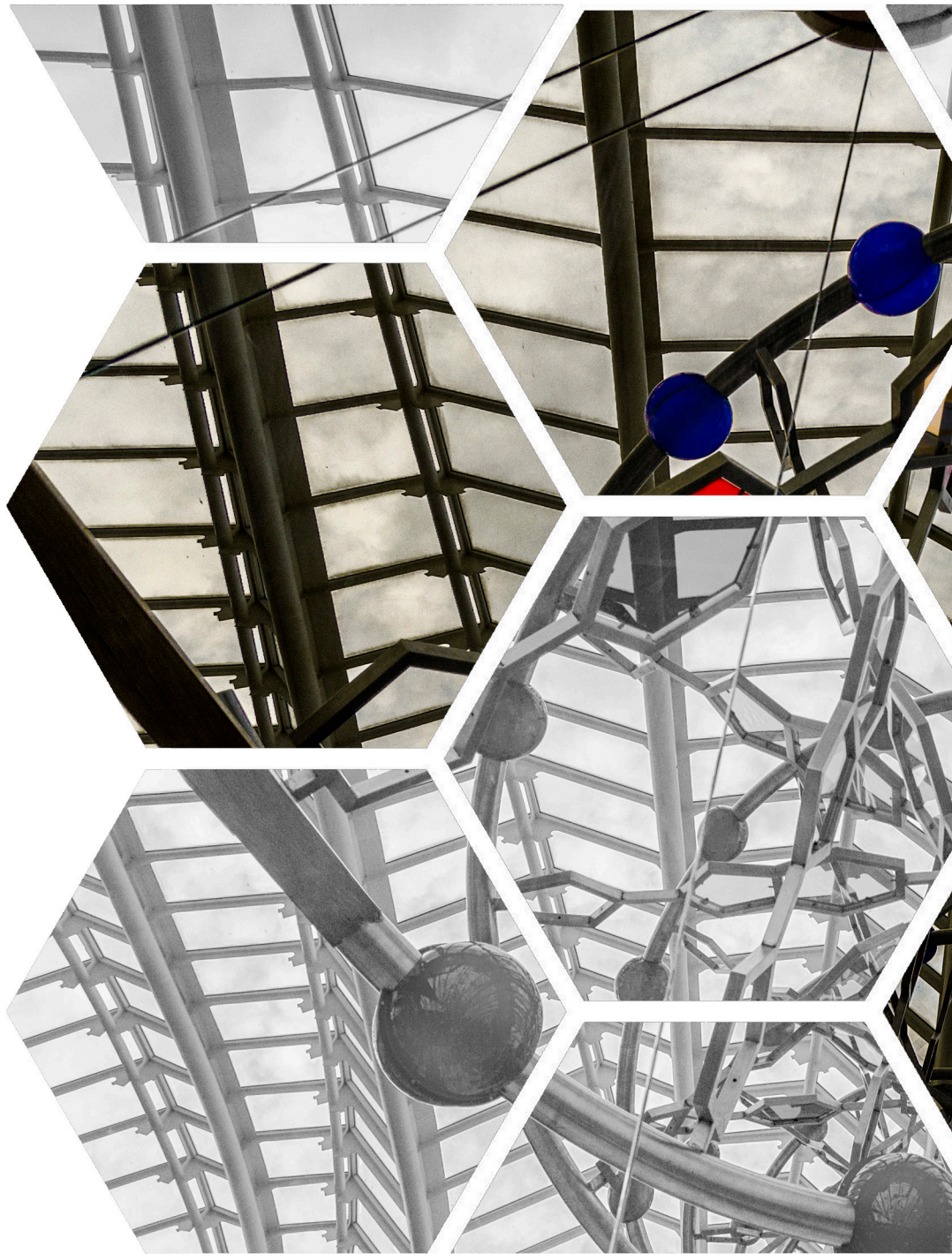
- Se ha demostrado la utilidad de la regresión PLS para obtener los pseudoíndices y pseudopatrones de teleconexión con los datos de los modelos individuales pertenecientes al proyecto CMIP3. Además, se muestra que 4 componentes es el número adecuado para realizar dicha regresión y obtener las teleconexiones para el periodo 1901-2098. Los resultados obtenidos con este método nos permiten evaluar las teleconexiones, definidas en la actualidad para la región euro-atlántica, en distintos periodos de tiempo, tanto pasados como futuros; aspectos poco estudiados en la bibliografía con modelos GCM y para teleconexiones distintas de la NAO.
- La mayoría de los modelos individuales pertenecientes a CMIP3 simulan los pseudoíndices de teleconexión NAO y SCAND con tendencias significativas en la simulación SRESA1B, por el contrario, la tendencia es no significativa en la simulación 20C3M y en los pseudoíndices EA y EATL/WRUS en las dos simulaciones.
- Todos los pseudoíndices obtenidos con el multimodelo muestran tendencias significativas en la simulación SRESA1B, pero sólo la NAO y el SCAND la muestran

también para la mayoría de los modelos individuales. Las tendencias simuladas por estos pseudoíndices tienen valores de 0.94 (NAO) y -1.27 (SCAND) para el periodo 2000-2098.

-  La variabilidad de los pseudoíndices del multimodelo es más pequeña que la del reanálisis 20CR debido al efecto de la combinación de los modelos. Sin embargo, la variabilidad de los pseudoíndices de los modelos individuales es comparable a la del reanálisis, como lo verifican el rango de variación de los máximos y mínimos y los diagramas de Cajas.
-  El análisis de la distribución de datos de los pseudoíndices se representa mediante los diagramas de Cajas. Los resultados muestran que la distribución estadística de la NAO, EA y EATL/WRUS en la simulación SRESA1B sufre un desplazamiento hacia valores más positivos con respecto a la encontrada para la simulación 20C3M. En el caso del SCAND, el desplazamiento es hacia sus valores más negativos.
-  La consistencia entre las tendencias obtenidas con los modelos individuales y el multimodelo se determina mediante los valores del SNR, que indican la contribución relativa de la variabilidad común o forzada con respecto a la dispersión de la no forzada. Los resultados muestran valores superiores a 1 para la NAO y el SCAND en la simulación SRESA1B, confirmando los valores de tendencia previamente obtenidos.
-  Los modelos que mejor simulan los patrones de teleconexión definidos por el CPC varían en función del patrón estudiado. Sin embargo, el ranking obtenido con los diagramas de Taylor para el periodo 1950-2000, indica que los dos mejores modelos simulando cada patrón son: UKMO-HadGEM1 y CGCM3.1(T63) en el caso de la NAO, GFDL\_CM2.0 y MIROC3.2(medres) en el caso del EA, UKMO-HadGEM1 y INGV-SXG para el EATL/WRUS, y finalmente, GISS-ER y CGCM3.1(T63) para el SCAND.
-  El estudio de los pseudopatrones de teleconexión obtenidos con el multimodelo en distintos periodos de tiempo revela cambios en las estructuras espaciales. Los cambios más acusados entre los periodos de futuro y el periodo 1950-2000 se detallan a continuación:
  -  El centro subtropical de la NAO se refuerza, encontrándose dicho reforzamiento en la parte oriental del mismo en todos los periodos de futuro. A partir de la segunda mitad del siglo XXI se encuentra una intensificación de la parte oriental del centro subpolar.

- ❑ En el caso del EA se observa una intensificación del centro negativo sobre el Atlántico occidental desde el periodo 2036-2055 hasta el periodo 2076-2095. Es en este último periodo cuando la intensificación es máxima, apareciendo también un reforzamiento del otro centro de acción.
  - ❑ En relación al EATL/WRUS, el centro del este del Atlántico y Europa occidental se intensifica en todos los periodos de futuro. Este reforzamiento se localiza en torno a las islas Británicas en la primera mitad del siglo XXI y se extiende hacia el océano Atlántico en la segunda mitad del siglo. A partir del periodo 2036-2055 se observa un centro de diferencias negativas al oeste del Atlántico subtropical.
  - ❑ Respecto al patrón SCAND, su centro sobre el Atlántico se refuerza, alcanzando su valor máximo en el último periodo de futuro. Además se observan diferencias positivas significativas en la parte subtropical de la región de estudio durante todo el siglo XXI, aunque su amplitud varía en función del periodo considerado.
-  Se justifican las tendencias de los pseudoíndices y los cambios de los patrones en el marco del análisis de la tendencia del geopotencial.









## Capítulo 6

Evaluación y proyección de teleconexiones con modelos CMIP5. Comparación de resultados con CMIP3



Una vez aplicada la regresión PLS a los datos de CMIP3, se utilizará la misma metodología para evaluar los índices y patrones de teleconexión, definidos por el CPC, en la base de datos de los modelos de estado del arte CMIP5, lo que permitirá obtener resultados novedosos en varios aspectos. Por un lado, la obtención de las teleconexiones dominantes en la región euro-atlántica, en escenarios de clima presente y futuro, con los modelos utilizados para la elaboración del AR5 del IPCC (IPCC 2013), aspecto tan sólo estudiado para la NAO (Gillett & Fyfe 2013). Por otro lado, la utilización de la misma metodología para evaluar las teleconexiones con datos de modelos pertenecientes a dos fases diferentes de CMIP, facilitará señalar aquellos aspectos de mejora o cambio entre las distintas fases de los modelos. Además, el número de modelos disponibles en CMIP5 es mucho mayor que en CMIP3, permitiendo un análisis de los datos más robusto.

La estructura de este capítulo se detalla a continuación. En la sección 6.1 se explicará, de manera resumida, los pasos seguidos en la aplicación de la regresión PLS a los datos de CMIP5. En la sección 6.2 se detallarán los resultados obtenidos de la regresión PLS, mostrando los pseudoíndices obtenidos con el multimodelo y analizando sus tendencias, que se compararán con las obtenidas con los modelos individuales. Después, se estudiarán los pseudopatrones, identificando los modelos que mejor simulan cada uno de ellos y mostrando la evolución temporal de los mismos obtenida con el multimodelo. Una vez detallados todos los aspectos en torno a los datos CMIP5, en la sección 1.3 se compararán los resultados obtenidos con los modelos CMIP3 y CMIP5, resaltando aquellos aspectos de diferencia. Finalmente, en la sección 1.4 se expondrán los aspectos más relevantes obtenidos a lo largo de todo el capítulo.

## 6.1. Obtención de las teleconexiones mediante la regresión PLS.

La metodología y los resultados que se muestran en este capítulo son el fruto del análisis de 36 modelos pertenecientes a CMIP5 y 74 realizaciones individuales. Los datos a los cuales se le ha aplicado la regresión PLS provienen de los siguientes modelos: ACCESS1.0 (1), ACCESS1.3 (1), BCC-CSM1.1 (1), BCC-CSM1.1\_m (1), BNU-ESM (1), CanESM2 (5), CCSM4 (6), CESM1\_BGC (1), CESM1\_CAM5 (3), CMCC-CM (1), CMCC-CMS (1), CNRM-CM5 (5), CSIRO-Mk3.6.0 (10), FGOALS-g2 (1), FGOALS-s2 (3), FIO-ESM (3), GFDL-CM3 (1), GFDL-ESM2G (1), GFDL-ESM2M (1), GISS-E2-H (1), GISS-E2-R (1), HadGEM2-AO (1), HadGEM2-CC (1), HadGEM2-ES (4), INM-CM4 (1), IPSL-CM5A-LR (4), IPSL-CM5A-MR (1), IPSL-CM5B-LR (1), MIROC5 (3), MIROC-ESM (1), MIROC-ESM-CHEM (1), MPI-ESM-LR (3), MPI-ESM-MR (1),

MRI-CGCM3 (1), NorESM1-M (1) y NorESM1-ME (1), donde se muestra el número de realizaciones utilizada para cada modelo entre paréntesis junto al nombre. Más información acerca de estos modelos puede consultarse en el Capítulo 3.

Para este estudio, se utilizan las anomalías de invierno de  $Z_{500}$  para el periodo 1901-2098 (Historical+RCP8.5 concatenadas) de cada uno de los modelos y realizaciones citados anteriormente. La regresión PLS se aplica de forma que las variables dependientes (Y) son los cuatro patrones de teleconexión NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND, definidos por el CPC para la estación de invierno, en el periodo 1950-2000; las variables independientes (X) son las anomalías de  $Z_{500}$  de cada modelo de CMIP5 y realización, de forma individual, obtenidas para la estación de invierno y el periodo 1901-2098. Como se puede apreciar, la manera de aplicar la regresión PLS es la misma que se utilizó en el caso de los modelos pertenecientes a CMIP3. De la misma manera, esta regresión PLS utiliza sólo 4 componentes para la obtención de las predicciones. Los coeficientes, obtenidos de la regresión para todo el periodo 1901-2098, se normalizan de forma que su media es cero y su desviación estándar uno en el periodo 1981-2010. Al igual que ocurría para las otras bases de datos, una vez obtenidos los pseudoíndices con los datos de CMIP5 en el periodo 1901-2098, se calculan los mapas de teleconexión asociados a ellos. Para ello, se seleccionan los pseudoíndices de los subperiodos de tiempo a estudiar y se correlacionan, en cada punto de malla, con las anomalías de  $Z_{500}$  en los mismos periodos.

Con el procedimiento explicado más arriba se obtienen, por tanto, los pseudoíndices y pseudopatrones de las realizaciones individuales de cada modelo. Ya que el número de realizaciones disponibles de cada modelo es diferente (varían entre 1 y 10), para obtener el comportamiento de cada modelo individual se utiliza el ensemble. Se consideran resultados de dicho ensemble los obtenidos al promediar los pseudoíndices y pseudopatrones de todas las realizaciones individuales. Así, en los modelos para los que sólo tenemos una realización, el valor resultante del ensemble corresponderá con el valor de la realización disponible. Por el contrario, en los modelos con más de una realización, el ensemble será el valor promedio de los resultados obtenidos para cada realización por separado. De esta manera conseguimos un único valor ensemble por modelo, lo que nos permite hacer un estudio de las tendencias de los pseudoíndices y de los pseudopatrones de manera individual. Además, para poder obtener la conducta común a todos los modelos, se realiza un multimodelo como promedio de los resultados de todos los modelos individuales, o lo que es lo mismo, se promedian los resultados obtenidos de los ensembles.

## 6.2. Resultados de la regresión PLS y discusión

El análisis de los resultados de la regresión PLS se centra en varios aspectos. Por un lado, se analizan los pseudoíndices en términos de sus tendencias lineales, tanto de los obtenidos para cada modelo de forma individual como los del multimodelo. Aunque los pseudoíndices obtenidos con la regresión PLS cubren todo el periodo 1901-2098, para su representación y análisis se utilizan dos periodos de 99 años: 1901-1999 y 2000-2098, lo que permite comparar los resultados de un periodo histórico y otro futuro. Por otro lado, se analizan los pseudopatrones de cada modelo individual en el periodo 1950-2000 mediante su comparación con los patrones del CPC, revelando cuáles son los modelos de CMIP5 que mejor simulan dichos patrones. Además, se analiza la conducta de los pseudopatrones del multimodelo, tanto en el periodo de referencia como a lo largo del tiempo en periodos de 20 años.

### 6.2.1. Pseudoíndices

Los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND obtenidos de la regresión PLS para el periodo 1901-2098 y promediados para formar el multimodelo, junto con sus tendencias lineales, se muestran en la Figura 36. Ya que al realizar el multimodelo se reduce la amplitud de los pseudoíndices y no son comparables con los del reanálisis, se muestra el rango de variación (valores máximos y mínimos anuales) de dichos pseudoíndices a lo largo de los modelos individuales. Se observa que los pseudoíndices del 20CR están comprendidos casi en su totalidad (líneas grises, Figura 36) dentro de dicho rango de variación. Este hecho indica que la variabilidad de los pseudoíndices del 20CR es comparable a la de los modelos CMIP5 individuales. En cuanto a la conducta de los pseudoíndices del multimodelo, se analizan sus tendencias lineales en ambos periodos de estudio y se comparan con la obtenida para el reanálisis 20CR. Los valores de las tendencias, tanto del 20CR como del multimodelo, han sido calculados mediante el estimador de la pendiente de Sen (SEN). Estos valores, junto con los del test de Mann-Kendall (Z) para estudiar la significatividad de la tendencia, se muestran en la Tabla 10.

Durante el periodo 1901-1999, sólo los pseudoíndices NAO y EA tienen una tendencia significativa, sin embargo, su valor para los 99 años es pequeño, inferior a 0.2 y por tanto la tendencia es prácticamente nula en el periodo histórico. En este aspecto, se podría decir que este resultado está de acuerdo con lo obtenido para el reanálisis en este mismo periodo, ya que los valores de las tendencias obtenidas con 20CR no son significativas en ningún caso. Respecto al comportamiento de las tendencias en el periodo 2000-2098, se observa como todos los pseudoíndices tienen tendencias significativas, aunque los valores más altos de Z se encuentran para la NAO y el SCAND que, a su vez, son los que

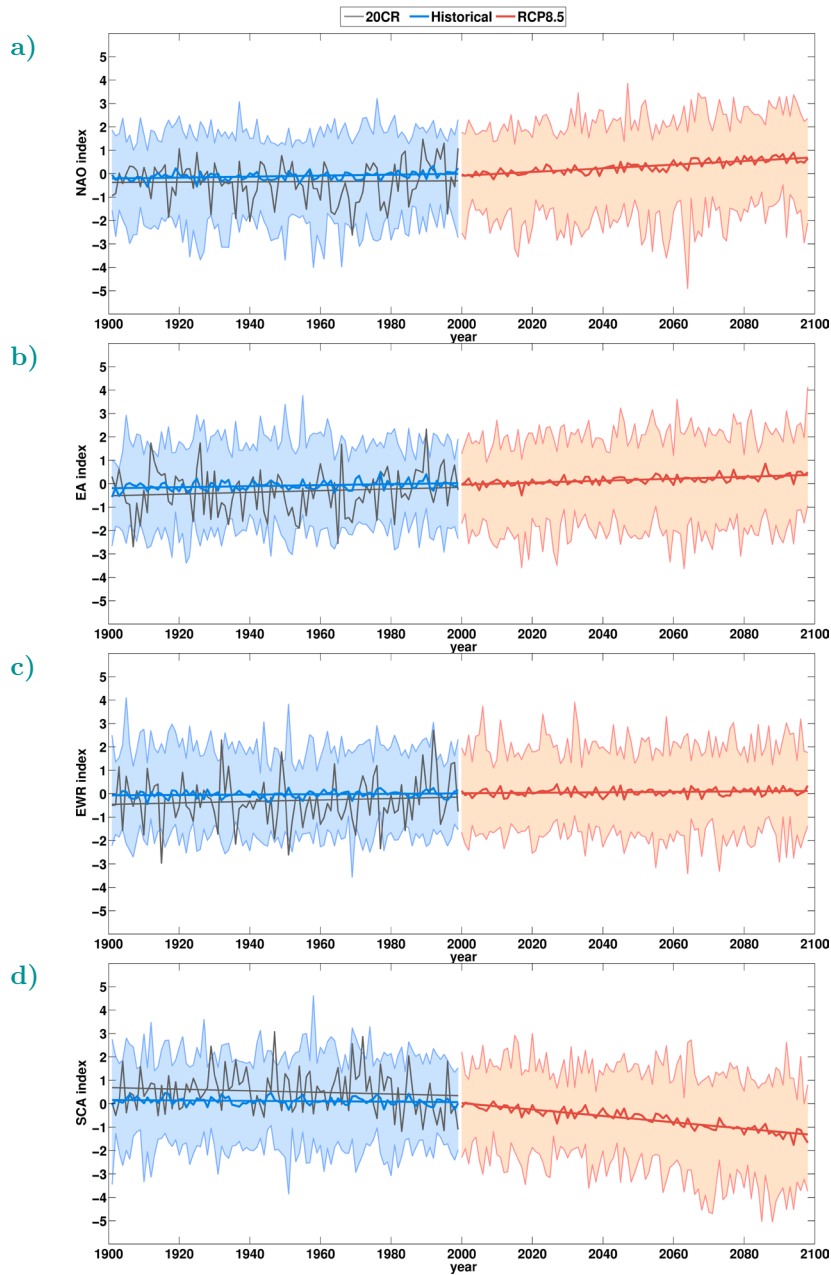


Figura 36: Pseudoíndices NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d) y sus tendencias asociadas, obtenidos con el multimodelo de CMIP5, para los periodos 1901-1999 (líneas gruesas azules) y 2000-2098 (líneas gruesas rojas). Las líneas grises representan los pseudoíndices de teleconexión y sus tendencias asociadas, obtenidos con el reanálisis 20CR, en el periodo 1901-1999. Los valores máximos y mínimos, para cada año, de los pseudoíndices obtenidos con los modelos CMIP5 individuales, se muestran mediante los sombreados y líneas delgadas azules y rojas.

Patrón	20CR(1901-1999)		Historical(1901-1999)		RCP8.5(2000-2098)	
	Z	SEN	Z	SEN	Z	SEN
NAO	0.08	-0.05±0.11	<b>3.08</b>	<b>0.19±0.01</b>	<b>9.27</b>	<b>0.78±0.02</b>
EA	1.05	0.35±0.09	<b>2.76</b>	<b>0.18±0.02</b>	<b>7.62</b>	<b>0.39±0.02</b>
EATL/WRUS	0.17	0.10±0.11	1.22	0.08±0.02	<b>2.26</b>	<b>0.11±0.02</b>
SCAND	-0.78	-0.25±0.10	-1.54	-0.09±0.02	<b>-10.90</b>	<b>-1.37±0.02</b>

Tabla 10: Valores obtenidos del test de Mann-Kendall (Z) y el estimador de la pendiente de Sen (SEN) aplicados a los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND. Estos valores se han calculado para los pseudoíndices obtenidos a través de PLS con datos de reanálisis (20CR) y del multimodelo CMIP5 para las simulaciones Historical y RCP8.5. Con letra negra se señalan aquellas tendencias que son significativas ( $Z > 1.96$ ).

tienen valores de tendencia más elevados. Consistente con los resultados obtenidos para CMIP3, el multimodelo CMIP5 simula un incremento progresivo en la NAO, cuyo valor, en los 99 años de la simulación RCP8.5, es de 0.78. Este resultado está de acuerdo con Gillett y Fyfe (2013) quienes encuentran una tendencia positiva para la NAO y el modo Anular del Norte (NAM<sup>1</sup>) durante el invierno, con la variable de presión en superficie y el promedio de los modelos pertenecientes a CMIP5. Los hallazgos de estos autores reafirman los resultados de una tendencia positiva de la NAO, bajo escenarios de aumento de gases efecto invernadero, obtenidos previamente con datos pertenecientes a CMIP3 y a CMIP2 (Kuzmina et al. 2005, Miller et al. 2006, Stephenson et al. 2006). En el caso del pseudoíndice EA, la tendencia simulada por el multimodelo en el periodo 2000-2098 es inferior a la de la NAO, pero no despreciable. La tendencia simulada para el EATL/WRUS es bastante pequeña y podríamos decir que casi despreciable. En el caso del SCAND, el multimodelo simula una tendencia negativa bastante acusada, con valor de -1.37 en 99 años. Este valor de la tendencia es mayor que el obtenido para la NAO y de signo contrario, lo que está de acuerdo con la conducta obtenida para el índice SCAND por Lorenzo et al. (2008) en relación a regímenes de tiempo de tipo anticiclónico. Los resultados obtenidos con datos de CMIP5 para las tendencias del EA y SCAND son, en base a nuestro conocimiento, novedosos y no han sido estudiados en previos artículos.

Para hacer un análisis completo de las tendencias de los pseudoíndices obtenidos con los modelos CMIP5, es necesario analizar las tendencias simuladas por los modelos individuales. Esto aportará información acerca de la coherencia entre los distintos modelos y de la fiabilidad de los resultados obtenidos por el multimodelo. Así, si una gran parte de los modelos individuales simulan tendencias en concordancia con el multimodelo, entonces la fiabilidad del multimodelo será mayor que si, por el contrario, una mayoría

1. Acrónimo del término inglés Northern Annular Mode.

de los modelos no reproducen tendencias o lo hacen con signo opuesto. En este último caso, el resultado del multimodelo puede estar sesgado por el comportamiento de uno o unos pocos modelos que simulen tendencias muy diferentes a las de la mayoría.

El comportamiento de los pseudoíndices obtenidos con cada modelo individual se obtiene mediante el cálculo del valor de su tendencia asociada y la significación, de la misma manera explicada más arriba. Así, el estimador de la pendiente de Sen y el test de Mann-Kendall se aplican a los pseudoíndices obtenidos con el ensemble para cada modelo individual. Aunque el número de realizaciones de cada modelo es diferente, en este análisis se estudia la variabilidad de baja frecuencia por medio de la tendencia por lo que, cuanto mayor sea el número de realizaciones de un modelo, menor será el ruido asociado al pseudoíndice del ensemble y mayor confianza tendremos de la tendencia asociada a dicho modelo. La Figura 37 muestra los valores de Z y SEN para los periodos 1901-1999 y 2000-2098, para cada uno de los índices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND obtenidos con los datos del reanálisis 20CR, de los modelos individuales y del multimodelo.

Al analizar el comportamiento de los modelos individuales se observa que en el caso de la NAO, durante el siglo XX, la mayoría de los modelos (26 de 36 modelos) o no reproducen tendencia o si lo hacen no es significativa; para el siglo XXI, los modelos reproducen valores de tendencia positivos en todos los casos y tan sólo 13 modelos (ACCESS1.0, ACCESS1.3, BCC-CSM1.1, CCSM4, CESM1\_CAM5, FGOALS-s2, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GISS-E2-R, HadGEM2-CC, INM-CM4, MPI-ESM-MR y MRI-CGCM3) reproducen una tendencia no significativa. Cabe señalar en este punto, que aunque una mayoría de modelos reproducen una tendencia positiva significativa en el periodo de futuro, los valores de las tendencias son dependientes modelo a modelo, con valores para los 99 años que van desde 0.4 hasta 1.4. En el caso del multimodelo, las tendencias de ambos periodos en estudio son positivas y significativas. Este carácter del multimodelo durante el siglo XX contrasta con el de los modelos individuales, ya que sólo 10 modelos reproducen tendencias significativas para ese periodo y dos de ellos (CMCC-CM y CSIRO-Mk3.6.0) reproducen una tendencia negativa. En el caso del modelo CSIRO-Mk3.6.0, este valor negativo de la tendencia podría ser debido a la construcción del ensemble, para lo que un análisis futuro de las tendencias de cada realización de forma individual, podría ser de utilidad.

Estudios realizados por Morgenstern et al. (2010) con modelos climáticos con la química acoplada, proyectan un descenso en el NAM en invierno, como respuesta a un incremento de los gases efecto invernadero. Este resultado estaría en concordancia, con la sugerencia de algunos estudios (Francis & Vavrus 2012, Jaiser et al. 2012) de que la reducción del hielo marino en el Ártico podría ser el causante de eventos tipo



	NAO				EA				EWR				SCA			
	Z		SEN		Z		SEN		Z		SEN		Z		SEN	
	20	21	20	21	20	21	20	21	20	21	20	21	20	21	20	21
20CR	0.1		-0.0		1.1		0.3		0.2		0.1		-0.8		-0.2	
1	0.1	0.0	0.0	1.4	0.9	2.3	0.3	0.7	-0.7	0.8	-0.3	0.3	1.2	-9.1	0.5	-1.5
2	0.8	1.8	0.3	0.9	-1.1	1.9	-0.3	0.6	0.0	1.4	-0.0	0.4	-0.3	-3.3	-0.1	-1.3
3	-1.2	1.5	-0.4	0.8	1.7	0.2	0.5	0.0	-0.7	0.5	-0.3	0.2	0.9	-4.5	0.4	-2.2
4	-0.0	3.2	0.0	0.6	2.0	-0.6	0.9	-0.3	0.2	0.5	0.1	0.2	0.6	-3.2	0.0	-1.1
5	0.8	6.6	0.2	1.3	0.6	0.9	0.2	0.3	2.4	1.6	0.4	0.5	-1.9	-4.3	-0.8	-1.7
6	9.8	4.4	0.3	0.7	-1.4	1.6	-0.3	0.1	-0.5	-1.4	-0.1	-0.1	-3.7	-6.3	-0.6	-1.5
7	1.1	0.9	0.5	0.3	0.5	0.0	0.3	-0.0	0.1	-1.7	0.1	-0.7	-0.4	-3.7	-0.2	-1.6
8	2.6	14.5	0.6	0.9	1.2	2.1	0.2	0.4	0.0	-0.4	0.3	-0.1	0.3	-5.7	0.0	-1.5
9	0.8	0.4	0.2	0.1	-0.4	1.3	-0.2	0.4	-2.3	-2.1	-0.8	-0.6	0.5	-1.8	0.2	-0.6
10	-2.0	2.3	-0.5	1.0	0.9	0.1	0.3	-0.0	-0.5	-0.5	-0.1	-0.2	0.1	-6.9	0.1	-1.8
11	1.3	5.0	0.2	1.3	0.6	1.9	0.1	0.3	0.7	1.3	0.1	0.2	-1.3	-7.3	-0.2	-2.1
12	3.1	7.8	0.3	1.3	0.0	3.6	-0.0	0.5	3.1	1.5	0.3	0.1	-1.5	-7.7	-0.2	-1.3
13	-2.3	3.8	-0.3	0.7	1.2	-1.2	0.2	-0.1	-0.7	0.4	-0.1	0.0	-0.3	-13.5	-0.0	-1.5
14	1.2	3.7	0.4	1.2	-0.7	-5.6	-0.3	-0.7	2.1	1.5	0.4	0.4	-2.1	-4.5	-0.7	-1.5
15	2.8	1.2	0.8	0.4	1.6	4.4	0.4	1.2	1.1	1.0	0.3	0.3	-1.7	-4.4	-0.4	-1.5
16	1.0	4.1	0.2	1.0	-0.4	1.3	-0.1	0.4	0.8	0.0	0.2	0.2	-2.3	-6.4	-0.4	-1.7
17	-0.3	0.9	-0.1	0.4	0.0	1.9	0.2	0.7	0.3	0.6	0.0	0.1	-0.2	-1.4	-0.0	-0.6
18	1.7	0.6	0.8	0.2	2.9	2.3	0.9	0.6	1.4	0.0	0.3	0.0	1.1	-2.3	0.3	-0.9
19	-0.1	4.2	-0.1	1.4	0.0	1.2	0.0	0.4	-0.7	0.1	-0.3	0.0	-1.2	-2.5	-0.5	-1.0
20	-0.7	2.6	-0.3	1.0	0.3	2.1	0.1	0.6	0.4	1.7	0.2	0.4	2.8	-2.3	0.7	-0.6
21	-1.0	1.3	-0.3	0.4	2.3	2.8	0.8	1.1	-1.9	-0.7	-0.5	-0.2	1.9	-0.6	0.8	-0.1
22	2.0	2.3	0.5	0.9	1.0	2.3	0.2	1.0	0.4	0.9	0.1	0.3	-0.2	-4.8	-0.1	-1.7
23	-1.6	2.0	-0.3	0.9	0.2	0.2	0.0	0.1	1.9	0.7	0.6	0.3	-0.6	-4.4	-0.2	-1.7
24	-0.0	4.8	0.0	1.0	0.8	3.7	0.1	0.3	-1.5	-1.1	-0.2	-0.1	1.9	-6.7	0.3	-1.3
25	1.0	0.7	0.2	0.3	-1.3	1.9	-0.5	0.9	-0.9	0.5	-0.3	0.1	-1.8	-3.3	-0.7	-1.7
26	1.9	2.2	0.3	0.4	1.0	2.4	0.3	0.5	0.0	0.1	-0.1	0.0	-1.1	-6.5	-0.2	-1.3
27	-0.7	4.7	-0.2	1.1	1.3	2.5	0.3	0.5	0.9	9.9	0.2	0.4	-0.8	-5.1	-0.2	-1.2
28	2.0	2.8	0.8	0.8	0.8	1.7	0.3	0.6	0.1	-0.4	0.0	-0.2	0.0	-4.9	-0.7	-1.6
29	2.0	2.6	0.6	0.7	0.5	0.8	0.1	0.3	-1.5	1.2	-0.2	0.3	1.7	-5.5	0.3	-1.4
30	0.5	3.8	0.2	0.8	1.0	3.7	0.3	1.2	1.0	0.2	0.3	0.0	0.1	-3.0	0.0	-0.6
31	3.9	4.2	0.7	0.8	-0.6	1.1	-0.1	0.3	3.0	-0.2	0.4	-0.1	-2.3	-3.8	-0.5	-0.9
32	1.5	4.0	0.2	0.7	1.0	2.1	0.2	0.3	-0.3	1.1	-0.0	0.2	-0.3	-6.2	-0.1	-1.4
33	-0.2	1.3	-0.1	0.5	1.4	2.2	0.4	0.5	0.0	0.3	0.1	0.1	0.3	-3.3	0.1	-1.4
34	-0.3	1.1	-0.0	0.5	2.8	1.6	0.9	0.5	3.0	-0.4	0.9	-0.1	-0.8	-2.1	-0.4	-1.0
35	3.0	4.1	0.8	0.7	0.5	-0.7	0.1	-0.2	0.0	3.1	0.2	0.4	-0.4	-4.7	-0.2	-2.2
36	0.4	5.1	0.1	1.2	0.6	3.2	0.1	1.0	0.8	-1.5	0.2	-0.4	-0.3	-2.2	-0.1	-0.8
m	3.1	9.3	0.2	0.8	2.8	7.6	0.2	0.4	1.2	2.3	0.1	0.1	-1.5	-10.9	-0.1	-1.4

Figura 37: Valores de las tendencias y su significación obtenidos mediante el estimador de la pendiente de Sen (SEN) y el test de Mann-Kendall (Z), para los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND calculados con los datos de 20CR, los modelos CMIP5 de manera individual (números de 1 a 36, ver Tabla 2, Capítulo 3) y el multimodelo CMIP5 (letra m). Los valores se muestran para los periodos 1901-1999 (representado en el eje inferior con 20) y 2000-2098 (representado en el eje inferior con 21). Los valores Z positivos (negativos) significativos están coloreados en rojo (azul); los colores rojo (azul) de los valores positivos (negativos) de SEN indican la intensidad del valor dado por el número.

NAO negativa más frecuentes, liderando un desplazamiento de la NAO hacia valores negativos en invierno. Sin embargo, en el caso de CMIP5, los resultados encontrados en este estudio revelan que ninguno de los modelos reproduce una tendencia negativa en el periodo 2000-2098, de acuerdo con los resultados encontrados por Gillett y Fyfe (2013), si bien los modelos CMCC-CM y CSIRO-Mk3.6.0 reproducen una tendencia negativa para el periodo 1901-2000.

En el caso del pseudoíndice EA, las tendencias reproducidas en el siglo XX (Figura 37) por la mayoría de los modelos individuales (32 de 36) no son significativas, excepto para los modelos BCC-CSM1.1\_m, GFDL-ESM2G, GISS-E2-R y MRI-CGCM3 que si reproducen una tendencia positiva y significativa. Durante el siglo XXI, casi la mitad de los modelos (16 de 36) reproducen una tendencia significativa, de los cuales solo el modelo FGOALS-g2 reproduce una tendencia negativa, siendo las demás positivas. Este resultado incrementa el número de modelos que reproducen una tendencia significativa del EA en el futuro con respecto a lo obtenido con CMIP3. Si nos fijamos en el multi-modelo, la tendencia reproducida para ambos periodos es significativa positiva, siendo el valor de la tendencia menor en el primer periodo y un poco superior en el segundo. El resultado de la tendencia obtenido para el siglo XX contrasta con la significación obtenida para las tendencias de los modelos individuales, de forma que no consideramos este resultado como robusto. Hasta nuestro conocimiento, este resultado de un incremento en la tendencia del EA bajo condiciones de aumento de gases efecto invernadero no ha sido encontrado en estudios previos.

El estudio de la PDF de los pseudoíndices obtenidos con los modelos pertenecientes a CMIP5 de manera individual puede verse en los diagramas de Cajas de la Figura 38. En el caso de la NAO (Figura 38a) y el EA (Figura 38b), sus diagramas indican cómo se comporta la distribución de los datos de dichos pseudoíndices para todos los modelos individuales. En ambos casos, se observa un desplazamiento, hacia valores más positivos, de la posición de la caja en el periodo 2000-2098 con respecto a la misma en el periodo 1901-1999. Este desplazamiento hace que la mediana pase de tener un valor cercano a cero a un valor positivo, más acusado en el caso de la NAO que en el caso del EA. Esto nos indica que, bajo la simulación RCP8.5, estos dos pseudoíndices tienden hacia sus fases positivas lo que estaría de acuerdo con lo encontrado en este mismo trabajo para los modelos pertenecientes a CMIP3.

Según Lorenzo et al. (2008), los patrones de teleconexión NAO y EA están correlacionados con distintos tipos de tiempo o “weather types” en la región euro-atlántica delimitada por 35-65°N y 35°W-30°E. La NAO positiva está altamente correlacionada con tipos de tiempo anticiclónico que dan lugar a una disminución de la precipitación en el noroeste de la Península Ibérica, mientras que el EA está correlacionado positiva-

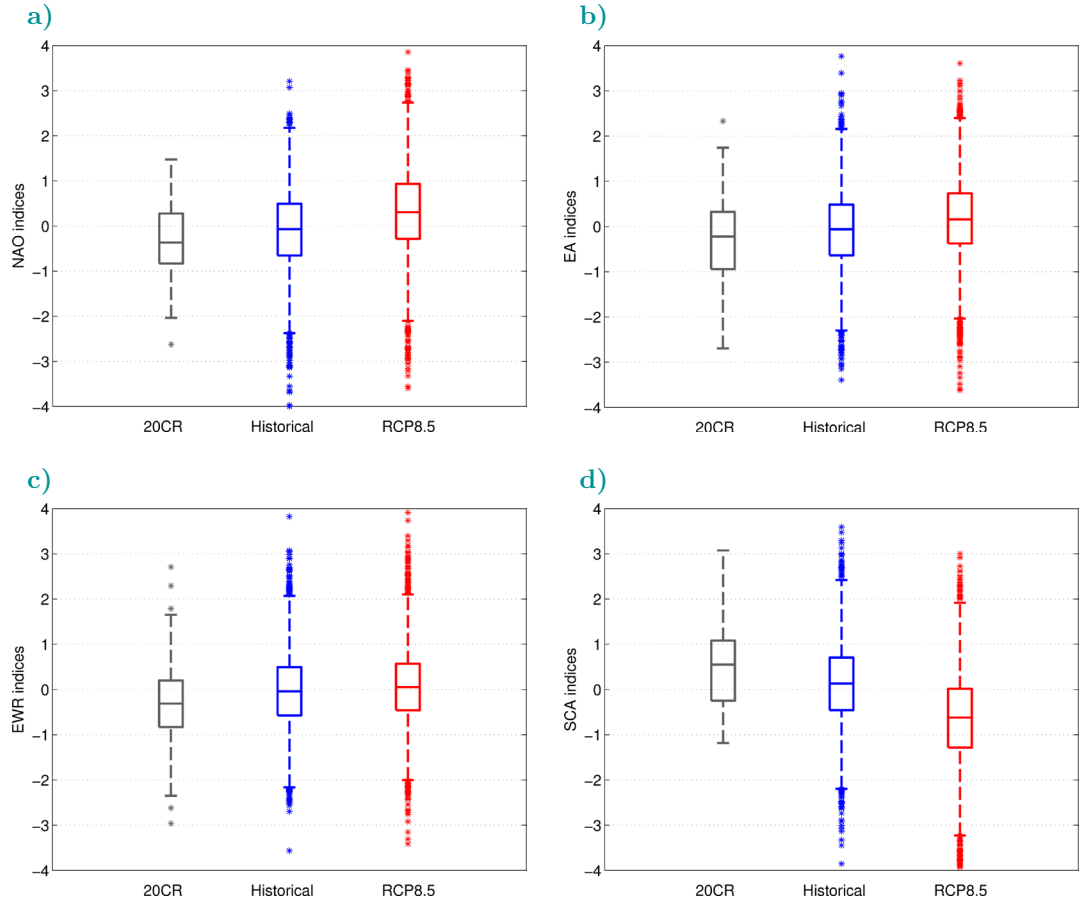


Figura 38: Diagramas de Cajas de las distribuciones de los pseudoíndices NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d) obtenidos con los datos del reanálisis 20CR en el periodo 1901-1999 (caja gris) y con los modelos CMIP5 de manera individual en los periodos 1901-1999 (Historical, caja azul) y 2000-2098 (RCP8.5, caja roja). En cada caja, la línea central representa la mediana de la distribución, los bordes los percentiles 25 y 75, las barras los valores extremos y los valores atípicos están representados de forma individual por los asteriscos.

mente con los tipos de tiempo SW y W, que en promedio, inducen la misma cantidad de precipitación que los tiempos ciclónicos. Los tipos de tiempo anticiclónicos (ciclónicos) se caracterizan por una alta (baja) presión al noroeste de la región en estudio; los del SW presentan una baja presión sobre el oeste de Irlanda y un anticiclón que afecta a la Península Ibérica y a todo el resto de Europa; por último, los del W se caracterizan por bajas presiones sobre el Atlántico Norte y el norte de Europa, mientras que se encuentra una alta presión sobre las islas Azores. Según estos resultados, si las tendencias obtenidas en nuestro estudio para la NAO y el EA tienden hacia su fase positiva en el futuro, esto dará lugar a menos tiempos ciclónicos pero más situaciones del SW, lo que podría dejar la cantidad total de precipitación invariante, siempre y cuando los valores de ambas tendencias fueran comparables. Además, el desplazamiento de la NAO hacia su fase positiva en simulaciones de futuro con los modelos CMIP5 estaría de acuerdo con un desplazamiento de la corriente en chorro de latitudes medias hacia el polo como respuesta a los gases de efecto invernadero (Yin 2005, Miller et al. 2006, Woollings et al. 2010, Barnes & Polvani 2013). Otros estudios subrayan la necesidad de utilizar más de un patrón de teleconexión para explicar la variabilidad de la corriente en chorro (Seierstad et al. 2007, Sparrow et al. 2009), siendo los patrones NAO y EA los que describen gran parte de su variabilidad en la región del Atlántico Norte (Woollings & Blackburn 2012).

Al fijar la atención en el comportamiento de los modelos individuales al reproducir la tendencia del EATL/WRUS (Figura 37), se encuentra que la mayoría de los modelos no reproducen tendencias significativas en ambos periodos. En el caso del siglo XXI, el multimodelo reproduce una tendencia positiva significativa pero de valor muy pequeño, por lo que podemos decir que este pseudoíndice no tenderá hacia una fase predominante en el futuro. En el caso del SCAND, los únicos modelos que reportan una tendencia significativa durante el siglo XX son, CanESM2, FGOALS-g2, FIO-ESM, GISS-E2-H y MIROC-ESM-CHEM. Todos ellos reproducen una tendencia negativa excepto el modelo FIO-ESM que la reproduce positiva. Para el siglo XXI, todos los modelos excepto tres (CESM1\_CAM5, GFDL-CM3, GISS-E2-R) reproducen tendencias negativas y significativas, siendo el valor de la tendencia dependiente del modelo elegido. De esta manera, el modelo MIROC-ESM reproduce un pseudoíndice SCAND con una tendencia cuya pendiente es de valor -0.6 y los modelos Nor-ESM1-M y BCC-CSM1.1 de valor -2.2, ambos para un periodo de 99 años. Respecto a la conducta del multimodelo, sólo representa tendencia significativa para el siglo XXI, al igual que ocurre con los modelos individuales. Este resultado está de acuerdo con los resultados obtenidos en este estudio para los modelos CMIP3 bajo la simulación SRES A1B. Además, los resultados obtenidos para ambos pseudoíndices se corroboran con los resultados obtenidos en la Figura 38, donde es posible ver como las distribuciones de los datos del EATL/WRUS son muy

parecidas para las dos simulaciones. No pasa lo mismo en el caso del SCAND, donde se observa un desplazamiento de la PDF completa, bastante acusado, hacia valores negativos, desde la simulación Historical a la de RCP8.5.

Al igual que ocurría para la NAO y el EA, el EATL/WRUS y el SCAND están correlacionados con distintos tipos de tiempo. En la región descrita por Lorenzo et al. (Lorenzo et al. 2008), centrada sobre la Península Ibérica, se obtiene una correlación negativa en el caso del EATL/WRUS con los tipos de tiempo del W y NW, pero también con tipos anticiclónicos. En el caso del SCAND, éste tiene una conducta contraria a la NAO, por lo que un índice más negativo daría lugar a más tipos de tiempo anticiclónicos. Por lo tanto, aunque el impacto de la NAO y el EA en la precipitación tiendan a equilibrarse, un SCAND negativo podría reforzar la disminución de la precipitación en dicha zona (Casanueva et al. 2014).

A modo de unión entre la información obtenida de las tendencias con el multimodelo y con los modelos CMIP5 de forma individual, se ha obtenido una aproximación sencilla de la relación entre las variabilidades forzadas y no forzadas de los modelos. Los resultados se muestran en la Tabla 11, donde los valores superiores a 1, en valor absoluto, nos indican que la variabilidad forzada domina sobre la no forzada, que a su vez puede deberse a variabilidad interna y/o variabilidad estructural (Deser et al. 2014). Se observa que durante el siglo XX la variabilidad no forzada domina el comportamiento de los modelos en el caso de todos los pseudoíndices. Sin embargo, durante el siglo XXI esta relación aumenta, dominando claramente la variabilidad forzada en los casos de la NAO y el SCAND y más débilmente en el caso del EA.

Periodo	NAO	EA	EATL/WRUS	SCAND
1901-1999	0.61	0.69	0.26	-0.25
2000-2098	<b>2.22</b>	<b>1.02</b>	0.36	<b>-3.00</b>

**Tabla 11:** Valores de la relación señal/ruido para las tendencias de los pseudoíndices NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND en los periodos 1901-1999 y 2000-2098. La relación señal/ruido se define como el valor de la tendencia forzada (tendencia del promedio de los modelos de CMIP5) dividida por la desviación estándar de la tendencia sin forzar a lo largo de los modelos CMIP5 individuales.

### 6.2.2. Pseudopatrones

Al igual que los modelos de CMIP3 (Capítulo 5), los pseudopatrones obtenidos con los modelos CMIP5 de manera individual en el periodo 1950-2000, se comparan con los patrones de teleconexión definidos por el CPC en ese mismo periodo. Esta comparación se realiza mediante los diagramas de Taylor (Taylor 2001), que proporcionan una clasificación de los modelos en función de su capacidad para simular cada uno de los patrones estudiados. Además se representan, en el mismo diagrama, los estadísticos de los pseudopatrones obtenidos con el multimodelo y con los datos del reanálisis 20CR. Todos los parámetros representados en el diagrama de Taylor están referidos a la dimensión espacial y sus valores se muestran en la Figura 39. En general, se puede decir que los pseudopatrones mejor simulados por los modelos CMIP5 son: la NAO y el EATL/WRUS, donde los coeficientes de correlación son superiores o iguales a 0.8 en todos los modelos. En el caso del EA, todos los coeficientes de correlación de los modelos individuales son superiores a 0.7. Sin embargo, no ocurre lo mismo para el pseudopatrón SCAND, donde la dispersión modelo a modelo es bastante superior que en el resto de los patrones, siendo los coeficientes de correlación superiores a 0.5 en todos los casos excepto para el modelo MIROC-ESM, cuya correlación es inferior a 0.4. Si se estudian los pseudopatrones simulados con el multimodelo, en todos los casos excepto para el SCAND, los coeficientes de correlación son mayores de 0.9 y por lo tanto, su simulación es mejor que la de los modelos individuales. En el caso del SCAND, el coeficiente de correlación del multimodelo es mayor de 0.8, existiendo algunos modelos individuales que simulan mejor que el propio multimodelo. Esto está de acuerdo con la dispersión encontrada entre los modelos CMIP5 individuales al simular dicho patrón, la cual es mucho mayor que en los otros casos. Al igual que ocurría con los modelos de CMIP3, los pseudopatrones obtenidos con los modelos individuales son más parecidos a los obtenidos con el reanálisis 20CR que a los definidos por el CPC.

En base a los resultados obtenidos con los diagramas de Taylor (Taylor 2001) se puede elaborar una clasificación de los modelos y estimar aquellos dos que mejor representan cada uno de los patrones de teleconexión de manera individual. El patrón NAO definido por el CPC está mejor representado por los modelos Can-ESM2.0 y CMCC-CM; los mejores modelos individuales representando el EA son el MIROC-ESM y el NorESM1-M; en el caso del EATL/WRUS, los dos mejores modelos clasificados en el diagrama de Taylor son el GFDL-CM3 y el GFDL-ESM2M; y finalmente, en el caso del SCAND, los modelos GISS-E2-H y GFDL-ESM2M son los que mejor representan dicho patrón. Algunos de estos resultados han sido encontrados por Perez et al. (2014) en su estudio acerca de la representación de los tipos de tiempo con los modelos CMIP5 y la variable de presión en superficie, mediante un algoritmo de agrupamiento, donde entre los 7 primeros modelos de su ranking se encuentran los modelos CMCC-CM y GFDL-CM3.

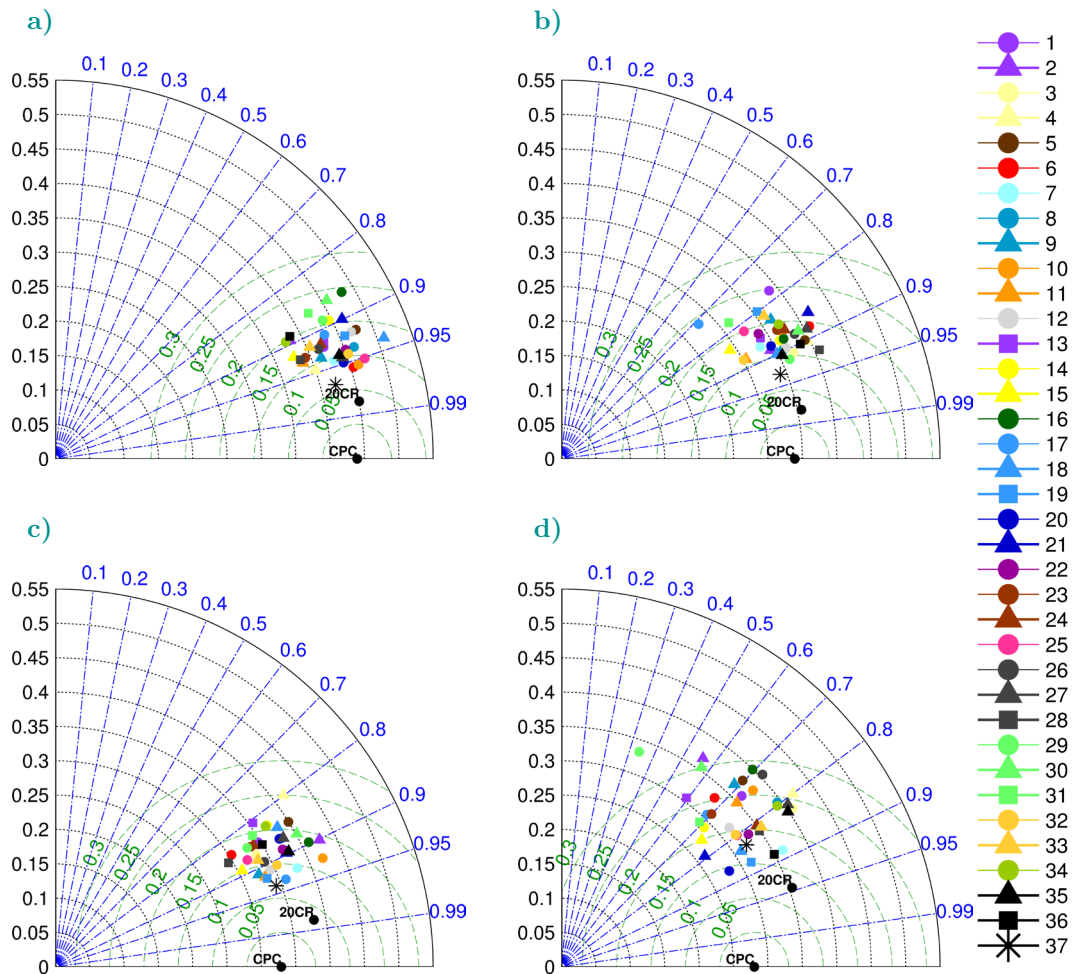


Figura 39: Diagramas de Taylor que representan los parámetros estadísticos que caracterizan a los pseudopatrones NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) y SCAND (d) obtenidos, en el periodo 1950-2000, con los modelos CMIP5 (números del 1-36, ver Tabla 2 del Capítulo 3), el multimodelo (letra m) y el 20CR, todos ellos comparados con los patrones definidos por el CPC (punto negro situado en el eje inferior del diagrama). El significado físico del diagrama de Taylor viene dado por sus ejes, los cuales representan la desviación estándar espacial de cada pseudopatrón (eje negro), el valor de la correlación entre cada pseudopatrón y el patrón de referencia del CPC (eje azul) y la raíz cuadrada de la media de las diferencias de los errores al cuadrado (CRMSD) de cada pseudopatrón (eje verde).

Sin embargo, no todos los modelos que en nuestro estudio representan mejor un patrón de teleconexión están entre los primeros puestos de su ranking, ya que como ellos mismos advierten en sus conclusiones, los resultados del ranking varían en función de la variable estudiada, la región y la estación. Por lo tanto, la elección de los modelos más adecuados para otros estudios depende, fundamentalmente, del objetivo específico de dichos estudios. Por ejemplo, en un estudio acerca de la clasificación climática aplicado a los modelos CMIP5 para evaluar su representación del clima histórico (Elguindi et al. 2014), se encuentra que entre sus mejores modelos están el Can-ESM2.0 y el CMCC-CM, que coinciden con nuestros resultados para la NAO.

En cuanto a los resultados obtenidos con el multimodelo, primero se estudian las estructuras espaciales de los pseudopatrones en el periodo 1950-2000 y su comparación con los patrones definidos por el CPC en el mismo periodo (Figura 40). Como ya se vió en la representación del diagrama de Taylor, los pseudopatrones reproducidos por el multimodelo son muy parecidos a los definidos por el CPC, aunque existen diferencias significativas de pequeño valor en algunas de las regiones. Así, la NAO representada por el multimodelo es un poco menos intensa que la del CPC, como lo revelan las diferencias significativas negativas (positivas) sobre su centro positivo (negativo) subtropical (subpolar). En el caso del EA, el centro positivo reproducido por el multimodelo es más débil que el del CPC, pero el centro negativo es más fuerte. Lo contrario ocurre en el caso del EATL/WRUS, donde el centro positivo reproducido por el multimodelo es más fuerte que el del CPC y el negativo más débil. Finalmente, el pseudopatrón simulado SCAND presenta una estructura más ondulada que la del CPC, con un centro positivo subpolar más débil que el observado pero con forma de herradura hacia latitudes tropicales. El centro negativo, por el contrario, es más intenso que el observado y más extenso, cubriendo todo el Atlántico y extendiéndose hasta América del Norte.

En segundo lugar, se obtienen los pseudopatrones asociados a cada índice para los periodos de 20 años: 1916-1935, 1936-1955, 1956-1975, 1976-1995, 2016-2035, 2036-2055, 2056-2075 y 2076-2095. Los pseudopatrones del multimodelo para estos periodos de tiempo se muestran en la Figura 41 (NAO), Figura 42 (EA), Figura 43 (EATL/WRUS) y Figura 44 (SCAND). Todas estas figuras se dividen en dos partes: la superior, donde se representan los cuatro primeros periodos que corresponden a la simulación Historical, y la parte inferior, donde se representan los 4 últimos periodos correspondientes a la simulación RCP8.5. Con los primeros 4 mapas se pretende saber si el multimodelo reproduce patrones cambiantes en los periodos de 20 años del pasado y con los últimos, se muestran las simulaciones para el futuro, que se analizan utilizando los mapas del pasado como contexto histórico. En cada uno de los mapas, se representa con tonos degradados rojos y azules, el pseudopatrón para un periodo determinado; encima, con



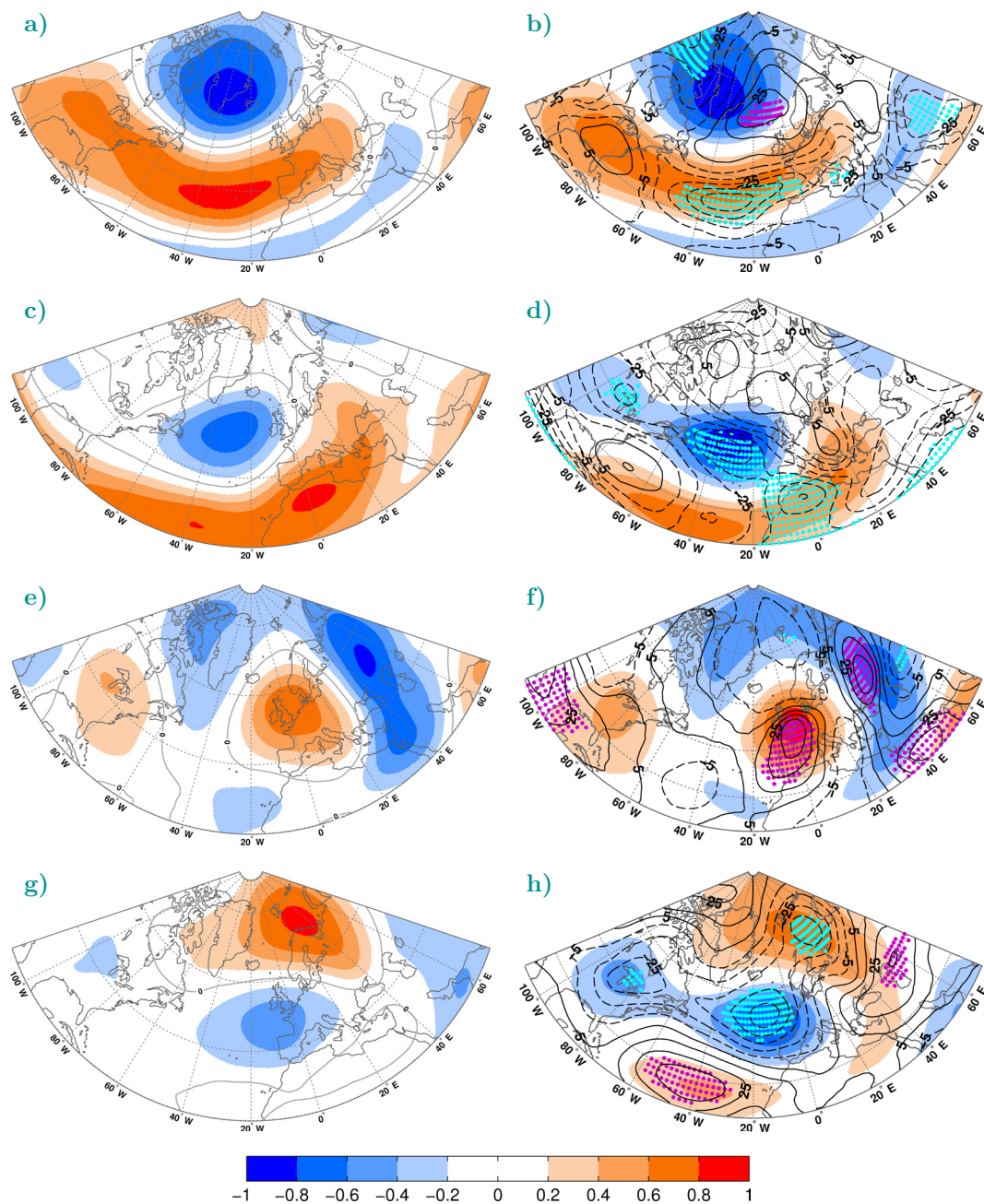


Figura 40: Pseudopatrones obtenidos con el multimodelo CMIP5 en el periodo 1950-2000 (segunda columna) comparados con los definidos por el CPC en ese mismo periodo (primera columna). De arriba abajo se representan los patrones NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND. El sombreado en tonos azules y naranjas representa las estructuras espaciales de los patrones, las líneas de contorno continuas (discontinuas) representan las diferencias positivas (negativas) obtenidas de resta los pseudopatrones del multimodelo menos los del CPC. En puntos rosas (cian) se representan las diferencias positivas (negativas) significativas. Las líneas de contorno están multiplicadas por 100 para su mejor visualización y el intervalo de contorno es 10.

líneas de contorno continuas (discontinuas), se representan las diferencias espaciales positivas (negativas) entre dicho pseudopatrón y el correspondiente para el periodo de referencia 1950-2000.

En el caso del pseudopatrón NAO (Figura 41), no se encuentran diferencias significativas que se mantengan durante los cuatro periodos de la simulación Historical. Sin embargo, sí es posible observar una intensificación del centro de anomalías negativas subpolar, sobre la región de Groenlandia, en tres de los cuatro periodos. Además, excepto para el periodo 1956-1975, se observan diferencias negativas significativas en la zona tropical, debido al reforzamiento de las anomalías negativas en esa zona. En la simulación RCP8.5, se observa una intensificación del centro de anomalías positivo subtropical sobre dos zonas más marcadas: la costa este de los EEUU y la región Atlántica al oeste de la Península Ibérica. Estas diferencias se mantienen a lo largo de los cuatro periodos, aunque sus centros sufren un desplazamiento hacia el noreste en los últimos periodos con respecto a los dos primeros. También se pueden observar diferencias significativas negativas sobre la península escandinava en el primer periodo de 2016-2035, que se van desplazando hacia el noreste a medida que avanzamos en el tiempo. Ambas diferencias significativas, positivas y negativas, nos indican un reforzamiento de ambos centros de acción subtropical y subpolar que determinan una configuración más intensa en el futuro. Además, los desplazamientos de las diferencias, nos indicarían un desplazamiento de las zonas de máxima amplitud del pseudopatrón NAO hacia el noreste. Este resultado estaría de acuerdo con los resultados obtenidos por otros autores en el estudio de la NAO con modelos (Ulbrich & Christoph 1999, Hu & Wu 2004).

Al analizar los pseudopatrones, obtenidos en los distintos periodos para el EA (Figura 42), se observa como para la simulación Historical el multimodelo reproduce un centro de anomalías positivas subtropical más fuerte que para el periodo de referencia donde está definido el patrón del CPC. Estas diferencias positivas significativas se mantienen para los cuatro periodos sobre la región del océano Atlántico central. Sin embargo, en la simulación RCP8.5, en el primer periodo todavía existen diferencias positivas que abarcan todo el centro de anomalías positivas subtropical, pero a partir del periodo 2036-2055 el centro de anomalías positivo es menos intenso en su parte Atlántica, como muestran las diferencias negativas simuladas por el multimodelo en los tres últimos periodos de futuro. La parte del centro de anomalías positivas en torno al Norte de África y la región mediterránea se intensifica y las diferencias positivas significativas se mueven hacia el este sobre todo para el periodo 2076-2095. Este hecho estaría indicando que en el futuro, bajo un escenario de emisiones alto, el patrón EA es más intenso hacia la zona del Mediterráneo y menos intenso en la zona Atlántica.

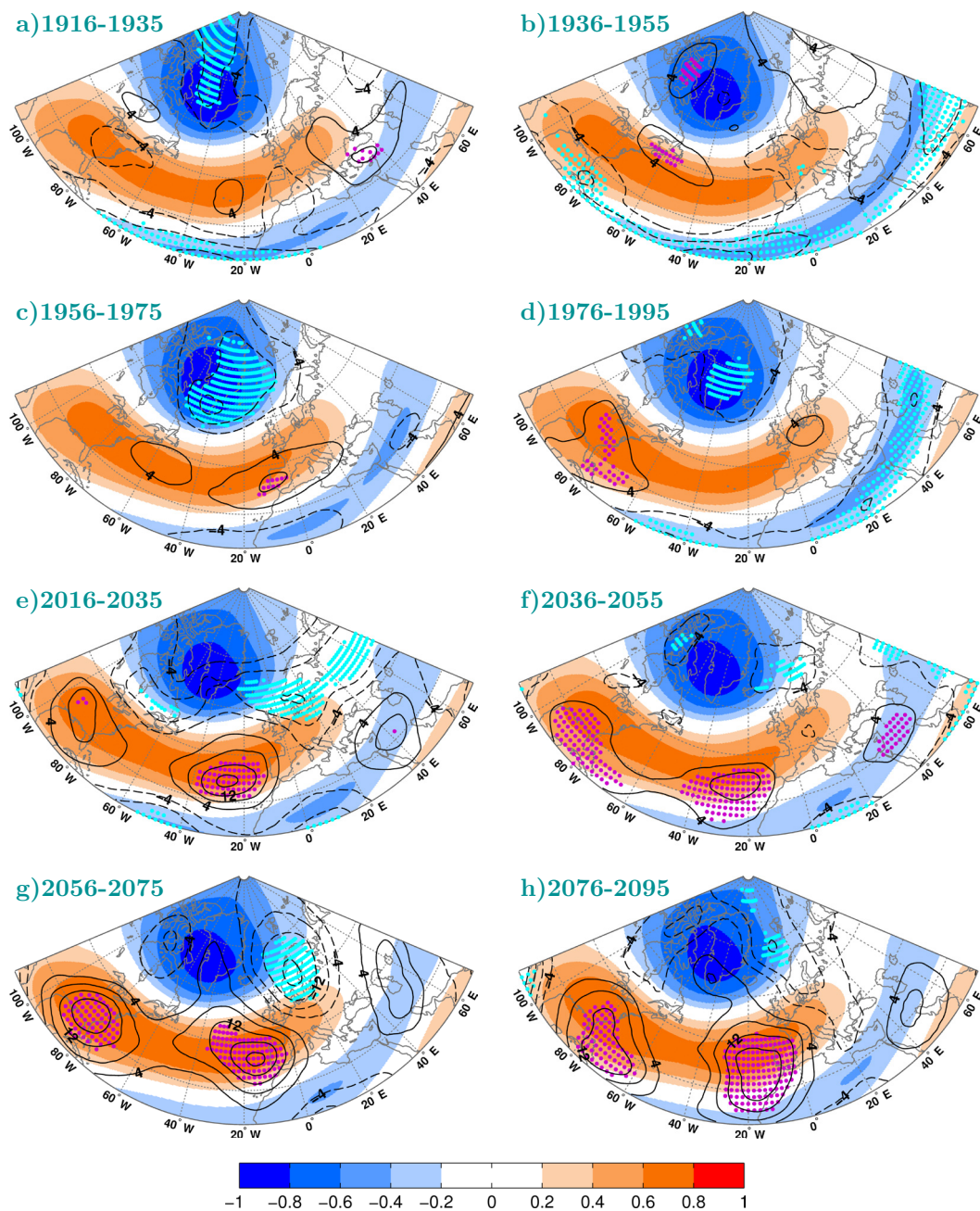


Figura 41: Pseudopatrónes NAO obtenidos con el multimodelo para los periodos: 1916-1935, 1936-1955, 1956-1975, 1976-1995 (simulación Historical), 2016-2035, 2036-2055, 2056-2075 y 2076-2095 (simulación RPC8.5). Las estructuras espaciales de cada pseudopatrón están representadas mediante el sombreado en tonos azules y naranjas. Las líneas de contorno continuas (discontinuas) representan las diferencias positivas (negativas) obtenidas de la resta entre el pseudopatrón del periodo elegido y el del periodo 1950-2000 (Figura 40b). Las regiones con diferencias positivas (negativas) se muestran con puntos de color rosa (cian). En todos los mapas, los valores de las líneas de contorno están multiplicados por 100 para su correcta visualización y el intervalo de contorno en todas ellas es de 4.

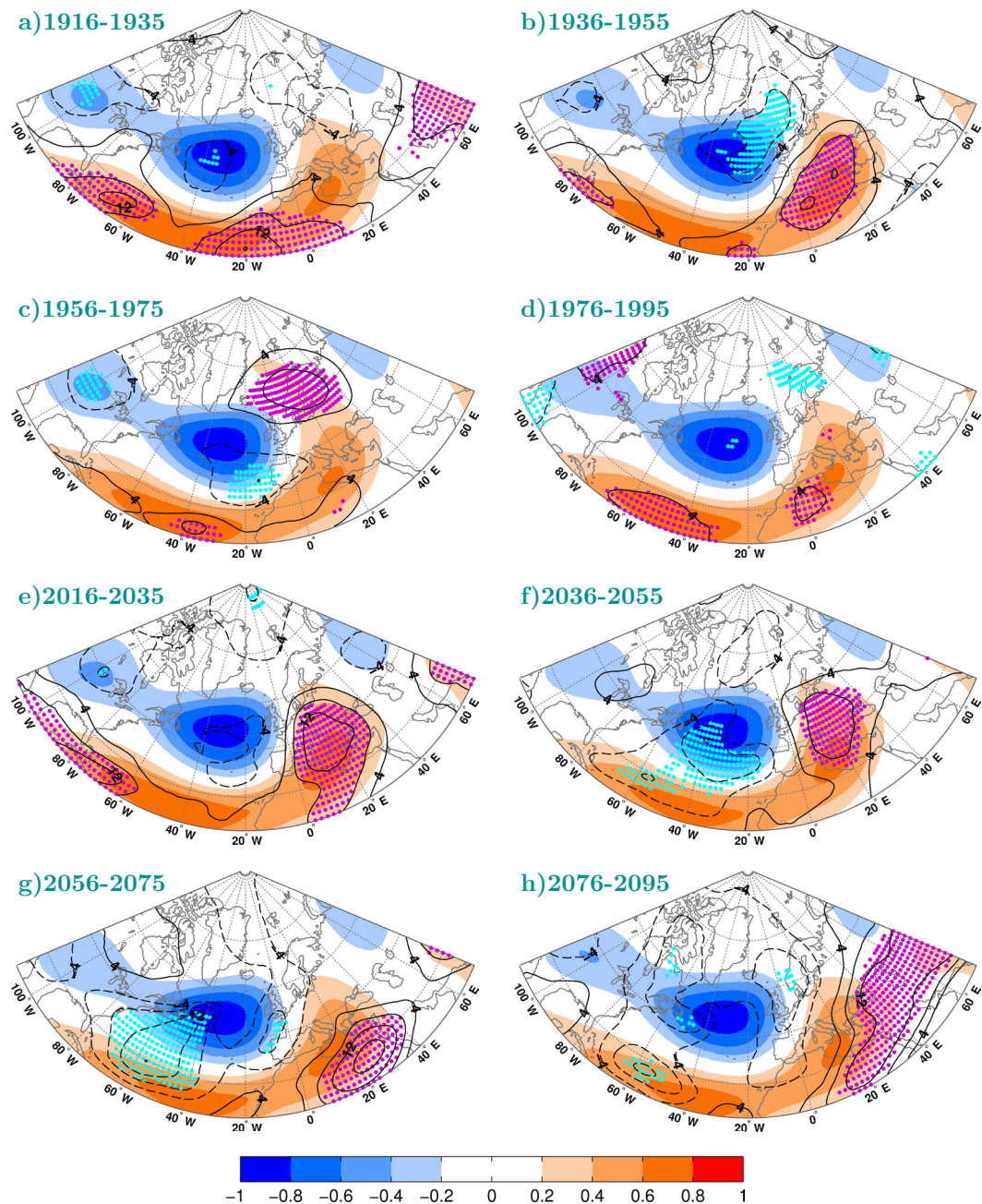


Figura 42: Igual que la Figura 41 pero para el pseudopatrón EA. En este caso, las diferencias representadas corresponden a la resta entre el pseudopatrón del periodo elegido y el del periodo 1950-2000 (Figura 40d)

Las regiones con diferencias significativas encontradas en los distintos periodos de la simulación Historical para el pseudopatrón EATL/WRUS (Figura 43) son distintas en cada uno de los periodos. Sin embargo, se observa un centro de anomalías positivas un poco más intenso que para el periodo de referencia en todos los periodos excepto para 1936-1955. En los periodos de futuro, bajo la simulación RCP8.5, los cambios encontrados muestran una intensificación del centro sobre el este del Atlántico a partir del periodo 2036-2055. Las diferencias significativas con valores más altos pueden encontrarse en el periodo 2076-2095, donde existen diferencias con valores de 0.16 sobre regiones con valores de correlación de 0.2, lo que significa un incremento en torno al 80%.

En el caso del pseudopatrón SCAND (Figura 44) en la simulación Historical, el multimodelo reproduce un centro de anomalías positivas más intenso y ondulado que el pseudopatrón para el periodo de referencia. Este hecho puede verse de forma máxima en el periodo 1936-1955, donde el centro de anomalías subpolar tiende a juntarse con el centro positivo subtropical con un patrón en forma de herradura. Esto no ocurre para la simulación RCP8.5, donde puede verse una intensificación del centro de anomalías negativas en la región Atlántica, que alcanza su máximo para el periodo 2076-2095, donde también se encuentran una intensificación de las anomalías positivas. Se puede decir que este pseudopatrón tiende hacia una configuración más intensa en el futuro, que está de acuerdo con la tendencia del multimodelo en la Figura 36.

Las figuras anteriores muestran la evolución en el tiempo de los pseudopatrones, indicando aquellas regiones donde existen diferencias significativas con respecto al periodo de referencia 1950-2000. Como se ha visto, existen diferencias en casi todos los periodos, aunque las diferencias más acusadas se producen para los periodos de futuro, en concreto a partir de la primera mitad del siglo XXI en adelante. De manera complementaria, se ha realizado un análisis para obtener las regiones donde existe una variabilidad mayor a lo largo del tiempo de los pseudopatrones. Para ello, se promedian y se calcula la desviación estándar en el tiempo de los pseudopatrones obtenidos con el multimodelo en los 9 periodos de 20 años comprendidos entre 1916 y 2095 (Figura 45). Los mapas de esta figura muestran cómo se comporta la estructura espacial media de los 9 periodos y también aquellas zonas donde su variación en el tiempo ha sido máxima. En todos los casos, las variaciones máximas se producen en los bordes de los centros de acción de los patrones, lo que podría indicar zonas de posibles desplazamientos o cambios de intensidad de dichos patrones.

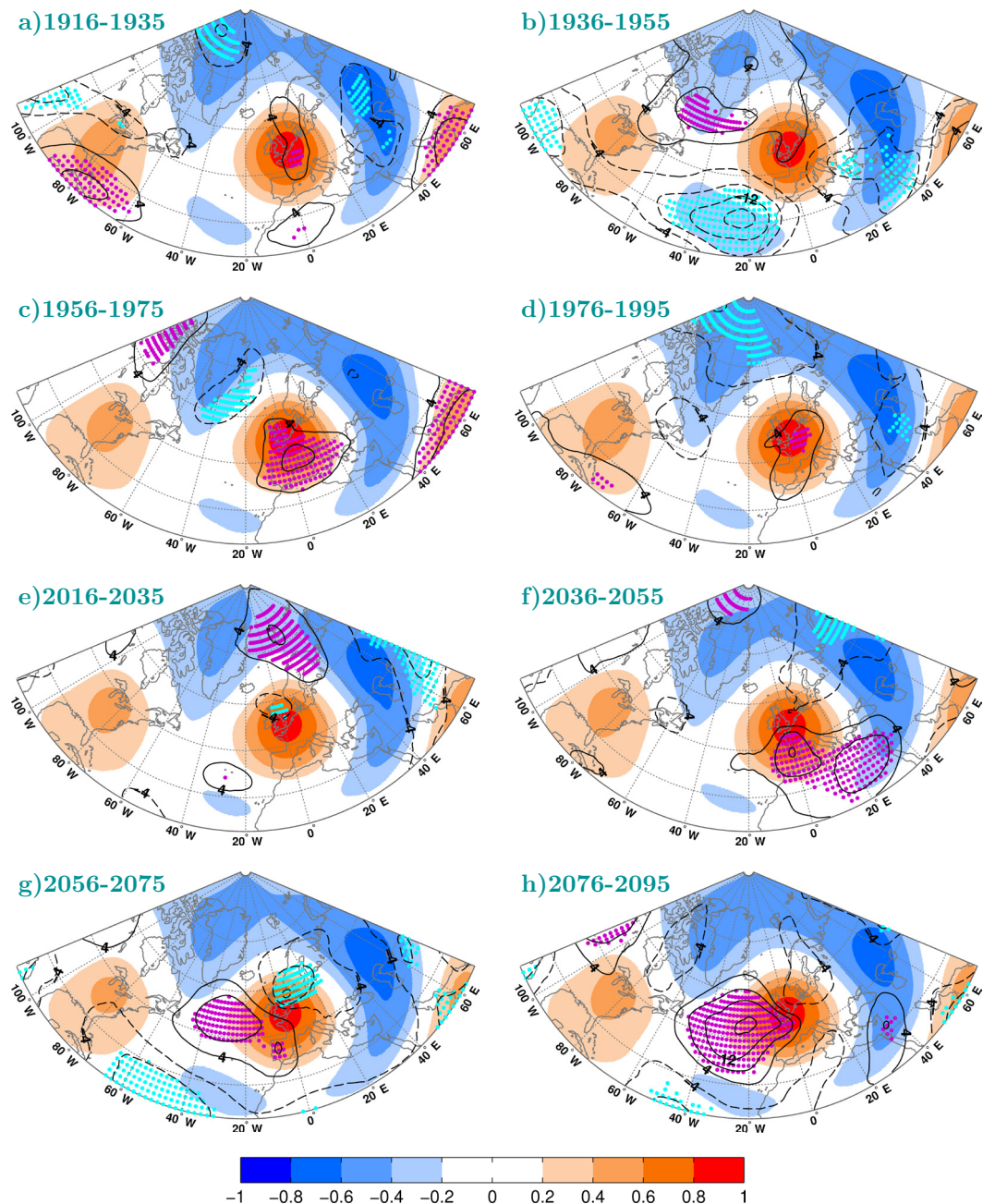


Figura 43: Igual que la Figura 41 pero para el pseudopatrón EATL/WRUS. En este caso, las diferencias representadas corresponden a la resta entre el pseudopatrón del periodo elegido y el del periodo 1950-2000 (Figura 40f)

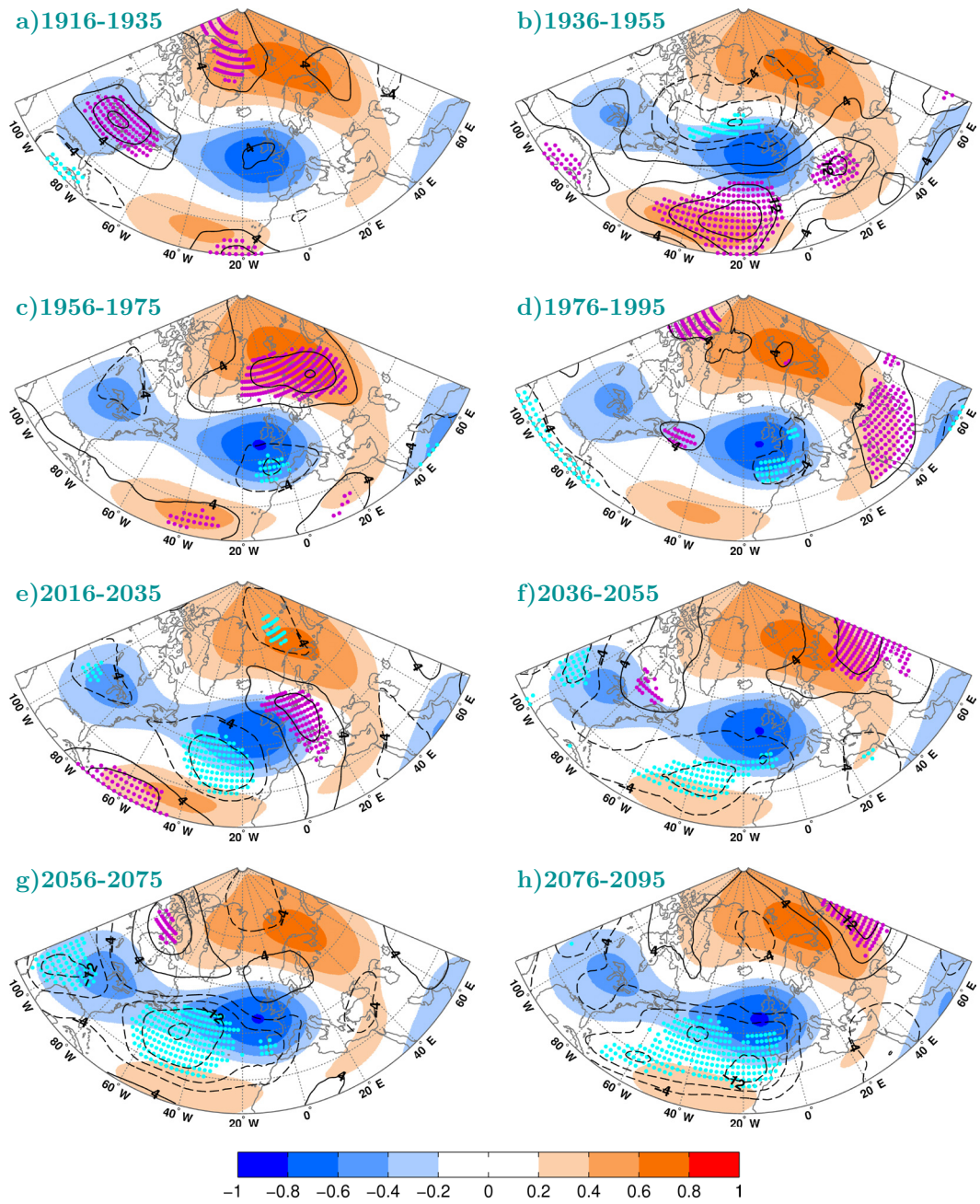


Figura 44: Igual que la Figura 41 pero para el pseudopatrón SCAND. En este caso, las diferencias representadas corresponden a la resta entre el pseudopatrón del periodo elegido y el del periodo 1950-2000 (Figura 40h)

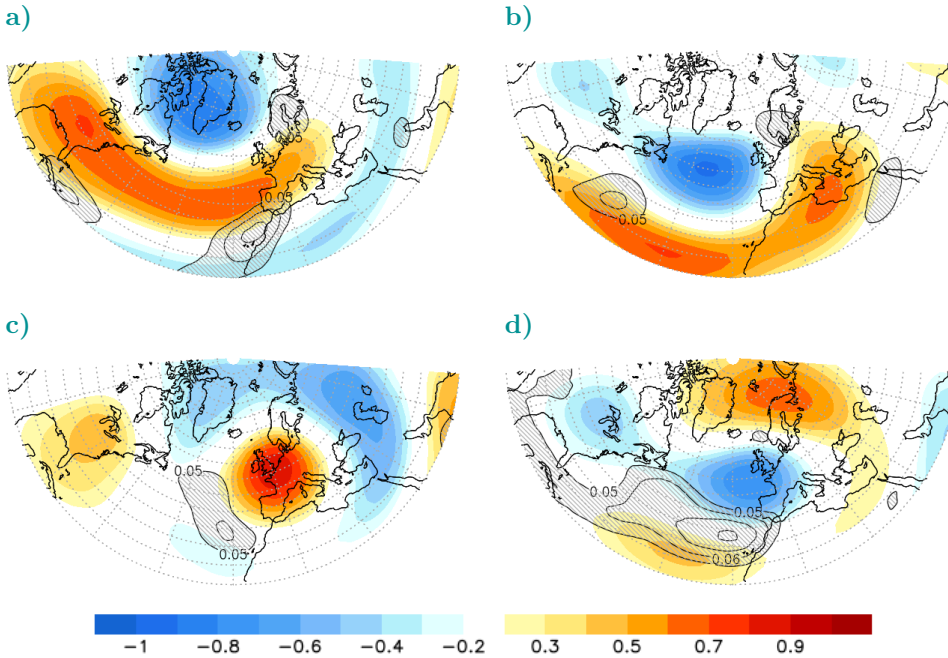


Figura 45: Configuraciones espaciales del promedio (sombreado en tonos azules y rojos) y valores de desviación estándar temporal (líneas de contorno y rayado gris), de los pseudopatrones obtenidos con el multimodelo CMIP5 para los 9 periodos 1916-1935, 1936-1955, 1956-1975, 1976-1995, 1996-2015, 2016-2035, 2036-2055, 2056-2075 y 2076-2095. En todos los mapas, el intervalo de las líneas de contorno es 0.01 y los valores inferiores a 0.05 no se representan.

### 6.3. Comparación de resultados con los obtenidos para CMIP3

Según el AR5 del IPCC, los resultados obtenidos para el índice de la NAO con los modelos CMIP5 son similares a los encontrados con los modelos CMIP3. Respecto a los demás índices de teleconexión estudiados en esta investigación, el IPCC no hace referencia a ellos en su informe y, hasta el momento, no se tiene constancia de ningún artículo que compare los resultados obtenidos con estos índices en distintas fases de CMIP. Por este motivo, se considera interesante resaltar en este apartado, las similitudes y diferencias encontradas entre los resultados obtenidos con CMIP3 y CMIP5.

En el caso del pseudoíndice NAO, obtenido con la regresión PLS aplicada a los modelos CMIP3 (Figura 25a, Capítulo 5) y CMIP5 (Figura 36a), revela que el rango de variación de los valores máximos y mínimos anuales es muy parecido en ambas bases de datos y simulaciones. En cuanto a las tendencias, la mayoría de los modelos individuales de



ambas fases de CMIP no reproduce tendencias significativas durante el siglo XX pero si lo hace durante el siglo XXI (Figura 23, Capítulo 5 y Figura 37). En el caso del multimodelo de CMIP5, la NAO presenta una tendencia significativa para los periodos 1901-1999 y 2000-2098 (Tabla 10), lo que no ocurre para el multimodelo de CMIP3, donde la NAO tiene una tendencia significativa sólo en el último periodo (Tabla 8, Capítulo 5). Los valores del parámetro SEN en el periodo 2000-2098 son más elevados en el caso del multimodelo de CMIP3 (SEN=0.94) que en el caso de CMIP5 (SEN=0.78) pero la significación de la tendencia es mayor en CMIP5 ( $Z=9.27$ ) que en CMIP3 ( $Z=8.54$ ). La relación señal/ruido para las tendencias toma valores más elevados en CMIP5 (0.61 y 2.22) que en CMIP3 (0.38 y 1.80) en los dos periodos estudiados. Respecto a la distribución de los datos del pseudoíndice NAO, obtenidos con los modelos individuales de CMIP5 (Figura 38a), se observa que tanto en la simulación Historical como en RCP8.5 el tamaño de las cajas y los bigotes es un poco más pequeña que en CMIP3 (Figura 24a, Capítulo 5). Esto indica que la mayoría de los datos de la distribución en torno a la mediana están un poco menos dispersos en CMIP5 que en CMIP3 en ambas simulaciones. No obstante, ambos diagramas de Cajas muestran un desplazamiento de la distribución hacia valores más positivos en el futuro. En el periodo de referencia 1950-2000, el diagrama de Taylor del pseudopatrón NAO revela que los modelos CMIP5 (Figura 39a) están un poco menos dispersos que los modelos CMIP3 (Figura 26a, Capítulo 5) y la representación de la NAO del multimodelo CMIP5 es un poco más parecida a la del CPC que la de CMIP3. Sin embargo, las estructuras del pseudopatrón NAO, en el periodo 1950-2000, de ambos multimodelos (Figura 28b, Capítulo 5 y Figura 40b) son muy parecidas. Durante el siglo XXI, las diferencias entre la NAO del periodo 2076-2095 y la NAO del periodo 1950-2000 son similares en ambas fases de CMIP, aunque se encuentra que el centro de acción de Azores de la NAO de CMIP5 (Figura 41h) se intensifica en ambos extremos del Atlántico, mientras que en CMIP3 (Figura 29h, Capítulo 5) sólo se intensifica en la parte oriental del océano Atlántico.

Atendiendo al pseudoíndice EA simulado con ambas fases de CMIP, se observa que el rango de variación de los valores máximos y mínimos anuales obtenidos con los modelos individuales es similar (Figura 25b, Capítulo 5 y Figura 36b) y la tendencia del multimodelo es significativa en las dos simulaciones estudiadas (Tabla 8, Capítulo 5 y Tabla 10). En el periodo 1901-1999, los valores de  $Z$  y SEN obtenidos con el multimodelo de CMIP3 ( $Z=3.71$ , SEN=0.22) son un poco superiores a los obtenidos con el multimodelo de CMIP5 ( $Z=2.76$ , SEN=0.18). Al contrario ocurre para el periodo 2000-2098, donde los valores son mayores en CMIP5 ( $Z=7.62$ , SEN=0.39) que en CMIP3 ( $Z=6.31$ , SEN=0.35). La mayor diferencia se encuentra en el comportamiento de los modelos individuales reproduciendo la tendencia para el siglo XXI, ya que casi la mitad de los modelos de CMIP5 (Figura 37) reproduce una tendencia significativa, lo que no ocurre en CMIP3 (Figura 23, Capítulo 5). Consistente con este resultado se encuentra que el

valor del ratio señal/ruido para el periodo 2000-2098 es mayor de 1 en el caso de CMIP5 (Tabla 11) e inferior en CMIP3 (Tabla 9, Capítulo 5). Respecto al diagrama de Cajas, la distribución de los datos del pseudoíndice EA en las dos simulaciones tiene la caja y los bigotes más pequeños en CMIP5 (Figura 38b) que en CMIP3 (Figura 24b, Capítulo 5). En el periodo 1950-2000, el diagrama de Taylor del pseudopatrón EA indica que la dispersión de los modelos individuales es un poco menor y que el multimodelo reproduce un patrón un poco más parecido al del CPC en CMIP5 (Figura 39b) que en CMIP3 (Figura 26b, Capítulo 5), aunque las diferencias en la estructura del patrón son muy pequeñas. Las diferencias encontradas entre el pseudopatrón EA en el periodo 2076-2095 con respecto al periodo 1950-2000, muestran una intensificación del centro positivo en su parte oriental y un debilitamiento en su parte occidental en CMIP5 (Figura 42h). Sin embargo, en CMIP3 se observa una intensificación de los dos centros de acción: positivo y negativo (Figura 30h, Capítulo 5).


Respecto al pseudoíndice EATL/WRUS, ambas fases de CMIP muestran un comportamiento similar en todos los aspectos mencionados anteriormente para la NAO y el EA, pudiendo destacar que aunque la tendencia del multimodelo es significativa para el periodo 2000-2098 en ambas fases, los valores de  $Z$  y  $SEN$  son superiores en CMIP3 ( $Z=4.24$ ,  $SEN=0.18$ ) que en CMIP5 ( $Z=2.26$ ,  $SEN=0.11$ ). Al igual que ocurría con la NAO y el EA, la distribución de los datos del EATL/WRUS en CMIP5 (Figura 38c) tiene unas cajas y bigotes de tamaño más pequeño que las de CMIP3 (Figura 24c, Capítulo 5). Los pseudopatronos EATL/WRUS mostrados en el diagrama de Taylor para el periodo 1950-2000 tienen mayor dispersión en el caso de los modelos CMIP5 (Figura 39c) que en CMIP3 (Figura 26c, Capítulo 5) y la nube de puntos se distribuye de forma más horizontal, lo que repercute en el comportamiento del multimodelo, cuyo valor de la desviación estándar espacial es menos parecida a la del CPC en CMIP5 (0.35) que en CMIP3 (0.33). Las diferencias encontradas entre el pseudopatrón EATL/WRUS en el periodo 2076-2095 con respecto al periodo 1950-2000 son similares en ambas fases de CMIP, aunque en el caso de CMIP3 (Figura 31h, Capítulo 5) aparece una región de diferencias negativas significativas en el Atlántico occidental subtropical que en CMIP5 (Figura 43h) aparece mucho menos intenso y desplazado hacia el Atlántico central subtropical.

Por último, el comportamiento del pseudoíndice SCAND muestra un rango de variación de valores máximos y mínimos anuales similar en ambas fases de CMIP (Figura 25d, Capítulo 5 y Figura 36d), lo que también ocurre con la significación de la tendencia de los modelos individuales (Figura 23, Capítulo 5 y Figura 37). Sin embargo, la conducta del multimodelo muestra una tendencia significativa del pseudoíndice para los periodos 1901-1999 y 2000-2098 en CMIP3 (Tabla 8, Capítulo 5), lo que no sucede en CMIP5 (Tabla 10) donde la tendencia es significativa sólo en el último periodo. En el periodo

2000-2098 los valores de  $Z$  y  $SEN$  son un poco más grandes en CMIP5 ( $Z=-10.90$ ,  $SEN=-1.37$ ) que en CMIP3 ( $Z=-10.06$ ,  $SEN=-1.27$ ). Este resultado concuerda con el encontrado para la relación señal/ruido de la tendencia donde el valor para el periodo 2000-2098 es mayor en CMIP5 (-3.00) que en CMIP3 (-2.12). Respecto a la distribución de datos del pseudoíndice SCAND, el tamaño de las cajas y los bigotes es más grande en CMIP3 (Figura 24d, Capítulo 5) que en CMIP5 (Figura 38d) en las dos simulaciones, al igual que ocurría con el resto de pseudoíndices, aunque en el caso del SCAND se observa un desplazamiento de la distribución hacia valores más negativos en el futuro en ambas fases de CMIP. Los puntos representados en el diagrama de Taylor para el periodo 1950-2000 del pseudopatrón SCAND, reproducidos por los modelos individuales, están más dispersos en CMIP5 (Figura 39d) que en CMIP3 (Figura 26d, Capítulo 5), lo que afecta a la conducta del multimodelo cuya representación en el diagrama está más alejada de la del CPC en CMIP5 que en el caso de CMIP3. Este resultado se refleja en la estructura del pseudopatrón SCAND reproducida por el multimodelo en el periodo 1950-2000, que en CMIP5 (Figura 40h) muestra un centro positivo subpolar con una forma alargada hacia el Mediterráneo que es mucho menos pronunciada en el caso de CMIP3 (Figura 28h, Capítulo 5). Al fijar la atención sobre las diferencias encontradas entre el pseudopatrón SCAND en el periodo 2076-2095 menos el periodo 1950-2000, se observa que en CMIP5 (Figura 44h) el pseudopatrón es más intenso que en el periodo de referencia, ya que se intensifican los dos centros de acción: positivo y negativo. Sin embargo, en CMIP3 (Figura 32h, Capítulo 5) sólo se produce una intensificación del centro negativo sobre el Atlántico y aparecen diferencias significativas positivas en el Atlántico subtropical que no se encuentran en CMIP5.

## 6.4. Resumen

Cambios en la circulación atmosférica futura, asociados con los patrones de teleconexión más importantes de la región del Atlántico Norte, pueden producir cambios en los climas regionales, la circulación oceánica y el ciclo de carbono. En este capítulo se han evaluado los índices y patrones de teleconexión con un conjunto de modelos climáticos mucho más grande y con forzamientos más realistas que otros estudios, por lo que consideramos de gran interés los resultados obtenidos, los cuales se resumen a continuación.


-  Se ha conseguido aplicar la metodología PLS a los datos de los modelos pertenecientes al proyecto CMIP5 y obtener los principales índices y patrones de teleconexión de la región euro-atlántica. Este hecho es importante ya que, excluyendo la NAO, es la primera vez que se estudian los patrones de teleconexión en

escenarios futuros de clima con los modelos del estado del arte. Además, estos resultados pueden servir como base para posteriores estudios, tanto relacionados con la metodología como en relación con los resultados obtenidos a partir de ella.

- 🌿 Los cuatro índices de teleconexión NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND, obtenidos con el multimodelo de CMIP5, presentan tendencias significativas durante el periodo 2000-2098. Los valores más acusados de la tendencia en los 99 años se encontraron para la NAO (0.78) y el SCAND (-1.37), seguidos del EA (0.39). El multimodelo de CMIP5 también reproduce una tendencia positiva del EATL/WRUS, aunque su valor y significación son bastante pequeños en relación a los obtenidos con el resto de los índices.
- 🌿 La mayoría de los modelos individuales de CMIP5 simulan una tendencia significativa durante el periodo 2000-2098 para la NAO y el SCAND de acuerdo con lo obtenido para el multimodelo y casi la mitad de los modelos lo hacen para el EA. Sin embargo, el valor de la tendencia en los 99 años varía según el modelo utilizado y el patrón simulado. Durante el siglo XX, los modelos individuales no simulan tendencias significativas para ningún índice y en el caso del EATL/WRUS tampoco lo hacen durante el siglo XXI.
- 🌿 Los pseudoíndices de teleconexión NAO, EA y SCAND sufren un desplazamiento de sus distribuciones hacia valores más acusados durante el siglo XXI, como así lo muestran sus diagramas de Cajas. La NAO y el EA evolucionan hacia valores positivos y el SCAND hacia valores negativos en un escenario de clima futuro con emisiones de gases efecto invernadero altas. Este fenómeno podría influir sobre la precipitación en Europa, que tendería a disminuir.
- 🌿 Se encuentra que tanto los modelos individuales como el multimodelo de CMIP5 son capaces de reproducir razonablemente bien los patrones de teleconexión definidos por el CPC de la NOAA durante el periodo 1950-2000, aunque encontramos que la dispersión modelo a modelo es más acusada en el caso del patrón SCAND. Atendiendo a los parámetros estadísticos representados en el diagrama de Taylor, podemos decir que los modelos que mejor representan los pseudopatrones en dicho periodo son el Can-ESM2.0 y el CMCC-CM para la NAO, el MIROC-ESM y el NorESM1-M para el EA, el GFDL-CM3 y el GFDL-ESM2M para el EATL/WRUS y el GISS-E2-H y GFDL-ESM2M para el SCAND.
- 🌿 Las estructuras espaciales de los cuatro pseudopatrones de la región euro-atlántica no son estacionarias en el tiempo, como así lo revelan los mapas obtenidos

en periodos de 20 años desde 1916 hasta 2095. Los cambios más importantes encontrados en los periodos de futuro con respecto al periodo de referencia 1950-2000 se detallan a continuación:

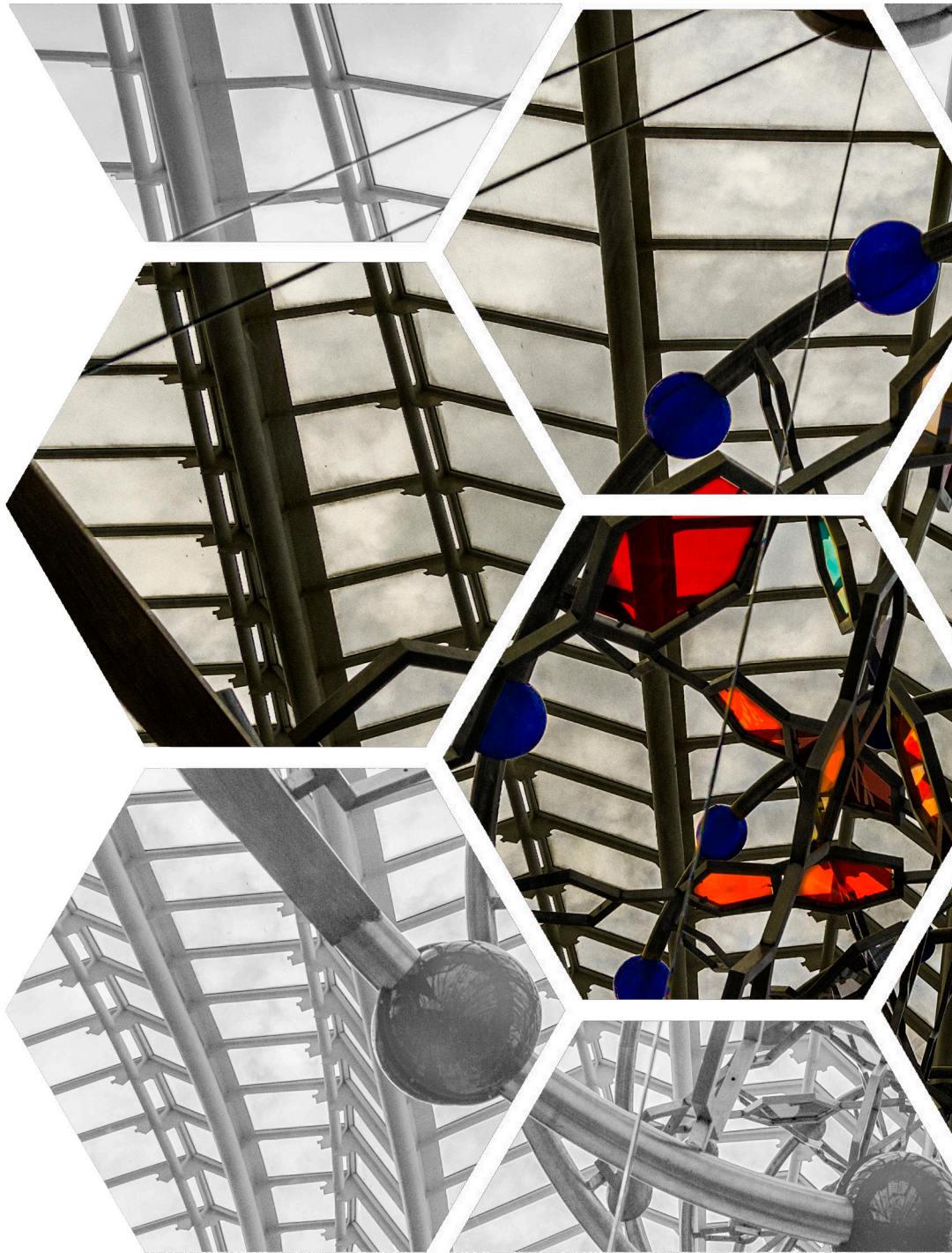
- ❑ El patrón NAO tiende a una configuración más intensa desde la segunda mitad del siglo XXI hacia adelante, con un desplazamiento de sus principales centros de acción hacia el noreste.
- ❑ En el caso del EA, su estructura durante el siglo XXI tiende a un centro positivo más intenso sobre el Mediterráneo y más débil sobre el Atlántico oeste. Además, durante los periodos 2036-2055 y 2056-2075, el centro negativo del EA es más intenso en su parte suroeste.
- ❑ Respecto al patrón EATL/WRUS, se encuentra una intensificación del centro sobre el Atlántico oriental a partir del periodo 2036-2055, cuyo valor máximo se alcanza en el último cuarto del siglo XXI.
- ❑ La parte sur del centro sobre el Atlántico del patrón SCAND sufre un reforzamiento durante todos los periodos de futuro. Por el contrario, el centro sobre Escandinavia sólo se intensifica en su parte oriental durante los periodos 2036-2055 y 2076-2095.

 Las principales diferencias encontradas en la simulación de las teleconexiones con los modelos de CMIP5 y CMIP3 son:

- ❑ La significación de la tendencia del pseudoíndice EA en el periodo 2000-2098, donde casi la mitad de los modelos CMIP5 individuales predicen una tendencia significativa, lo que no ocurre con los modelos de CMIP3
- ❑ La significación de las tendencias de los pseudoíndices obtenidas con ambos multimodelos para el siglo XX. Mientras CMIP3 reproduce una tendencia significativa para el SCAND, CMIP5 lo reproduce para la NAO.
- ❑ En general, los modelos individuales de CMIP5 presentan menos dispersión a la hora de representar los pseudopatronos NAO y el EA en el periodo 1950-2000 que los de CMIP3, como muestran los diagramas de Taylor. Al contrario ocurre con el EATL/WRUS y el SCAND donde existe mayor dispersión de los modelos en CMIP5 que en CMIP3.

- Las diferencias encontradas entre los pseudopatrones NAO, EA, EATLW/RUS y SCAND, entre el periodo 2076-2095 y el periodo 1950-2000, son diferentes según el multimodelo CMIP3 o CMIP5 estudiado.









## Capítulo 7

Predictibilidad de la NAO en escenarios de CMIP5. El papel de la temperatura de la superficie del mar



La temperatura de la superficie del mar (SST) es una variable que refleja la cantidad de calor almacenada por el océano y que, al liberarse, puede alterar la circulación atmosférica produciendo la aparición de patrones de teleconexión. Para detectar la posible predictibilidad de los patrones de teleconexión euro-atlánticos, los índices asociados a dichos patrones se pueden proyectar sobre las anomalías de SST para identificar la contribución del calor almacenado en el océano que puede estar asociado con la configuración de dichos patrones de teleconexión. De esta manera, diversos artículos han demostrado la posible relación de El Niño con la NAO (García-Serrano et al. 2011, López-Parages & Rodríguez-Fonseca 2012). En este capítulo se obtendrá la relación entre los datos de SST de los modelos del estado del arte y los pseudoíndices NAO obtenidos en el Capítulo 6 para cada modelo CMIP5 individual.

En la sección 7.1 se expondrá una revisión bibliográfica acerca de la relación existente entre el patrón de teleconexión NAO y los cambios en la temperatura de la superficie del mar. La sección 7.2 mostrará los resultados obtenidos de la relación entre la NAO y la SST global, en la estación de invierno, para las simulaciones Historical y RCP8.5 de los modelos CMIP5. La relación que simulan dichos modelos entre la NAO y las anomalías de SST en la región del Pacífico tropical se detallará en la sección 7.3, evaluándola primero para los periodos 1901-1999 y 2000-2098 y, posteriormente, para los 9 periodos de 20 años comprendidos entre 1916 y 2095. La sección 7.4 se centrará en la relación entre la NAO de invierno y las anomalías de SST en meses anteriores con el fin de estudiar su predictibilidad. Finalmente, en la sección 7.5 se mostrarán las principales contribuciones que se desprenden de este capítulo.

## 7.1. El papel del océano en la variabilidad de la región euro-atlántica.

Como ya se ha indicado en la Introducción, el océano es una de las componentes fundamentales del sistema climático. En la región del Atlántico Norte, la variabilidad oceánica viene influida por los procesos atmosféricos que ocurren justo encima de él, como ya fue descrito por Bjerknes (1964), quien estudió la respuesta de la SST a la NAO durante la estación de invierno. No obstante, el océano en esta región tiene asimismo un papel activo. Investigaciones posteriores (Cayan 1992, Visbeck et al. 1998, Marshall et al. 2001, Rodríguez-Fonseca et al. 2006) han descrito que el patrón de variabilidad de la SST en respuesta a la NAO de invierno es una estructura tripolar, que se conoce con el nombre de Tripolo Atlántico (Sutton & Allen 1997), cuya extensión va desde los trópicos a los extratropicos. Se caracteriza por anomalías frías (cálidas) en el Atlántico subpolar y la región comprendida entre el ecuador y 30°N (latitudes medias en torno a

Cabo Hatteras) en relación con un índice de la NAO positivo. Este patrón tripolar es el resultado de cambios en el viento superficial y en los flujos de calor latente y sensible en escalas de tiempo mensuales y estacionales. Aparece como respuesta a las variaciones de la NAO sobre la superficie oceánica, alcanzando su valor máximo a finales de invierno, mientras que la NAO es más fuerte durante todo el invierno (de diciembre a marzo). A su vez, las anomalías inducidas en la superficie oceánica persisten en el tiempo y modifican los flujos de calor atmósfera-océano, permitiendo un acoplamiento entre el océano y la atmósfera (Frankignoul 1985, Frankignoul et al. 1998, Czaja & Frankignoul 1999, Kushnir et al. 2002, Rodríguez-Fonseca & de Castro 2002, Mosedale et al. 2006, Losada et al. 2007).

En la bibliografía existe consenso acerca de la rápida (escalas estacional a interanual) respuesta del océano al forzamiento debido a la NAO (Visbeck et al. 2003). Sin embargo, hay controversia acerca de la respuesta a escala decadal y a más largo plazo (Kushnir 1994, Visbeck et al. 1998, Delworth & Greatbatch 2000, Eden & Willebrand 2001, Krahnemann et al. 2001), estando bajo debate el origen de la baja frecuencia de la NAO así como su predictibilidad. Algunos de los estudios al respecto defienden la hipótesis de que la variabilidad de la NAO puede deberse a procesos de la dinámica interna de la atmósfera (Jung et al. 2011), como ruptura de ondas de Rossby (Woollings et al. 2008, Gómara et al. 2014) o acoplamientos estratosfera-troposfera (Scaife et al. 2005), mientras que otros sugieren que la variabilidad forzada fuera de la atmósfera, como el ENSO, también juega un papel determinante (Greatbatch & Jung 2007, García-Serrano et al. 2011, López-Parages & Rodríguez-Fonseca 2012, López-Parages et al. 2014).

Existen investigaciones que estudian la influencia del océano sobre la NAO a través de anomalías de SST (Kushnir & Held 1996, Czaja & Frankignoul 2002, Rodríguez-Fonseca & de Castro 2002, Wang et al. 2004, Rodríguez-Fonseca et al. 2006, Losada et al. 2007, García-Serrano et al. 2008, Frankignoul et al. 2011) y que implican una posible predictibilidad de la NAO por parte del océano. Los resultados encontrados por Czaja y Frankignoul (2002) indican la existencia de influencias de la SST Atlántica sobre la NAO de comienzo del invierno. La más importante proviene de las anomalías de SST del Atlántico norte que se conocen con el nombre de Patrón de Herradura del Hemisferio Norte (NAHS<sup>1</sup>). Estas anomalías tienen forma de herradura, con anomalías positivas en torno a los 40°N y negativas en las regiones al noreste y sureste, precediendo a una NAO en su fase positiva durante varios meses antes (y viceversa). La influencia del patrón de herradura sobre la NAO también ha sido discutida en otros artículos (Rodríguez-Fonseca & de Castro 2002, Rodríguez-Fonseca et al. 2006, Losada et al. 2007). Por su parte, Wang et al (2004) encuentran que las anomalías de la SST, precedentes a la NAO de

---

1. Acrónimo del término inglés North Atlantic HorseShoe

invierno sobre la región de la corriente del Golfo, influyen de manera importante en la formación de las perturbaciones de la circulación atmosférica en el Atlántico Norte. Además de estos estudios, una investigación reciente (Herceg-Bulic & Kucharski 2014) muestra como la NAO de invierno puede afectar a la variabilidad climática de la primavera siguiente en la región del Atlántico Norte. Estos autores proponen el dipolo de SST del Atlántico extratropical como posible vínculo entre la NAO y el clima de la primavera posterior, sugiriendo un papel activo de la capa de mezcla de la SST.

Además de las variaciones de la SST en el océano Atlántico, también pueden influir en la variabilidad del clima de la región euro-atlántica las variaciones en la SST del Pacífico Ecuatorial. Diversos estudios han encontrado una señal consistente y significativa del ENSO en el clima Europeo (Fraedrich & Muller 1992, Fraedrich 1994, Moron & Plaut 2003, Mathieu et al. 2004, Toniazzo & Scaife 2006, Brönnimann et al. 2007, Shaman 2014). Las relaciones entre El Niño y el clima de la Península Ibérica han sido estudiadas por diversos autores (Ropelewski & Halpert 1987, Hurrell & VanLoon 1997, Rodó et al. 1997, Mariotti et al. 2002, Vicente-Serrano 2005, Frias et al. 2010), encontrando diferencias en el signo de la relación y significación según las estaciones. Existen estudios que ligan la NAO con el fenómeno de El Niño del Pacífico, asociando eventos fríos del ENSO (La Niña) con la fase positiva de la NAO en invierno (Pozo-Vazquez et al. 2001). Morón y Gouirand (2003) muestran una dependencia estacional entre las anomalías de SLP sobre la región euro-atlántica y los eventos ENSO, de manera que la relación cambia de forma considerable entre los meses de diciembre-noviembre y enero-marzo. Otros estudios han encontrado una relación entre los eventos Niño con la NAO en su fase negativa a finales del invierno (Moron & Plaut 2003, Brönnimann et al. 2007). Shaman (2014) analiza las causas de los cambios estacionales de las teleconexiones entre el ENSO y la precipitación sobre Europa y las condiciones atmosféricas del Atlántico Norte.

Recientemente, algunas investigaciones han mostrado un papel activo de la estratosfera en la conexión entre El Niño y el clima de la región del Atlántico Norte (Bell et al. 2009, Cagnazzo & Manzini 2009, Ineson & Scaife 2009), mostrando como el vórtice polar estratosférico debilitado puede disparar una NAO negativa a finales de invierno. También se ha encontrado que los modelos del CMIP5 relacionan eventos tipo La Niña con un reforzamiento del vórtice polar en invierno, aunque con magnitudes inferiores a las observadas (Hurwitz et al. 2014). Sin embargo, no parece que ese mecanismo sea el único responsable de la relación entre los eventos de El Niño y el clima de Europa. Sung et al. (2013) encuentran que las SST tropicales del Atlántico Norte juegan un papel relevante en la respuesta de la atmósfera al fenómeno de El Niño sobre la región euro-atlántica, siendo las anomalías cálidas del Atlántico tropical las causantes de una NAO negativa más acusada y viceversa. López-Parages y Rodríguez-Fonseca (2012) muestran

cómo las teleconexiones de ENSO sobre la precipitación en la región euro-atlántica no son estacionarias y cómo hay periodos en los que El Niño ejerce una gran influencia sobre la variabilidad de la lluvia en Europa y otros en los que dicha influencia se ve reducida. López-Parages et al. (2014) confirman esta relación con un modelo del CMIP5 (CNRM-CM5) en la estación de febrero a abril, indicando cómo esta ausencia de teleconexiones estacionarias se debe a la modulación que ejerce la variabilidad multidecadal del océano sobre el flujo medio atmosférico y la propagación de ondas desde el Pacífico.

## 7.2. Relación de la NAO con las anomalías globales de SST

Como se ha expuesto en la sección anterior, son muchas las investigaciones que estudian la relación entre la NAO y las anomalías de SST, tanto Atlánticas como Pacíficas. La mayoría de las investigaciones citadas anteriormente se basan en datos de observaciones, de reanálisis y algunas de ellas estudian el comportamiento utilizando algún modelo climático en particular. En este caso, se pretende estudiar la relación existente entre la NAO, obtenida en el Capítulo 6 mediante la regresión PLS con los modelos CMIP5 individuales, y las anomalías de SST de los mismos modelos. Esta es la primera vez que se evalúa dicha relación con un amplio número de modelos pertenecientes a CMIP5 y con ambos experimentos Historical y RCP8.5.

Para obtener dicha relación, en primer lugar se han calculado las anomalías de SST globales para el periodo 1901-2098 con respecto al periodo de referencia 1950-2000 y la estación de invierno (diciembre-febrero), siguiendo el mismo método que el utilizado en los capítulos anteriores para las anomalías de  $Z_{500}$ . Estas anomalías se han obtenido, de manera individual, para cada modelo y realización de CMIP5 mostrados en el Capítulo 3. A continuación, se han utilizado los pseudoíndices NAO de DJF obtenidos a partir de la regresión PLS aplicada a los datos de CMIP5, a los que se ha aplicado un filtro con objeto de analizar las frecuencias inferiores a 7 años, que es la escala de variabilidad de El Niño. Finalmente, estos pseudoíndices NAO filtrados, obtenidos para cada modelo y realización, se han correlacionado en cada punto de malla con las anomalías de SST globales, obteniendo mapas de correlación. Por consistencia con los capítulos anteriores, se han obtenido los mapas de correlación para los periodos 1901-1999 y 2000-2098 correspondientes a los dos experimentos: Historical y RCP8.5. Los mapas de correlación de cada periodo se promedian para todas las realizaciones, obteniéndose los mapas del ensemble para cada modelo individual. A su vez, estos se promedian para todos los modelos, obteniendo los mapas de correlación del multimodelo.

La Figura 46 muestra los mapas de correlación del pseudoíndice NAO con las anomalías de SST, los cuales han sido obtenidos con el multimodelo en la estación de invierno y para los dos periodos indicados: Historical (Figura 46a) y RCP8.5 (Figura 46b). Superpuestos a dichos mapas, las aspás indican aquellas regiones donde el valor de la correlación, en 20 modelos de 29, es significativo en todas las realizaciones individuales y, además, coincide el signo de la correlación en todos ellos. Los resultados del multimodelo acerca de la relación entre la NAO y la SST en el periodo 1901-1999, revelan un patrón tripolar significativo en la región Atlántica que corresponde con el conocido tripolo Atlántico. En los últimos años, este tripolo se ha identificado como parte del modo acoplado atmósfera-oceano en el que la NAO y las anomalías de SST se retroalimentan (Frankignoul et al. 1998, Mosedale et al. 2006). Además, en este mismo periodo se encuentran valores de correlación significativos en la región del Pacífico ecuatorial que relacionan el pseudoíndice NAO negativamente con cambios en la SST del Pacífico Ecuatorial. Dado el carácter lineal de la correlación, una fase positiva de la NAO estaría relacionada con una Niña o una fase negativa de la NAO con un Niño.

Los mecanismos dinámicos de las conexiones entre el ENSO y la NAO han sido estudiados con observaciones por Shaman (2014) y con modelos GCM por Li y Lau (2012), obteniendo en ambos estudios asociaciones negativas entre la NAO y el Niño. La explicación que estos autores proponen es que durante El Niño se intensifican los “eddies” y las trayectorias de las tormentas del Atlántico Norte se desplazan hacia el sureste, lo cual favorece una NAO negativa. Otros estudios (López-Parages & Rodríguez-Fonseca 2012, López-Parages et al. 2014) han encontrado una relación no estacionaria entre El Niño (La Niña) en la región 3.4 y la NAO negativa (positiva) en distintas estaciones del año con observaciones y datos del modelo CNRM-CM5.

El comportamiento del multimodelo revela algunos cambios en la relación entre la NAO y la SST durante el periodo 2000-2098 con respecto al periodo anterior (Figura 46b). En este caso, los valores de correlación en el Atlántico Norte se debilitan y no aparecen regiones con valores significativos. Respecto a las anomalías de SST en el Pacífico ecuatorial, se encuentra una señal significativa tipo La Niña en relación con una NAO positiva y viceversa, aunque la amplitud más fuerte de esta señal se ha desplazado desde la zona de la costa oeste de Centroamérica, en la simulación Historical, hacia el Atlántico central en la simulación RCP8.5. Este resultado para la simulación de futuro asocia negativamente el pseudoíndice NAO con las anomalías de la SST en el Pacífico. Según Wang (2002), la señal de El Niño favorece la convección sobre el Pacífico y la subsidencia sobre la región del Amazonas a través de la célula de Walker. Esta subsidencia anómala, a su vez, debilita la célula de Hadley que, sobre el Atlántico Norte subtropical, actúa debilitando el anticiclón de las Azores y reduciendo los vientos alisios, produciéndose un calentamiento del océano. De esta manera, un evento tipo

## Predictibilidad de la NAO en escenarios de CMIP5.

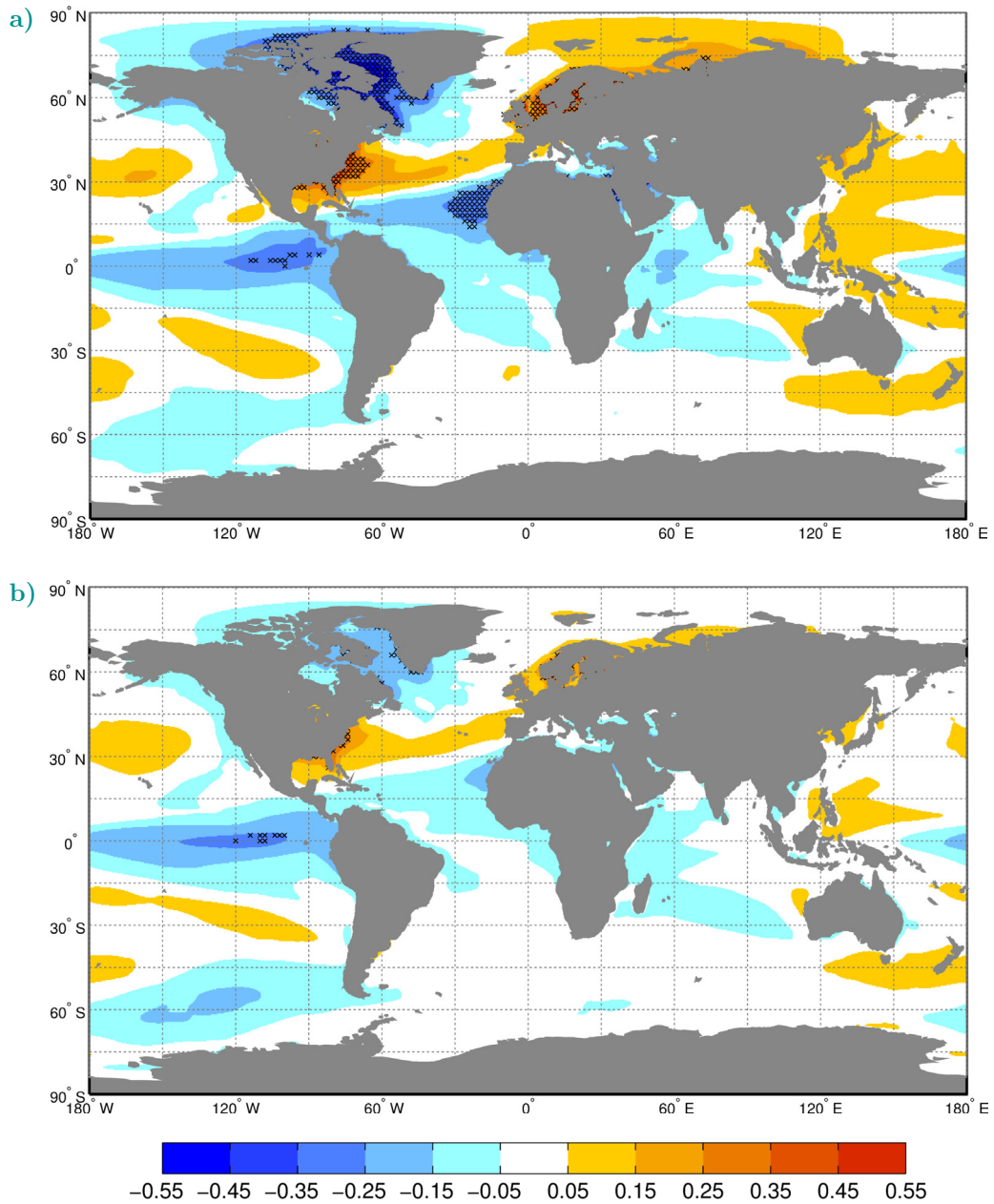


Figura 46: Mapas de correlación, en sombreado, entre el pseudoíndice NAO y las anomalías de SST obtenidos con el multimodelo de CMIP5 en la estación de invierno para los periodos 1901-1999 (a) y 2000-2098 (b). Los puntos de malla señalados con aspas de color negro nos indican aquellas regiones donde en 20 de 29 modelos la correlación es significativa con un nivel de confianza del 90% y además todas las realizaciones de los modelos individuales coinciden en la simulación del signo de la correlación.



Niño (Niña) está asociado con un calentamiento (enfriamiento) en el Atlántico Norte en la región de la herradura del NAHS. Por lo tanto, los resultados mostrados en la Figura 46 para ambas simulaciones se pueden interpretar como que existe una señal que relaciona negativamente la NAO con el fenómeno ENSO y que, además, esta señal sufre un debilitamiento en la simulación RCP8.5 con respecto a la simulación Historical, ya que en la primera aparecen ambas señales Atlántica y Pacífica de manera significativa, lo que no ocurre en la última.

El debilitamiento de la relación entre El Niño y la NAO encontrado en la Figura 46 puede ser debido a dos fenómenos conjugados. Por un lado, es probable que en escenarios más cálidos aumente la intensidad y frecuencia de los eventos Niño (Guilyardi et al. 2012, Kim & Yu 2012, Stevenson 2012) y, por otro lado, que se produzca un incremento de las fases positivas de la NAO como se ha encontrado en el Capítulo 5 y Capítulo 6. Ya que la relación entre la NAO y el Niño se ha demostrado que es negativa, es decir una NAO positiva (negativa) se relaciona con Niña (Niño), pues si los eventos Niño tienden a aumentar en el futuro, esto daría lugar a más fases negativas de la NAO. Sin embargo no es lo que ocurre, ya que la tendencia de la NAO es positiva en los periodos de futuro. Por lo tanto, este resultado podría explicar el debilitamiento encontrado en la relación entre la NAO y el Niño, aunque para justificar esta hipótesis es necesario realizar futuros estudios que quedan fuera del alcance de esta investigación.

### 7.3. Relación de la NAO con las anomalías de SST en la región Niño 3.0

Como ya se ha dicho, son numerosas las investigaciones que encuentran una señal significativa del ENSO en el clima de la región euro-atlántica (García-Serrano et al. 2011, López-Parages & Rodríguez-Fonseca 2012, López-Parages et al. 2014) por lo que este estudio está enfocado hacia el análisis de la bondad de los modelos del CMIP5 a la hora de determinar la relación entre la NAO y la SST en la región de El Niño 3.0. Para alcanzar este objetivo, se ha seleccionado la región del modelo que engloba la región Niño 3.0, que es la comprendida entre 6°S y 6°N en latitud y entre 150°W y 90°W en longitud. En dicha región, se promedian los coeficientes de correlación obtenidos entre la NAO y las anomalías de SST global, para cada modelo y realización de forma individual en los periodos 1901-1999 y 2000-2098. Los valores de correlación resultantes, a su vez, se promedian a lo largo de todas las realizaciones disponibles en cada modelo individual, mostrando los resultados en la Figura 47a, donde el color de cada caja indica el valor

del coeficiente de correlación. A esta figura se le ha añadido información relativa a las realizaciones, mostrando con un asterisco negro aquellos modelos donde no todas las realizaciones coinciden en el signo de la correlación.

Los resultados obtenidos revelan que casi todos los modelos de CMIP5 (26/29) muestran una correlación negativa para la región Niño 3.0 en el periodo 1901-1999 con el pseudoíndice NAO y todos lo hacen para el periodo 2000-2098. Durante el siglo XX, los únicos tres modelos que simulan una correlación positiva entre la NAO y la SST son GFDL-ESM2G (18), MIROC5 (31) y MPI-ESM-MR (33), siendo el modelo MIROC5 (31) el único cuyas realizaciones no coinciden simulando el signo de la correlación. Aunque estos modelos simulan un comportamiento diferente al resto en este estudio, Kim y Yu (2012) encuentran que estos mismos modelos son capaces de simular las

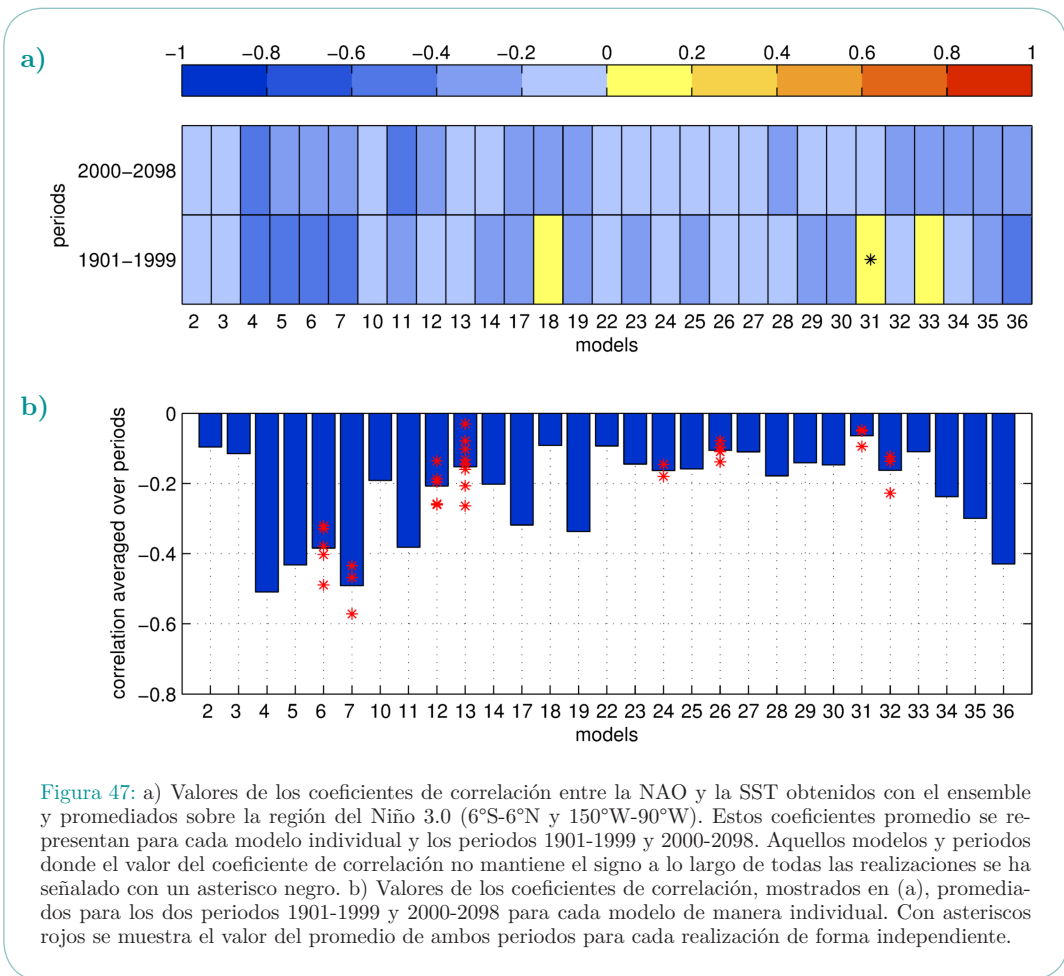


Figura 47: a) Valores de los coeficientes de correlación entre la NAO y la SST obtenidos con el ensemble y promediados sobre la región del Niño 3.0 (6°S-6°N y 150°W-90°W). Estos coeficientes promedio se representan para cada modelo individual y los periodos 1901-1999 y 2000-2098. Aquellos modelos y periodos donde el valor del coeficiente de correlación no mantiene el signo a lo largo de todas las realizaciones se ha señalado con un asterisco negro. b) Valores de los coeficientes de correlación, mostrados en (a), promediados para los dos periodos 1901-1999 y 2000-2098 para cada modelo de manera individual. Con asteriscos rojos se muestra el valor del promedio de ambos periodos para cada realización de forma independiente.

características observadas del ENSO del Pacífico este en las que la variabilidad de SST máxima se localiza justo al comienzo de la costa de Sudamérica, característica no reproducida en los modelos CMIP3 (Yu & Kim 2010). En general, la Figura 47a indica que existe una alta coherencia en la relación simulada entre la NAO y la SST del Pacífico tropical por los modelos de CMIP5 en periodos de 99 años, relacionando el pseudoíndice NAO con anomalías negativas de SST en una gran mayoría de los modelos. Sin embargo, la intensidad con la que reproducen este enfriamiento en la región de El Niño, varía modelo a modelo como se infiere de la Figura 47b. Esta figura muestra, en barras, el valor promedio de los coeficientes de correlación a lo largo de los dos periodos mostrados en la Figura 47a para cada modelo individual. Los asteriscos de color rojo, presentes en aquellos modelos donde se utilizan varias realizaciones, indican el valor promedio de los dos periodos para cada realización individual. Como puede observarse, todos los modelos, incluidos aquellos que en el primer periodo simulan correlaciones con la SST positivas, muestran valores de correlación negativos al promediar ambos periodos. No obstante, esta falta de concordancia en el signo entre realizaciones se ve reflejada en la intensidad de la correlación media, que es más baja que en otros modelos donde existe concordancia en el signo. En promedio, podemos decir que hay 10 modelos que simulan una correlación negativa superior al resto. Estos modelos son BCC-CSM1.1\_m (4), BNU-ESM (5), CanESM2 (6), CCSM4 (7), CMCC-CMS (11), GFDL-CM3 (17), GFDL-ESM2M (19), MRI-CGCM3 (34), NorESM1-M (35) y NorESM1-ME (36).

Si ahora se promedian los valores de correlación de la Figura 47a a lo largo de todos los modelos para cada periodo individual, se obtiene el comportamiento del multimodelo (Figura 48). Los valores obtenidos indican que en ambos periodos la correlación es similar, aunque durante el periodo 1901-1999 la correlación es un poco superior a la obtenida para el periodo 2000-2098. Esta ligera diferencia puede deberse a que en el periodo de futuro, los valores máximos de la correlación en el Pacífico tropical se encontraban desplazados hacia el Pacífico central (ver Figura 46b) en relación a lo que ocurría para el periodo histórico, y por lo tanto al promediar para la región del Niño 3.0 encontramos valores ligeramente inferiores. Este comportamiento está de acuerdo con el comportamiento del multimodelo realizado a partir de 13 modelos de CMIP5 por Kim y Yu (2012), que se caracteriza porque la intensidad del ENSO del Pacífico este disminuye en la simulación RCP4.5 con respecto a la simulación Historical, mientras que el ENSO del Pacífico central aumenta en la simulación de futuro con respecto a la de presente.

Aunque los resultados obtenidos en los 99 años de los experimentos Historical y RCP8.5 son bastante robustos, hay evidencias que indican que la influencia del ENSO sobre el clima de la región euro-atlántica no ha sido estacionaria durante el siglo XX (Mariotti et al. 2002, Greatbatch et al. 2004, Zanchettin et al. 2008, López-Parages & Rodríguez-Fonseca 2012). Por este motivo, se analiza la correlación entre la NAO y la SST de

## Predictibilidad de la NAO en escenarios de CMIP5.

la región Niño 3.0, en periodos de 20 años que abarcan desde 1916 hasta 2095, al igual que se ha hecho con la NAO en el Capítulo 4. El proceso seguido es idéntico al utilizado para los dos periodos de 99 años, pero los coeficientes de correlación se han calculado para los periodos: 1916-1935, 1936-1955, 1956-1975, 1976-1995, 1996-2015, 2016-2035, 2036-2055, 2056-2075 y 2076-2095 (Figura 49a). En esta figura los colores representan el valor de la correlación obtenida para la región del Niño 3.0 con el ensemble para cada modelo y periodo de manera individual.

A primera vista se puede decir que la mayoría de los modelos presentan anomalías negativas en el Pacífico en relación con el pseudoíndice NAO en la región del Atlántico norte, cosa que ocurre también para la mayoría de los periodos. Al evaluar la correlación obtenida para los distintos modelos en cada periodo (Figura 49a), se encuentra que el periodo 1936-1955 es en el que existe mayor discrepancia entre los modelos individuales, ya que 9 de 29 modelos reproducen una correlación positiva, siendo el resto negativa. Este periodo coincide con el periodo de transición de valores de correlación

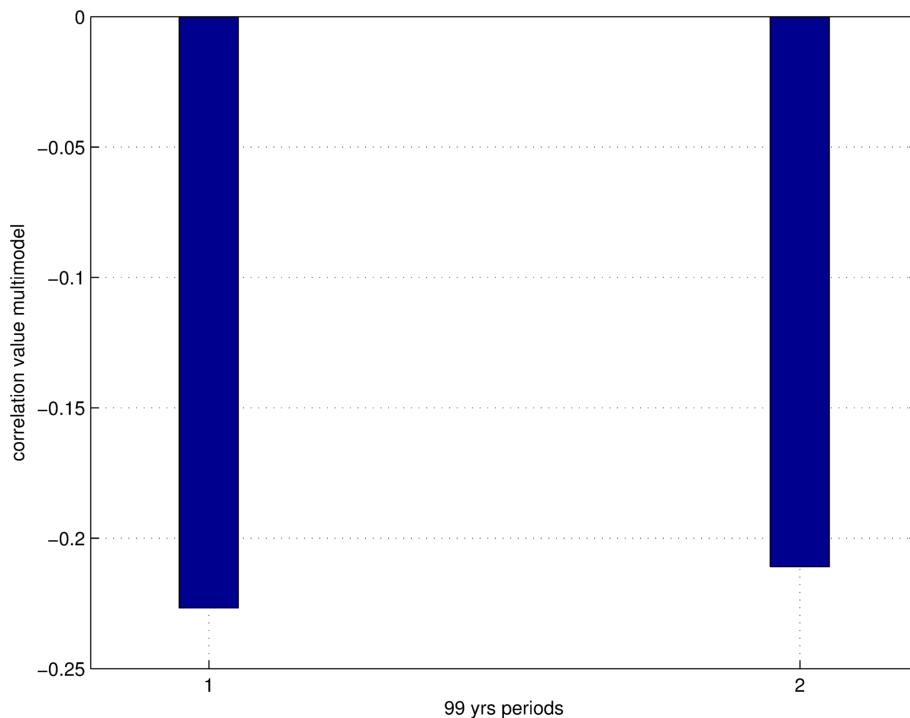


Figura 48: Valores de los coeficientes de correlación entre la NAO y las anomalías SST en DJF con el multimodelo y promediados sobre la región Niño 3.0 (6°S-6°N y 150°W-90°W) para los periodos 1901-1999 (1) y 2000-2098 (2).

positiva a negativa encontrado por López-Parages y Rodríguez-Fonseca (2012) en la relación observada entre la precipitación sobre el sector euro-mediterráneo y el Niño 3.4 para la estación de invierno. En cuanto a los demás periodos, se encuentra hasta un máximo de 3 modelos que reproducen correlaciones positivas. Fijando la atención sobre el comportamiento de los modelos individuales a lo largo de los periodos, 11 modelos de 29 (BCC-CSM1.1\_m (4), BNU-ESM (5), CanESM2 (6), CCSM4 (7), CMCC-CMS (11), CNRM-CM5 (12), CSIRO-Mk3.6.0 (13), GFDL-ESM2M (19), HadGEM2-ES (24), IPSL-CM5A-LR (26), NorESM1-ME (36)) reproducen correlaciones negativas en todos los periodos, aunque en alguno de ellos el signo de la correlación no es igual en todas las realizaciones, como así lo indican los asteriscos de color negro. En el resto de modelos, aquellos que muestran correlación positiva en un mayor número de periodos son el IPSL-CM5A-MR (27), el MIROC5 (31) y el MPI-ESM-MR (33), encontrando en todos ellos 3 periodos con correlación positiva. Además de estos tres modelos, también se observa un comportamiento diferente al resto para el modelo FGOALS-g2 (14), ya que presenta el valor de correlación positivo más elevado de los encontrados entre todos los modelos y periodos, durante el periodo 1996-2015.

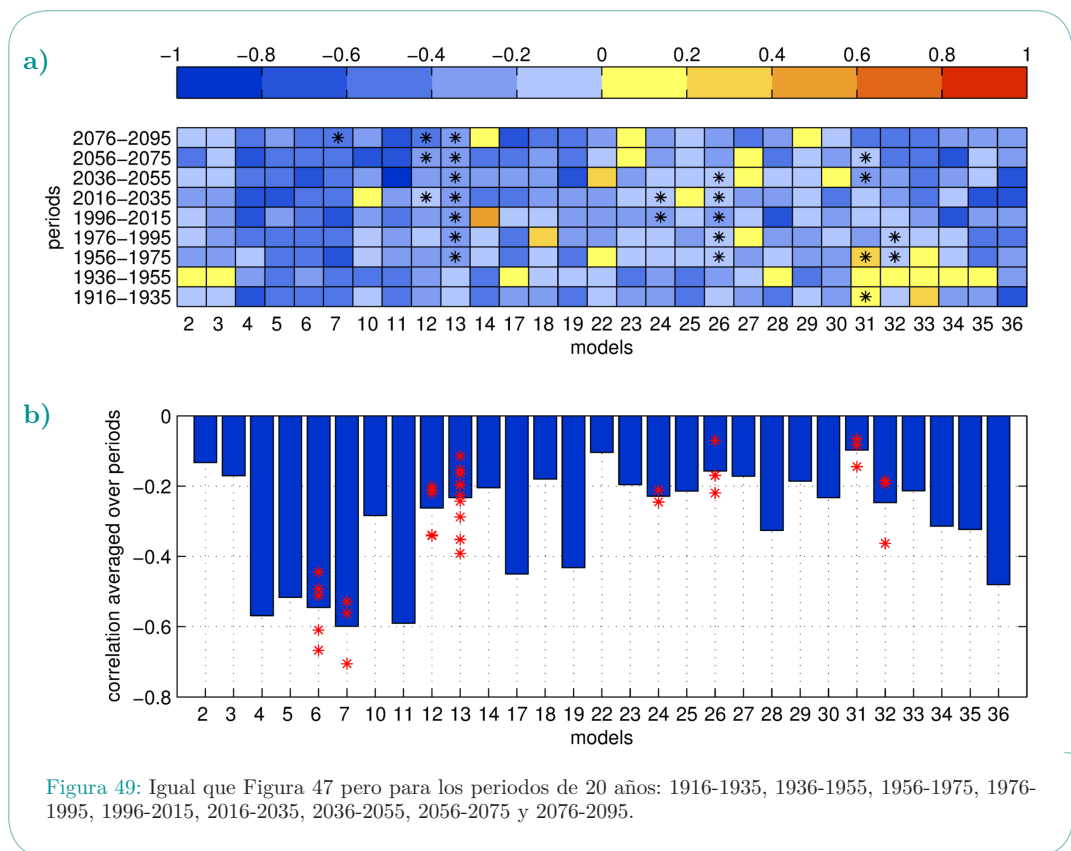


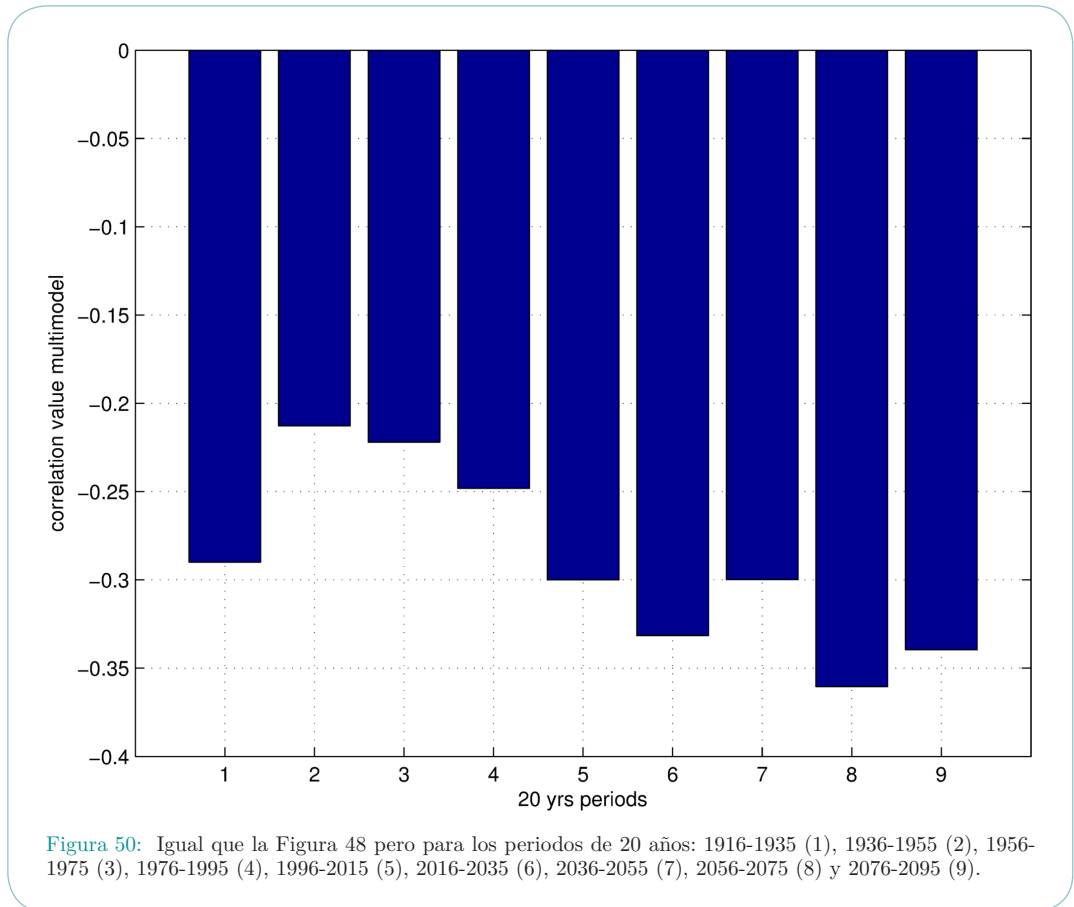
Figura 49: Igual que Figura 47 pero para los periodos de 20 años: 1916-1935, 1936-1955, 1956-1975, 1976-1995, 1996-2015, 2016-2035, 2036-2055, 2056-2075 y 2076-2095.

El resultado anterior acerca de que la mayoría de modelos muestra una relación negativa entre la NAO y las anomalías de SST en casi todos los periodos de 20 años estudiados, no está de acuerdo con los resultados de López-Parages et al. (2014), quienes encuentran una modulación multidecadal con el modelo CNRM-CM5. Esta discrepancia es debido a que estos autores buscan la influencia de El Niño en el Clima de Europa y no en la NAO, por lo que el patrón atmosférico que ellos encuentran, forzado por el Niño de forma diferente según las décadas consideradas, no presenta una estructura de NAO canónica como la que se impone en el presente trabajo. Esto quiere decir que la estructura canónica de la NAO presenta una correlación negativa con el Niño, pero pueden existir otras estructuras de gran escala atmosférica que aparezcan influidas por el Niño de diferente forma como ocurre en López-Parages et al. (2014).

La Figura 49b muestra el promedio de los valores de correlación a lo largo de todos los periodos mostrados en la Figura 49a para cada modelo individual. De ella se desprende que, a pesar de que algunos modelos presentan correlaciones de signo contrario en algunos periodos, los valores de la correlación promedio son negativos para todos los modelos y todas las realizaciones (representadas por los asteriscos de color rojo). No obstante, existen 11 modelos de 29 cuya correlación promedio a lo largo de los distintos periodos es superior a la media, siendo estos modelos BCC-CSM1.1\_m (4), BNU-ESM (5), CanESM2 (6), CCSM4 (7), CMCC-CMS (11), GFDL-CM3 (17), GFDL-ESM2M (19), IPSL-CM5B-LR (28), MRI-CGCM3 (34), NorESM1-M (35) y NorESM1-ME (36).

Por otro lado, la Figura 50 muestra el promedio de los valores de correlación a lo largo de los modelos para cada periodo de 20 años analizado en la Figura 49a. Este multimodelo en la región del Niño 3.0 muestra una correlación inferior en los cuatro primeros periodos que en los 4 últimos, donde los valores son más elevados. Esto indicaría un fortalecimiento de la relación entre la NAO y las anomalías de SST en la región del Niño 3.0 a escala decadal. Este resultado podría ser analizado en detalle mediante la realización de experimentos de sensibilidad en los que a un estado base, relacionado con las tendencias dadas por los modelos del IPCC, se le añadiera una anomalía en la región del Pacífico Ecuatorial, lo que queda fuera del alcance de esta investigación.

Una vez analizado el comportamiento de los modelos de CMIP5 individuales y la relación que presentan entre la NAO y las anomalías de SST, se puede decir que las magnitudes encontradas de dicha relación son similares en las simulaciones Historical y RCP8.5, a pesar de las diferencias existentes entre los forzamientos climáticos de ambas simulaciones. Este resultado está de acuerdo con los resultados obtenidos por Hurwitz et al (2014) quienes encuentran que las diferencias entre los forzamientos de las simulaciones Pre-industrial e Historical no afectan a la esencia de las teleconexiones del ENSO obtenidas con los modelos CMIP5. En esta misma línea Hurwitz et al. (2013),



encuentra magnitudes similares en las respuestas de la atmósfera a eventos Niño en el Pacífico central bajo condiciones climáticas actuales y de finales del siglo XXI con el modelo GEOSCCM.

## 7.4. Predictibilidad de la NAO en escenarios de CMIP5

Como se ha visto en las secciones anteriores, uno de los retos actuales en el campo de la variabilidad climática es entender en profundidad las teleconexiones existentes entre el fenómeno ENSO y las variaciones interanuales de variables climáticas en la región del Atlántico Norte. Hasta el momento, este capítulo ha mostrado la relación que presentan los modelos de CMIP5 entre el pseudoíndice de la NAO y las anomalías de SST en la región del Niño 3.0 en la estación de invierno, en la cual ambos eventos suelen alcanzar

su valor máximo. Sin embargo, es posible que exista cierta predictibilidad de la NAO por parte del fenómeno ENSO, lo que puede inferirse haciendo un análisis de la relación desfasando el comportamiento del océano con meses de antelación.

Por este motivo, se han correlacionado las anomalías de SST desfasadas con el pseudoíndice de la NAO de invierno. Las anomalías de SST se construyen a partir de 3 meses, comenzando en invierno y desfasando un mes hacia atrás. De esta manera, la NAO de invierno se correlaciona con las anomalías de SST de las estaciones de DJF (diciembre-enero-febrero), NDJ (noviembre-diciembre-enero), OND (octubre-noviembre-diciembre), SON (septiembre-octubre-noviembre), ASO (agosto-septiembre-octubre), JAS (julio-agosto-septiembre). Este proceso se realiza para cada modelo y realización de forma individual, obteniendo los valores de correlación, en cada punto de malla, entre la NAO y las anomalías de SST de todas las estaciones para los periodos 1901-1999 y 2000-2008. Los valores de correlación promedio de la región Niño 3.0, obtenidos con el ensemble para cada modelo y estación individuales, se muestran en la Figura 51. En esta figura, los asteriscos de color negro indican la estación en la que cada modelo presenta el valor máximo de correlación.

Para el periodo 1901-1999 (Figura 51a), 25 de 29 modelos presentan un valor de correlación negativa en todas las estaciones. Los modelos GFDL-ESM2G (18), MIROC5 (31) y MPI-ESM-MR (33), presentan valores positivos en todas las estaciones y el modelo MPI-ESM-LR (32) muestra valores negativos (positivos) en las estaciones DJF, NDJ, OND (SON, ASO, JAS). En el periodo 2000-2008 (Figura 51b) todos los modelos presentan correlaciones negativas en todas las estaciones excepto el modelo INM-CM4 (25) con el que se obtiene un valor positivo en la estación de JAS. En ambos periodos, se encuentra el valor máximo de la correlación en la estación de invierno para la mayoría de los modelos. El resto de modelos reparten los valores máximos por distintas estaciones, encontrando 5 modelos que en el periodo 1901-1999 lo encuentran en JAS, mientras que 4 modelos lo encuentran en OND en el periodo 2000-2008. Es interesante ver como ninguno de los tres modelos que simulan valores de correlación positivos en todas las estaciones tiene su valor máximo de correlación en el invierno, lo cual podría estar relacionado con un cambio en el ciclo estacional de El Niño.

En general, con el estudio mostrado en la Figura 51 se puede deducir que el océano lidera la relación entre la NAO y las anomalías de SST en el Pacífico tropical, en casi todos los modelos, al menos durante los 5 meses anteriores al invierno. Este resultado indica que las anomalías negativas en el Pacífico ecuatorial durante los meses correspondientes al final del verano y otoño boreal podrían influir en la configuración de la NAO positiva en el invierno y viceversa. Este resultado es novedoso hasta el momento y coherente con los resultados obtenidos en otras investigaciones. Zanchettin et al.



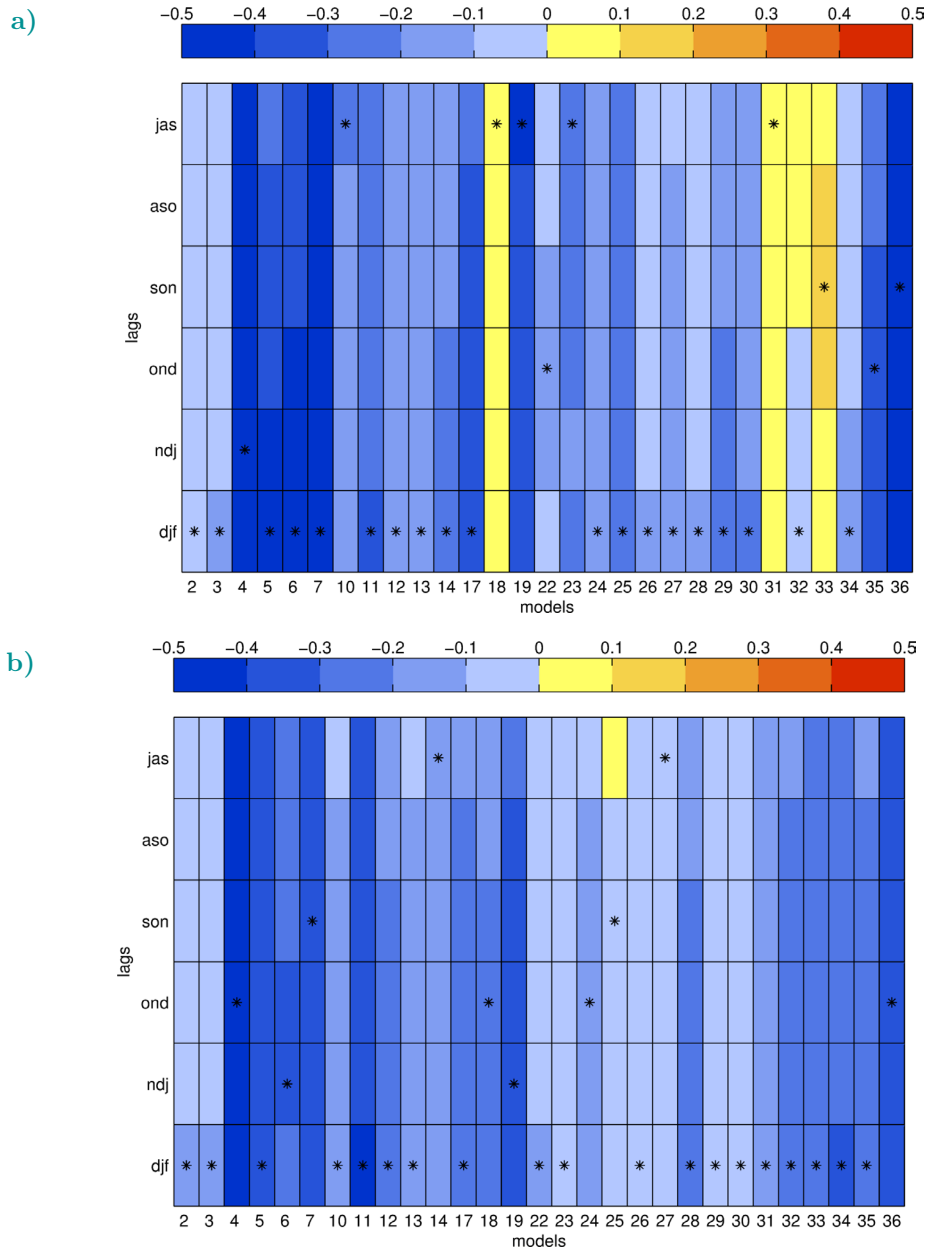




Figura 51: Valores de los coeficientes de correlación entre la NAO de DJF y las anomalías de SST de las estaciones DJF, NDJ, OND, SON, ASO, JAS obtenidos con el ensemble y promediados sobre la región de El Niño 3.0 (6°S-6°N y 150°W-90°W) para los periodos 1901-1999 (a) y 2000-2098 (b). Los valores de correlación promedio se muestran para cada modelo y estación de manera individual. Para cada modelo, se ha señalado con un asterisco de color negro, aquella estación donde el valor de la correlación entre la NAO y las anomalías de SST es máximo.

(2008), encuentran que las fases positivas (negativas) de ENSO están asociadas con incremento (disminución) de la precipitación en Europa en la estación de invierno, lo que se ve reforzado por el link entre el ENSO cálido y una fase positiva de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO<sup>1</sup>). Por otro lado, López-Parages y Rodríguez-Fonseca (2012) encuentran que las correlaciones móviles en periodos de 21 años entre la precipitación en el Mediterráneo y el Niño 3.4 están en fase con la PDO excepto de 1970 hacia delante. Ambos resultados son coherentes con que los eventos fríos de la SST en el Pacífico tropical estén ligados con una configuración NAO positiva, que a su vez está ligada a un descenso de la precipitación en el sur de Europa. Según resultados previos, un posible mecanismo que explicara la influencia anterior del ENSO en la NAO podría deberse a que El Niño genera una onda de Rossby consistente en una respuesta baroclínica en el trópico y una onda barotrópica en el extratropico. Esta onda presenta una configuración tipo patrón Tropical del Hemisferio Norte (TNH<sup>2</sup>; García-Serrano et al. 2011) con un centro sobre las islas Aleutianas y otros dos coincidiendo con los centros de una NAO negativa (positiva) para el caso de un calentamiento (enfriamiento) en el Pacífico ecuatorial. Sin embargo, para corroborar esta posible hipótesis es necesario realizar futuras investigaciones que están fuera del alcance de este trabajo.

## 7.5. Resumen

El conocimiento de la predictibilidad de los patrones de teleconexión y la bondad de los modelos a la hora de inferir dicha predictibilidad son importantes, ya que la predicción certera de las teleconexiones ayudaría en la creación de planes de mitigación de los efectos adversos o al aprovechamiento de los impactos favorables de dichos patrones de teleconexión. Del análisis de los resultados obtenidos se extraen las conclusiones más importantes de este capítulo, que se detallan a continuación.



-  El multimodelo CMIP5 presenta una correlación significativa entre el pseudoíndice NAO obtenido con la regresión PLS y las anomalías de SST en las regiones del Atlántico norte y Pacífico tropical para la simulación Historical (periodo 1901-1999). En el caso de la simulación RCP8.5 (periodo 2000-2098) sólo lo hace para el Pacífico tropical.
-  Tanto el multimodelo, como la mayoría de los modelos y realizaciones individuales de CMIP5, reproducen una correlación negativa entre El Niño y el pseudoíndice NAO para los periodos 1901-1999 y 2000-2098. Estos valores de correlación

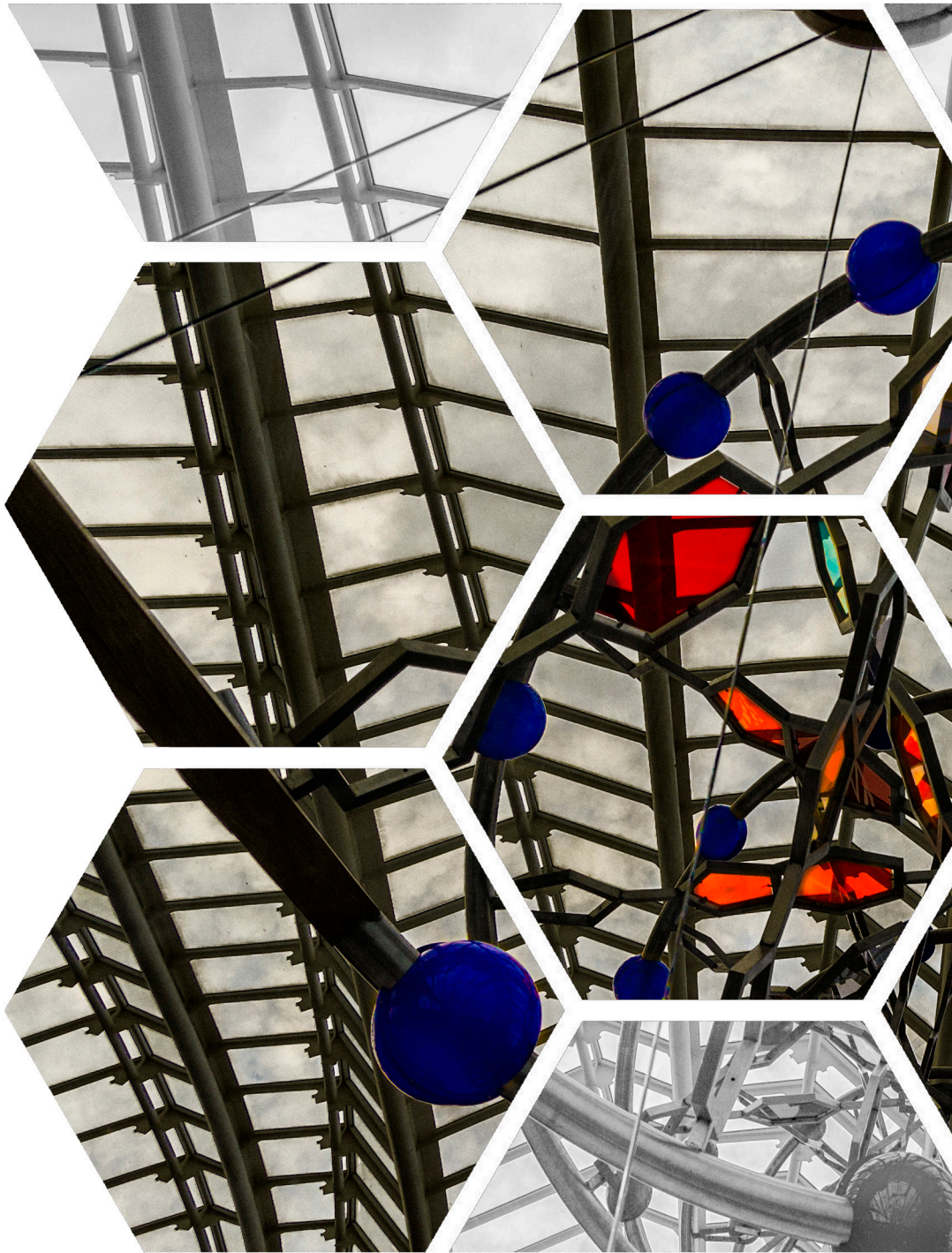
---

1. Acrónimo del término inglés Pacific Decadal Oscillation

2. Acrónimo del término inglés Tropical/Northern Hemisphere pattern

se interpretan como que un enfriamiento del Pacífico tropical se relaciona con una fase positiva de la NAO y viceversa. De los 29 modelos estudiados sólo 3, GFDL-ESM2G, MIROC5 y MPI-ESM-MR, presentan una correlación positiva entre la NAO y las anomalías SST tipo Niño en la región del Pacífico este tropical en el periodo histórico.

-  11 modelos de 29 simulan una correlación negativa entre la NAO y las anomalías de SST en el Pacífico tropical en todos los periodos de 20 años desde 1916 hasta 2095, lo cual indica una teleconexión con la NAO estacionaria. El resto de modelos, simula correlación negativa en la mayoría de los periodos, siendo el periodo 1936-1955 en el que existe mayor discordancia entre los modelos.
-  La relación entre la NAO de invierno y las anomalías de SST sobre la región del Pacífico tropical viene liderada por el océano al menos en los cinco meses anteriores al invierno, como lo revelan la mayoría de los modelos de CMIP5 individuales.





# Capítulo 8

Conclusiones y trabajo futuro



**E**n líneas generales, la investigación desarrollada en esta tesis doctoral ha consistido en la descripción e interpretación de la variabilidad de los patrones de teleconexión en la región del Atlántico Norte mediante el reanálisis 20CR y los modelos CMIP3 y CMIP5. Se han estudiado las respuestas de dichos patrones de circulación a forzamientos en el sistema climático bajo las simulaciones 20CR, SRESA1B, Historical y RCP8.5. A partir de ellas, se han obtenido los patrones e índices de teleconexión mediante el método PLS, tanto con los modelos individuales como con los multimodelos, resultados que se comparan con las observaciones. Además, se han comparado los resultados obtenidos con ambas fases de CMIP.

En el trabajo se ha demostrado que los patrones espaciales no son estacionarios en el tiempo, encontrando los cambios más acusados a finales del siglo XXI. Parte de las tendencias encontradas en los índices de teleconexión son consecuencia del calentamiento ya que su significación es mayor en escenarios del siglo XXI. Debido a que a la componente de tendencia se le superponen otras variaciones con potencial predictivo en escalas interanual y decadal, se ha llevado a cabo un análisis para determinar la contribución de las variaciones asociadas al fenómeno de El Niño en la variabilidad de la NAO para los modelos CMIP5.

Uno de los aspectos más novedosos de esta tesis ha sido la incorporación del método PLS para identificar varios patrones a la vez en la dimensión espacial, ya que hasta el momento nunca antes se había aplicado de esta manera en la literatura científica. Se trata de un avance en el estudio de las teleconexiones climáticas y aporta a la comunidad científica una nueva herramienta que puede ser aplicada en posteriores estudios. La aplicación de este método a los datos de dos fases consecutivas del proyecto CMIP ha permitido realizar comparaciones entre los resultados obtenidos, aportando datos nuevos acerca de la simulación de las teleconexiones por parte de los modelos climáticos, lo que puede ser de utilidad en el campo de la modelización climática.







Este capítulo se estructura de la siguiente manera. Por un lado, la sección 8.1 resumirá las principales conclusiones que se extraen de esta investigación, mostrando las contribuciones que aporta a la comunidad científica internacional. Por otro lado, la sección 8.2 expondrá las posibles líneas de trabajo futuro que darían continuidad a los estudios realizados para esta tesis doctoral.

## 8.1. Conclusiones

- ☛ La regresión PLS es un método eficiente para identificar los índices y patrones de teleconexión, con comportamiento similar a los observados y monitorizados por el CPC de la NOAA, en cualquier base de datos ya sea de reanálisis o de modelos.
- ☛ La regresión PLS es capaz de reproducir los principales cambios a lo largo del tiempo de los patrones de teleconexión, incluyendo desplazamientos en los centros de acción.
- ☛ Los índices y patrones de teleconexión obtenidos mediante la regresión PLS son diferentes de los obtenidos mediante las Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) y Ortogonales Rotadas (REOF). Esto se debe a que el método PLS no sólo extrae las configuraciones espaciales atendiendo a la máxima varianza sino al parecido espacial con las configuraciones del CPC.
- ☛ Las teleconexiones de la región euro-atlántica, presentes en los datos del reanálisis 20CR, coinciden bastante bien con las del reanálisis del NCEP/NCAR en el periodo común, lo que añade credibilidad al uso del reanálisis 20CR para estudios relativos a las teleconexiones climáticas.
- ☛ Los patrones de teleconexión del reanálisis 20CR no han sido estacionarios durante todo el siglo XX.
- ☛ La evolución de los índices de teleconexión del reanálisis 20CR se encuentra dentro de la envolvente de los índices de teleconexión reproducidos por los modelos individuales, tanto de CMIP3 como de CMIP5. Esta característica indica que la modelización de los índices de teleconexión es consistente con las observaciones.
- ☛ Las proyecciones futuras de los modelos individuales y del multimodelo, tanto de CMIP3 como de CMIP5, indican un incremento pronunciado hacia valores positivos del índice de la NAO y hacia valores negativos del índice SCAND. Según los datos de CMIP5, el índice EA experimenta un incremento suave hacia valores positivos en el futuro, lo que también es mostrado por el multimodelo de CMIP3. Respecto al índice EATL/WRUS no se han encontrado tendencias significativas en la mayoría de los modelos individuales de ambas fases de CMIP.
- ☛ La incertidumbre o confianza en las tendencias de los índices de teleconexión se ha analizado teniendo en cuenta el ratio entre la tendencia del multimodelo y la dispersión de las tendencias de los modelos individuales. Los resultados obtenidos



con CMIP5 revelan que la variabilidad forzada domina en el caso de la NAO, el EA y el SCAND durante el periodo 2000-2098, aunque el valor del ratio es inferior en el caso del EA.

-  Se han encontrado algunas diferencias en el comportamiento de los índices de teleconexión simulados por los modelos CMIP3 y CMIP5. En el periodo 2000-2098, la tendencia de la NAO del multimodelo de CMIP5 bajo el escenario RCP8.5 es un poco menos pronunciada que la obtenida con CMIP3 en el escenario SRESA1B, aunque el parámetro Z de la significación de la tendencia es más elevado en CMIP5. Por el contrario, el multimodelo de CMIP5 reproduce una tendencia más elevada para los índices EA y SCAND que el de CMIP3. Respecto a la conducta de los modelos individuales, las tendencias encontradas en el periodo 2000-2098 para el índice EA con CMIP5 son significativas en casi la mitad de los modelos analizados, lo que no ocurre en CMIP3.
-  Los modelos individuales pertenecientes a CMIP3 y CMIP5 han sido clasificados según su representación de cada uno de los patrones de teleconexión en el diagrama de Taylor. Los resultados obtenidos muestran un acuerdo razonable con los rankings encontrados en previos estudios.
-  Ambos multimodelos de CMIP3 y CMIP5 reproducen diferencias significativas en las amplitudes de los patrones espaciales NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND en periodos de 20 años, desde 1916 hasta 2095, con respecto al periodo de referencia 1950-2000. Lo que indica que estos patrones tienen un comportamiento no estacionario.
-  Las diferencias espaciales de los patrones de teleconexión reproducidos por los multimodelos CMIP3 y CMIP5 en el escenario futuro con respecto al periodo 1950-2000 son:
  -  El centro de acción de la NAO sobre Azores se refuerza y la región donde se produce dicho reforzamiento se desplaza hacia el este y ligeramente hacia el norte, lo que puede observarse en ambos multimodelos CMIP3 y CMIP5. Además se observa una intensificación en la parte oriental del centro subpolar durante la última mitad del siglo XXI, de forma más clara en CMIP3 que en CMIP5.
  -  El patrón EA presenta un reforzamiento del centro de acción sobre el Atlántico en CMIP3, que también se observa en CMIP5 pero de manera no estacionaria. En el caso del centro sobre la región Mediterránea,



el multimodelo de CMIP5 reproduce una intensificación en los cuatro periodos de futuro, pero sólo es visible en el periodo 2076-2095 en el caso del multimodelo CMIP3.

- ❑ Los resultados encontrados con el multimodelo CMIP5 para el patrón EATL/WRUS no son tan robustos, aunque puede observarse un reforzamiento de la región del Atlántico central al final del siglo XXI; Este mismo reforzamiento es reproducido de forma robusta por el multimodelo CMIP3 en los cuatro periodos en estudio.
  - ❑ El centro de acción del SCAND sobre el Atlántico se refuerza, lo que puede observarse durante todos los periodos de futuro en CMIP5 y en todos los periodos, excepto el periodo 2036-2055, en CMIP3. En cuanto al centro sobre la península escandinava, aparece un reforzamiento de su parte oriental no estacionario en CMIP5 que es prácticamente inapreciable en CMIP3.
- 🍃 Se han encontrado diferencias en el comportamiento de los patrones de teleconexión simulados por los modelos CMIP3 y CMIP5. En el periodo 1950-2000, el multimodelo CMIP5 presenta una correlación entre los patrones EATL/WRUS y SCAND y los del CPC un poco inferior a la mostrada por el multimodelo CMIP3, sobre todo en el caso del SCAND, donde la dispersión entre los modelos individuales es mayor. Lo contrario sucede para los patrones NAO y EA, donde los modelos están un poco menos dispersos en el diagrama de Taylor para CMIP5 que para CMIP3.
- 🍃 La temperatura superficial del mar en la zona del Pacífico ecuatorial es una fuente de variabilidad para la NAO en invierno. Una configuración positiva de la NAO se relaciona con un evento tipo Niña en el Pacífico este ecuatorial y viceversa para Niño. Estos resultados se han obtenido en la mayoría de los modelos CMIP5, tanto en los modelos individuales como en el multimodelo, lo que ocurre tanto para el siglo XX como para el XXI, aunque la relación es más débil en el siglo XXI.
- 🍃 La influencia del fenómeno de El Niño (La Niña) sobre la NAO se produce con un desfase de al menos 5 meses a la aparición de una NAO en invierno, lo que sugiere que esta interacción viene liderada por el océano en la mayoría de los modelos CMIP5, resultado novedoso en esta tesis. La consistencia de estos resultados ofrece una perspectiva de gran interés en lo que se refiere a la predictibilidad de

la NAO para el desarrollo de modelos de regionalización estadística. Ello conlleva aplicaciones en diferentes sectores como el energético o el de recursos hídricos y agropecuarios, entre otros.

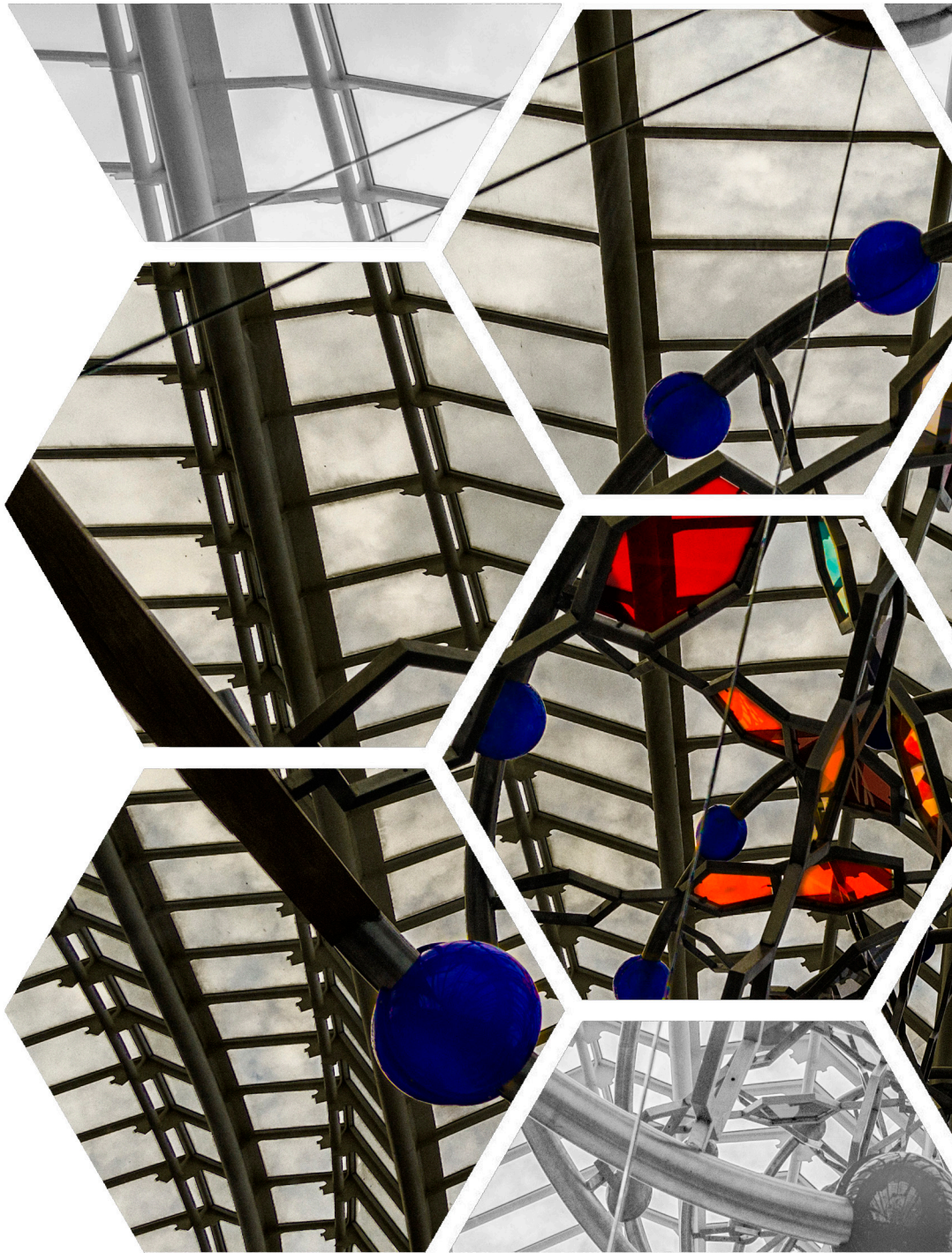
## 8.2. Trabajo proyectado

La investigación desarrollada a lo largo de esta tesis doctoral ha tratado de resolver algunos de los problemas encontrados en la identificación de los índices y patrones de teleconexión con datos de modelos. Para tal fin se ha introducido la regresión PLS, de manera novedosa, en el área de las Ciencias de la Atmósfera. Sin embargo, como ocurre con la mayoría de las investigaciones, cuando aparecen nuevos resultados, surgen nuevas preguntas que favorecen el continuo avance de la ciencia. Por este motivo, en este apartado queremos citar algunas de las posibles líneas de trabajo que este estudio deja abiertas para su posterior análisis en el futuro.

-  La regresión PLS ha sido un método eficiente para encontrar los 4 patrones de teleconexión más importantes del Atlántico Norte, en las bases de datos del 20CR reanálisis y de los modelos CMIP3 y CMIP5. Sin embargo, sería interesante utilizar esta metodología para obtener los patrones de teleconexión más importantes de otras regiones del planeta. Además, ya que esta técnica se ha aplicado a la región euro-atlántica, el siguiente paso sería aplicarlo a todo el hemisferio norte para determinar si es capaz de proporcionar los principales patrones de teleconexión hemisféricos con datos de modelos.
  
-  En la bibliografía, Davini y Cagnazzo (2014) estudian los mecanismos dinámicos asociados con la NAO definida mediante la técnica de EOF en los modelos de CMIP5, encontrando que no todos los modelos son capaces de replicar la conexión entre la rotura ciclónica/anticiclónica de las ondas de Rossby sobre Groenlandia y la fase negativa de la NAO propuesta por Woollings (2008). Estos autores muestran que los modelos que peor simulan las características dinámicas de la NAO son aquellos que simulan una corriente en chorro desplazada hacia el polo, lo que asocian a que la NAO obtenida como EOF puede dar lugar a un patrón NAO mal interpretado y que no corresponda con su modo dinámico. Siguiendo el hilo argumental de estos autores, nos parece muy interesante el estudio de las características dinámicas de la NAO obtenida mediante la regresión PLS, calculando al menos las características de la corriente en chorro ligadas a ella en los modelos de CMIP5.

- ☛ Los índices y patrones de teleconexión NAO, EA, EATL/WRUS y SCAND, reproducidos por los modelos CMIP3 y CMIP5, han sido obtenidos para la estación de invierno (DJF) aunque se plantea continuar el estudio para otras estaciones o periodos del año diferentes. Los resultados que se desprendan de la ampliación de esta investigación pueden estar enfocados hacia estudios posteriores que utilicen la información de las proyecciones futuras de los índices.
- ☛ Los índices de teleconexión obtenidos en esta investigación abarcan un periodo de tiempo extenso, casi de dos siglos, lo que favorece su uso para posteriores estudios de impacto socio-económico, como por ejemplo: la evaluación de los efectos de dichas teleconexiones en producciones agrícolas o la proyección futura de variables relacionadas con las teleconexiones, entre las que destacan el viento, la precipitación, la temperatura o los fenómenos extremos entre otros.
- ☛ Tanto en los resultados obtenidos con los modelos CMIP3, como en CMIP5, se han encontrado diferencias significativas en las amplitudes de los patrones de teleconexión a lo largo del tiempo, indicando un carácter no estacionario de los mismos. El siguiente paso sería corroborar estos cambios en los patrones y determinar posibles causas, para lo que puede ser interesante el estudio de la interacción atmósfera-océano y de las interacciones entre la troposfera y la estratosfera.
- ☛ En esta investigación sólo se ha mostrado la relación existente entre la NAO y las anomalías de SST en invierno. Los siguientes pasos a seguir son, por un lado, la obtención de la relación entre los índices EA, EATL/WRUS y SCAND y las anomalías de SST en invierno; y por otro, obtener estas mismas relaciones pero utilizando estaciones diferentes de la definida en este estudio. La ampliación del abanico de posibilidades temporales puede abrir una puerta hacia estudios que mejoren la predictibilidad de los patrones de teleconexión, ya que estos pueden estar relacionados con las anomalías de SST de estaciones anteriores a la que se utiliza para definir el índice, lo que implica poder conocer de antemano hacia dónde van a evolucionar dichas teleconexiones.
- ☛ El forzamiento oceánico ligado a los patrones de teleconexión distintos de la NAO en otras estaciones del año es otro aspecto a investigar ya que, se ha demostrado en la literatura, que el fenómeno ENSO influye en la variabilidad atmosférica del hemisferio norte a través de mecanismos muy diversos lo que puede llevar diferentes patrones de teleconexión.

- 🌿 El estudio de los mecanismos físicos, asociados a las teleconexiones encontradas entre la variabilidad de la temperatura de la superficie del mar y los impactos regionales en Europa, es otro aspecto interesante a estudiar.





# Chapter 8

Conclusions and future work







The present dissertation shows a description and interpretation related to the variability of the teleconnections in the North Atlantic region for the 20CR reanalysis and different simulations in the frame of CMIP3 and CMIP5 projects. The teleconnections indices and patterns for individual models and multi-model means are obtained using the PLS regression method. The response of these teleconnections to different radiative forcings has been evaluated using the simulations 20C3M, SRES A1B, Historical and RCP8.5. An assessment of simulated teleconnections against observations and a comparison of results between the two CMIP phases are presented.

The outcomes of this work put forward that teleconnection patterns are not stationary in time, providing the most pronounced changes at the end of the twenty-first century. Regarding the teleconnection indices, part of their trends can be associated with global warming due to their greater significance in the simulations of 21st century. The teleconnection indices include, besides the trend component, variations in decadal and inter-annual scales with potential predictability. Therefore, an analysis has been performed to determine the contribution of the variations associated with the El Niño phenomenon to the NAO variability for the CMIP5 models.

Throughout this Thesis different methods have been presented to analyse the data, with the PLS method being an innovative approach to identify teleconnection indices. As far as it is known, this is the first time that PLS has been applied in a spatial dimension, providing opportunities to investigate further climate teleconnections using modelling data.

In this chapter, section 1.1 summarizes the main findings of this research and section 1.2 presents possible lines of future work that would give continuity to this dissertation.

## 8.1. Conclusions

-  The present work has introduced the PLS regression technique as an alternative methodology to evaluate and compare the performances of multiple models to represent the teleconnection indices and patterns, including their stationarity under different climate scenarios.
-  The indices and patterns obtained with the PLS method are different from the ones obtained with EOF or REOF analyses because the PLS method tries to extract not only variances, but also spatial configurations that are similar to those of the CPC.

## Conclusions and future work

- ✦ The use of PLS regression is justified, in the context of this work, by applying the method to 20CR data. For the period 1950-2000, the 20CR teleconnection indices and patterns in the Euro-Atlantic area are in agreement with the NOAA CPC teleconnections. This fact adds credibility to the use of the 20CR reanalysis for future studies related to climate teleconnections.
- ✦ The 20CR teleconnection patterns are not stationary throughout the twentieth century, as demonstrated by the study of the 20-years patterns from 1901 to 2000.
- ✦ The variability of the simulated indices is comparable with that of the 20CR reanalysis as shown by the maximum and minimum variation range of the teleconnection indices reproduced by the individual CMIP3 and CMIP5 models. This feature indicates that the simulated teleconnection indices are consistent with the observations.
- ✦ It has been found that future projections of both, CMIP3 and CMIP5 individual models and multi-model mean, present a positive trend for the NAO and EA indices, with greater significance for the former. In the case of the SCAND index, a negative trend is found. Regarding the EATL/WRUS index most of the individual models do not reproduce significant trends.
- ✦ The uncertainty or confidence in the trend of the teleconnection indices has been analysed considering the ratio between the common trend and the spread of the unforced trend. The results, obtained with CMIP5, reveal a dominance of the forced trend in the case of the NAO, EA and SCAND indices for the 2000-2098 period, although the value of the ratio is lower for the EA.
- ✦ There are some differences in the teleconnections indices found for the CMIP5 simulations with respect to the CMIP3 ones. For the 2000-2098 period, the trend value of the NAO index obtained with the CMIP5 multi-model mean under the RCP8.5 experiment is lower than the CMIP3 one under the SRESA1B experiment, although the Z parameter of the trend significance is higher in CMIP5 than in CMIP3. On the contrary, the changes in trend corresponding to the EA and SCAND indices, are greater for CMIP5 than for CMIP3 multi-model mean. Regarding the individual models, most of CMIP5 models reproduce a positive significant trend of the EA index, although this does not occur in CMIP3 models.
- ✦ The CMIP3 and CMIP5 models are ranked according to their performance of the teleconnections patterns by means of Taylor diagrams. The obtained results are in fairly good agreement with some previous studies.

- 🌿 It has been found that both, CMIP3 and CMIP5 multi-model mean, reproduce significant differences in the amplitudes of the NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND spatial patterns in the 20-years periods, from 1916 to 2095, with respect to the 1950-2000 reference period. This fact is an indication of the non-stationary behaviour of the patterns.
  
- 🌿 Regarding the CMIP3 and CMIP5 multi-model patterns, the outstanding changes found in the future periods with respect to 1950-2000 are:
  - ❑ The NAO centre over the Azores is stronger and displaced towards the north-east in both phases of CMIP. The east part of the subpolar centre is stronger during the last half of the 21st century, more clearly in CMIP3 than in CMIP5.
  
  - ❑ The EA centre over the Atlantic is stronger in all future periods of CMIP3 but only for some periods of CMIP5. The centre over the Mediterranean region undergoes a constant reinforcement in CMIP5, but only for the period 2076-2095 in CMIP3.
  
  - ❑ The EATL/WRUS centre over the central Atlantic region appears to be stronger at the end of the 21st century in CMIP5; nevertheless, in CMIP3 the reinforcement of this centre is present in all future periods.
  
  - ❑ The SCAND centre over the Atlantic region is stronger in all periods of the 21st century in CMIP5 and in all period except 2036-2055 period in CMIP3. The east part of the centre over the Scandinavia is stronger only for some periods of CMIP5, but this reinforcement is very small in CMIP3.
  
- 🌿 The comparison between CMIP5 and CMIP3 teleconnection patterns provides the following results: In the case of the NAO and EA patterns for the 1950-2000 period, the models performance by means of Taylor diagrams is less dispersed for CMIP5 than CMIP3. The opposite behaviour is found for the EATL/WRUS and SCAND, where the multi-model mean patterns are less similar to CPC ones in CMIP5.
  
- 🌿 It has been found that the sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific can explain some of the inter-annual variability of the winter NAO. A positive configuration of the NAO is related to La Niña event in the equatorial

eastern Pacific and vice versa for El Niño event. These results have been obtained in the majority of the CMIP5 individual models and multi-model, both in the 20th century and 21st century, although this relation is weaker in 21st century.

- ☛ The relationship between the El Niño (La Niña) phenomenon and the winter NAO is led by the ocean at least 5 months before the winter, as revealed by the majority of the CMIP5 models. This fact suggests a practical use of the NAO predictability for the development of statistical models, with applications in the energy sector or water and agricultural resources, among others.

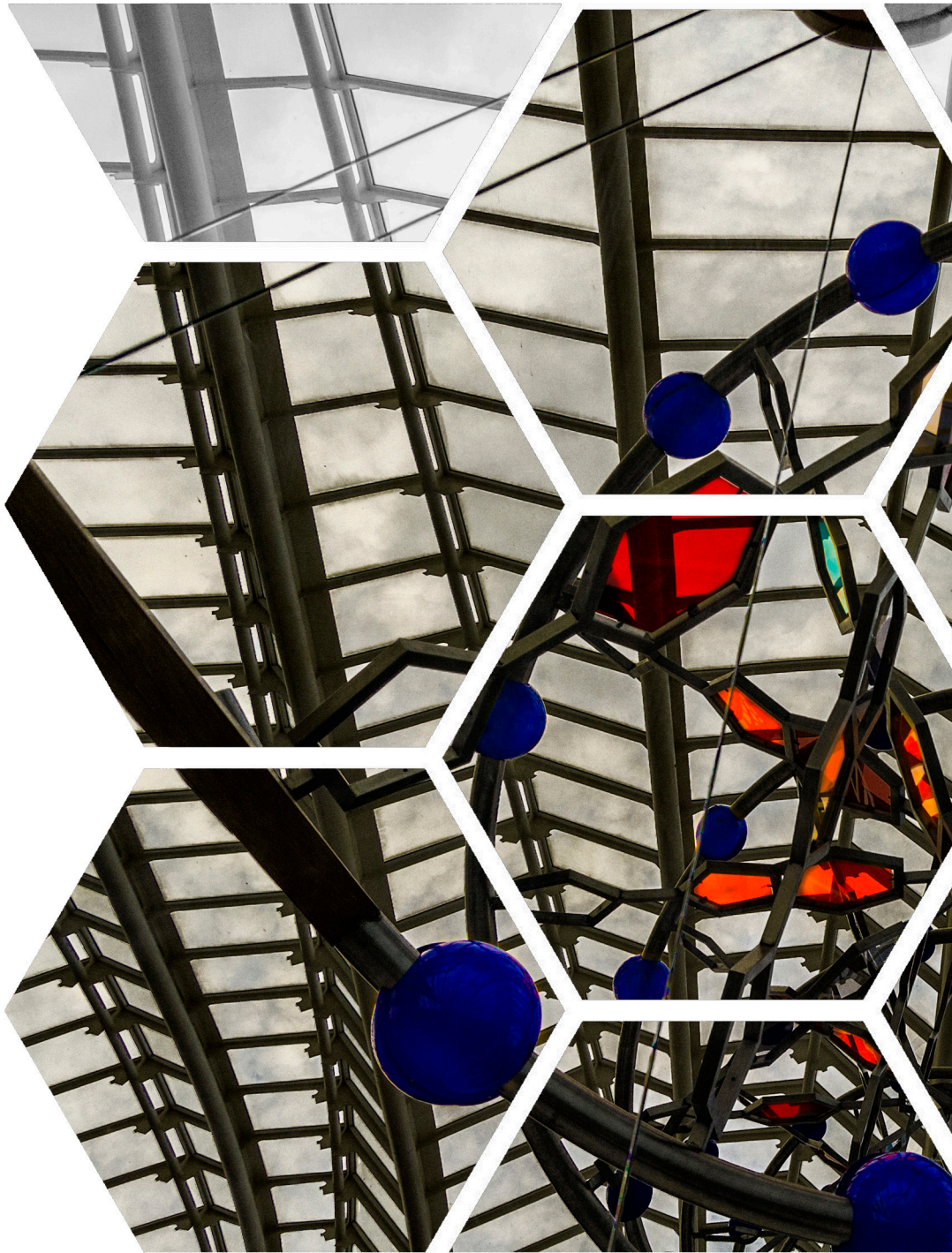
## 8.2. Future work

The results obtained throughout this dissertation suggest several ideas and open questions that allow the future continuity of the teleconnections research. Some of the possible lines of future work are summarized below.

- ☛ The application of the PLS regression method to different seasons, regions of the globe and teleconnections other than the ones shown in this research, as for example, to derive the Northern Hemisphere teleconnections using model data.
- ☛ Davini y Cagnazzo (2014) investigated the representation of the NAO and its relationship with atmospheric blocking and the Atlantic jet stream in a set of CMIP5 models. These authors found that some models are unable to correctly simulate the observed connection between blocking/cyclonic Rossby wave breaking over the Greenland and the negative phase of the NAO (Woollings et al. 2008). Models that are worst at reproducing the dynamical mechanism associated with the NAO are those whose EOF1 pattern variability is connected to different regions of wave breaking and, consequently, these models reproduce a misinterpreted NAO. Following the idea of this paper, an interesting future work is the analysis of the dynamical characteristics of the CMIP5 NAO, obtained by means of PLS method in this dissertation.
- ☛ Applying the results of this research in future studies of socio-economic impact, as for example, the effect of these teleconnections on agricultural productions or the relationships between these teleconnections and variables such as wind, precipitation, temperature or extreme event, among others.
- ☛ The study of the ocean-atmosphere and troposphere-stratosphere interactions, to determine possible causes of the spatial changes found in the CMIP3 and CMIP5

teleconnection patterns for different periods of time. This research would help to understand the physical mechanisms involved in the non-stationary behaviour of the patterns.

- 🍃 In the present dissertation only the relationship between the NAO index and the anomalies of the sea surface temperature for the winter season have been shown. The next natural steps are to obtain the relationships between the EA, EATL/WRUS and SCAND indices and the anomalies of sea surface temperature in winter and also to obtain the same relationships but for other seasons different from winter.
- 🍃 The study of the ocean forcing associated with the teleconnections patterns obtained in this research for different seasons, and the physical mechanisms involved in the regional impact of the relationship between sea surface temperature and the teleconnection indices over Europe.
- 🍃 The ENSO phenomenon influences the Northern Hemisphere atmospheric variability through different mechanisms, causing different teleconnection patterns. Therefore, another interesting line of future work is the study of the ocean forcings associated with the EA, EATL/WRUS and SCAND patterns in different seasons, trying to explain the changes in the relationships over time.
- 🍃 The study of the physical mechanisms, associated with the teleconnections found between the sea surface temperature variability and the regional impacts over Europe, is another aspect to investigate in the future in order to assess the predictability of the atmospheric variability and enhance the ability of coupled models in seasonal to decadal forecast.





# Referencias





- Angell JK (2006) Changes in the 300-mb North circumpolar vortex, 1963-2001. *Journal of Climate* 19(12):2984-2994
- Archer CL, Caldeira K (2008) Historical trends in the jet streams. *Geophysical Research Letters* 35:L08803, doi:10.1029/2008GL033614
- Bao Q, Lin P, Zhou T, Liu Y, Yu Y, Wu G, He B, He J, Li L, Li J, Li Y, Liu H, Qiao F, Song Z, Wang B, Wang J, Wang P, Wang X, Wang Z, Wu B, Wu T, Xu Y, Yu H, Zhao W, Zheng W, Zhou L (2013) The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model, spectral version 2: FGOALS-s2. *Advances in Atmospheric Sciences* 30(3):561-576
- Barnes EA, Polvani L (2013) Response of the midlatitude jets, and of their variability, to increased greenhouse gases in the CMIP5 models. *Journal of Climate* 26(18):7117-7135
- Barnston AG, Livezey RE (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* 115(6):1083-1126
- Barton NP, Ellis AW (2009) Variability in wintertime position and strength of the North Pacific jet stream as represented by re-analysis data. *International Journal of Climatology* 29(6):851-862
- Bell CJ, Gray LJ, Charlton-Perez AJ, Joshi MM, Scaife AA (2009) Stratospheric communication of El Niño teleconnections to European winter. *Journal of Climate* 22(15):4083-4096
- Bi D, Dix M, Marsland SJ, O'Farrell S, Rashid H, Uotila P, Hirst AC, Kowalczyk E, Golebiewski M, Sullivan A, Yan H, Hannah N, Franklin C, Sun Z, Vohralik P, Watterson I, Zhou X, Fiedler R, Collier M, Ma Y, Noonan J, Stevens L, Uhe P, Zhu H, Griffies SM, Hill R, Harris C, Puri K (2013) The ACCESS coupled model: description, control climate and evaluation. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal* 63(1):41-64
- Bitz CM, Shell KM, Gent PR, Bailey DA, Danabasoglu G, Armour KC, Holland MM, Kiehl JT (2012) Climate sensitivity of the Community Climate System Model, version 4. *Journal of Climate* 25(9):3053-3070
- Bjerknes J (1964) Atlantic Air-Sea Interaction. In: Landsberg HE, Van Mieghem J (eds) *Advances in Geophysics*, Vol. 10. Academic Press Inc., New York

- Bladè I, Fortuny D, van Oldenborgh GJ, Liebmann B (2012) The summer North Atlantic Oscillation in CMIP3 models and related uncertainties in projected summer drying in Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117:D16104, doi:10.1029/2012JD017816
- Boer GJ (2009) Changes in interannual variability and decadal potential predictability under global warming. *Journal of Climate* 22(11):3098-3109
- Braganza K, Gergis JL, Power SB, Risbey JS, Fowler AM (2009) A multiproxy index of the El Niño-Southern Oscillation, A.D. 1525-1982. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 114:D05106, doi:10.1029/2008JD010896
- Brayshaw DJ, Troccoli A, Fordham R, Methven J (2011) The impact of large scale atmospheric circulation patterns on wind power generation and its potential predictability: A case study over the UK. *Renewable Energy* 36(8):2087-2096
- Brönnimann S, Xoplaki E, Casty C, Pauling A, Luterbacher J (2007) ENSO influence on Europe during the last centuries. *Climate Dynamics* 28(2-3):181-197
- Bueh C, Nakamura H (2007) Scandinavian pattern and its climatic impact. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133(629):2117-2131
- Bulic IH, Brankovic C, Kucharski F (2012) Winter ENSO teleconnections in a warmer climate. *Climate Dynamics* 38(7-8):1593-1613
- Cagnazzo C, Manzini E (2009) Impact of the stratosphere on the winter tropospheric teleconnections between ENSO and the North Atlantic and European region. *Journal of Climate* 22(5):1223-1238
- Capa-Morocho M, Rodríguez-Fonseca B, Ruiz-Ramos M (2014) Crop yield as a bioclimatic index of El Niño impact in Europe: Crop forecast implications. *Agricultural and Forest Meteorology* 198-199:42-52
- Casado MJ, Pastor MA (2012) Use of variability modes to evaluate AR4 climate models over the Euro-Atlantic region. *Climate Dynamics* 38(1-2):225-237
- Casanueva A, Rodríguez-Puebla C, Frías MD, González-Reviriego N (2014) Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrology and Earth System Sciences* 18:709-725, doi:10.5194/hess-18-709-2014
- Cattiaux J, Douville H, Ribes A, Chauvin F, Plante C (2013) Towards a better understanding of changes in wintertime cold extremes over Europe: a pilot study with CNRM and IPSL atmospheric models. *Climate Dynamics* 40:2433-2445

- Cayan DR (1992) Latent and sensible heat-flux anomalies over the Northern oceans: driving the sea surface temperature. *Journal of Physical Oceanography* 22(8):859-881
- Chang EKM, Lee S, Swanson KL (2002) Storm track dynamics. *Journal of Climate* 15(16):2163-2183
- Choi D-H, Kug J-S, Kwon W-T, Jin F-F, Baek H-J, Min S-K (2010) Arctic Oscillation responses to greenhouse warming and role of synoptic eddy feedback. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115:D17103, doi:10.1029/2010JD014160.
- Collins M, An S-I, Cai W, Ganachaud A, Guilyardi E, Jin F-F, Jochum M, Lengaigne M, Power S, Timmermann A, Vecchi G, Wittenberg A (2010) The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience* 3(6):391-397
- Collins WD, Bitz CM, Blackmon ML, Bonan GB, Bretherton CS, Carton JA, Chang P, Doney SC, Hack JJ, Henderson TB, Kiehl JT, Large WG, McKenna DS, Santer BD, Smith RD (2006) The Community Climate System Model version 3 (CCSM3). *Journal of Climate* 19(11):2122-2143
- Collins WJ, Bellouin N, Doutriaux-Boucher M, Gedney N, Halloran P, Hinton T, Hughes J, Jones CD, Joshi M, Liddicoat S, Martin G, O'Connor F, Rae J, Senior C, Sitch S, Totterdell I, Wiltshire A, Woodward S (2011) Development and evaluation of an Earth-System model-HadGEM2. *Geoscientific Model Development Discussions* 4:1051-1075, doi:10.5194/gmd-4-1051-2011
- Comas-Bru L, McDermott F (2013) Impacts of the EA and SCA patterns on the European twentieth century NAO–winter climate relationship. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140(679):354-363
- Compo GP, Whitaker JS, Sardeshmukh PD (2008) The 20th Century Reanalysis Project. *Proceedings of the Third WCRP International Conference on Reanalysis, WCRP, The University of Tokyo Japan*
- Compo GP, Whitaker JS, Sardeshmukh PD, Matsui N, Allan RJ, Yin X, Gleason BE, Vose RS, Rutledge G, Bessemoulin P, Bronnimann S, Brunet M, Crouthamel RI, Grant AN, Groisman PY, Jones PD, Kruk MC, Kruger AC, Marshall GJ, Maugeri M, Mok HY, Nordli O, Ross TF, Trigo RM, Wang XL, Woodruff SD, Worley SJ (2011) The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137(654):1-28

- Cornes RC, Jones PD (2011) An examination of storm activity in the northeast Atlantic region over the 1851-2003 period using the EMULATE gridded MSLP data series. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116:D16110, doi:10.1029/2011JD016007
- Cravatte S, Delcroix T, Zhang D, McPhaden M, Leloup J (2009) Observed freshening and warming of the western Pacific Warm Pool. *Climate Dynamics* 33(4):565-589
- Czaja A, Frankignoul C (1999) Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters* 26(19):2969-2972
- Czaja A, Frankignoul C (2002) Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 15(6):606-623
- Davini P, Cagnazzo C (2014) On the misinterpretation of the North Atlantic Oscillation in CMIP5 models. *Climate Dynamics* 43(5-6):1497-1511
- de Jong S (1993) SIMPLS: An alternative approach to partial least squares regression. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 18(3):251-263
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, Kallberg P, Kohler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thepaut JN, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137(656):553-597
- Delworth TL, Broccoli AJ, Rosati A, Stouffer RJ, Balaji V, Beesley JA, Cooke WF, Dixon KW, Dunne J, Dunne KA, Durachta JW, Findell KL, Ginoux P, Gnanadesikan A, Gordon CT, Griffies SM, Gudgel R, Harrison MJ, Held IM, Hemler RS, Horowitz LW, Klein SA, Knutson TR, Kushner PJ, Langenhorst AR, Lee HC, Lin SJ, Lu J, Malyshev SL, Milly PCD, Ramaswamy V, Russell J, Schwarzkopf MD, Shevliakova E, Sirutis JJ, Spelman MJ, Stern WF, Winton M, Wittenberg AT, Wyman B, Zeng F, Zhang R (2006) GFDL's CM2 global coupled climate models. Part I: formulation and simulation characteristics. *Journal of Climate* 19(5):643-674
- Delworth TL, Greatbatch RJ (2000) Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. *Journal of Climate* 13(9):1481-1495

- Deser C, Phillips A, Bourdette V, Teng H (2012) Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Climate Dynamics* 38(3-4):527-546
- Deser C, Phillips AS, Alexander MA, Smoliak BV (2014) Projecting North American climate over the next 50 years: uncertainty due to internal variability. *Journal of Climate* 27(6):2271-2296
- Diansky NA, Volodin EM (2002) Simulation of present-day climate with a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics* 38(6):732-747
- Dix M, Vohralik P, Bi D, Rashid H, Marsland S, O'Farrell S, Uotila P, Hirst T, Kowalczyk E, Sullivan A, Yan H, Franklin C, Sun Z, Watterson I, Collier M, Noonan J, Rotstayn L, Stevens L, Uhe P, Puri K (2013) The ACCESS coupled model: documentation of core CMIP5 simulations and initial results. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal* 63(1):83-99
- Dong BW, Sutton RT, Jewson SP, O'Neill A, Slingo JM (2000) Predictable winter climate in the North Atlantic sector during the 1997-1999 ENSO cycle. *Geophysical Research Letters* 27(7):985-988
- Donner LJ, Wyman BL, Hemler RS, Horowitz LW, Ming Y, Zhao M, Golaz JC, Ginoux P, Lin SJ, Schwarzkopf MD, Austin J, Alaka G, Cooke WF, Delworth TL, Freidenreich SM, Gordon CT, Griffies SM, Held IM, Hurlin WJ, Klein SA, Knutson TR, Langenhorst AR, Lee HC, Lin Y, Magi BI, Malyshev SL, Milly PCD, Naik V, Nath MJ, Pincus R, Ploshay JJ, Ramaswamy V, Seman CJ, Shevliakova E, Sirutis JJ, Stern WF, Stouffer RJ, Wilson RJ, Winton M, Wittenberg AT, Zeng F (2011) The dynamical core, physical parameterizations, and basic simulation characteristics of the atmospheric component AM3 of the GFDL global coupled model CM3. *Journal of Climate* 24(13):3484-3519
- Dufresne JL, Foujols MA, Denvil S, Caubel A, Marti O, Aumont O, Balkanski Y, Bekki S, Bellenger H, Benshila R, Bony S, Bopp L, Braconnot P, Brockmann P, Cadule P, Cheruy F, Codron F, Cozic A, Cugnet D, de Noblet N, Duvel JP, Ethe C, Fairhead L, Fichefet T, Flavoni S, Friedlingstein P, Grandpeix JY, Guez L, Guilyardi E, Hauglustaine D, Hourdin F, Idelkadi A, Ghattas J, Joussaume S, Kageyama M, Krinner G, Labetoulle S, Lahellec A, Lefebvre MP, Lefevre F, Levy C, Li ZX, Lloyd J, Lott F, Madec G, Mancip M, Marchand M, Masson S, Meurdesoif Y, Mignot J, Musat I, Parouty S, Polcher J, Rio C, Schulz M, Swingedouw D, Szopa S, Talandier C, Terray P, Viovy N, Vuichard N (2013) Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics* 40(9-10):2123-2165

- Dunne JP, John JG, Adcroft AJ, Griffies SM, Hallberg RW, Shevliakova E, Stouffer RJ, Cooke W, Dunne KA, Harrison MJ, Krasting JP, Malyshev SL, Milly PCD, Phillipps PJ, Sentman LT, Samuels BL, Spelman MJ, Winton M, Wittenberg AT, Zadeh N (2012) GFDL's ESM2 global coupled climate-carbon Earth System Models. Part I: physical formulation and baseline simulation characteristics. *Journal of Climate* 25(19):6646-6665
- Dunne JP, John JG, Shevliakova E, Stouffer RJ, Krasting JP, Malyshev SL, Milly PCD, Sentman LT, Adcroft AJ, Cooke W, Dunne KA, Griffies SM, Hallberg RW, Harrison MJ, Levy H, Wittenberg AT, Phillips PJ, Zadeh N (2013) GFDL's ESM2 global coupled climate-carbon Earth System Models. Part II: carbon system formulation and baseline simulation characteristics. *Journal of Climate* 26(7):2247-2267
- Ebita A, Kobayashi S, Ota Y, Moriya M, Kumabe R, Onogi K, Harada Y, Yasui S, Miyaoka K, Takahashi K, Kamahori H, Kobayashi C, Endo H, Soma M, Oikawa Y, Ishimizu T (2011) The Japanese 55-year Reanalysis "JRA-55": An Interim Report. *Scientific Online Letters on the Atmosphere* 7:149-152
- Eden C, Willebrand J (2001) Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic circulation. *Journal of Climate* 14(10):2266-2280
- Efron B (1979) Bootstrap methods: another look at the jackknife. *Annals of Statistics* 7(1):1-26
- Elguindi N, Grundstein A, Bernardes S, Turuncoglu U, Feddema J (2014) Assessment of CMIP5 global model simulations and climate change projections for the 21st century using a modified Thornthwaite climate classification. *Climatic Change* 122(4):523-538
- Ely CR, Brayshaw DJ, Methven J, Cox J, Pearce O (2013) Implications of the North Atlantic Oscillation for a UK-Norway renewable power system. *Energy Policy* 62:1420-1427
- Errasti I, Ezcurra A, Saenz J, Ibarra-Berastegi G (2011) Validation of IPCC AR4 models over the Iberian Peninsula. *Theoretical and Applied Climatology* 103(1-2):61-79
- Faller AJ (1981) An average correlation coefficient. *Journal of Applied Meteorology* 20(2):203-205
- Fischer-Bruns I, Banse DF, Feichter J (2009) Future impact of anthropogenic sulfate aerosol on North Atlantic climate. *Climate Dynamics* 32(4):511-524

- Flato GM (2011) Earth system models: an overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2(6):783-800
- Flato GM, Boer GJ, Lee WG, McFarlane NA, Ramsden D, Reader MC, Weaver AJ (2000) The Canadian Centre for climate modelling and analysis global coupled model and its climate. *Climate Dynamics* 16(6):451-467
- Fogli PG, Manzini E, Vichi M, Alessandri A, Patara L, Gualdi S, Scoccimarro E, Masina S, Navarra A (2009) INGV-CMCC Carbon (ICC): a carbon cycle Earth System Model. CMCC Research Paper 61.
- Folland CK, Knight J, Linderholm HW, Fereday D, Ineson S, Hurrell JW (2009) The summer North Atlantic Oscillation: past, present, and future. *Journal of Climate* 22(5):1082-1103
- Fraedrich K (1990) European grosswetter during the warm and cold extremes of the El Niño/Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 10(1):21-31
- Fraedrich K (1994) An ENSO impact on Europe? *Tellus series A-Dynamic Meteorology and Oceanography* 46(4):541-552
- Fraedrich K, Müller K (1992) Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *International Journal of Climatology* 12(1):25-31
- Francis JA, Vavrus SJ (2012) Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters* 39:L06801, doi:10.1029/2012GL051000
- Frankignoul C (1985) Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the middle latitudes. *Reviews of Geophysics* 23(4):357-390
- Frankignoul C, Czaja A, L'Heveder B (1998) Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. *Journal of Climate* 11(9):2310-2324
- Frankignoul C, Sennéchaël N, Kwon YO, Alexander MA (2011) Influence of the meridional shifts of the Kuroshio and the Oyashio extensions on the atmospheric circulation. *Journal of Climate* 24(3):762-777
- Frauenfeld OW, Davis RE (2003) Northern Hemisphere circumpolar vortex trends and climate change implications. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108(D14), doi:10.1029/2002JD002958

- Frías MD, Herrera S, Cofiño AS, Gutiérrez JM (2010) Assessing the skill of precipitation and temperature seasonal forecasts in Spain: windows of opportunity related to ENSO events. *Journal of Climate* 23(2):209-220
- Fu Q, Lin P (2011) Poleward shift of subtropical jets inferred from satellite-observed lower-stratospheric temperatures. *Journal of Climate* 24(21):5597-5603
- Furevik T, Bentsen M, Drange H, Kindem IKT, Kvamsto NG, Sorteberg A (2003) Description and evaluation of the Bergen climate model: ARPEGE coupled with MICOM. *Climate Dynamics* 21(1):27-51
- Fyfe JC, Boer GJ, Flato GM (1999) The Arctic and Antarctic oscillations and their projected changes under global warming. *Geophysical Research Letters* 26(11):1601-1604
- Fyfe JC, Lorenz DJ (2005) Characterizing midlatitude jet variability: lessons from a simple GCM. *Journal of Climate* 18(16):3400-3404
- García-Serrano J, Losada T, Rodríguez-Fonseca B, Polo I (2008) Tropical Atlantic variability modes (1979-2002). Part II: time-evolving atmospheric circulation related to SST-forced tropical convection. *Journal of Climate* 21(24):6476-6497
- García-Serrano J, Rodríguez-Fonseca B, Bladé I, Zurita-Gotor P, de la Cámara A (2011) Rotational atmospheric circulation during North Atlantic-European winter: the influence of ENSO. *Climate Dynamics* 37(9-10):1727-1743
- Garnett ER, Khandekar ML, Babb JC (1998) On the utility of ENSO and PNA indices for long-lead forecasting of summer weather over the crop-growing region of the Canadian Prairies. *Theoretical and Applied Climatology* 60(1-4):37-45
- Geladi P, Kowalski BR (1986) Partial least-squares regression: a tutorial. *Analytica Chimica Acta* 185:1-17
- Gent PR, Danabasoglu G, Donner LJ, Holland MM, Hunke EC, Jayne SR, Lawrence DM, Neale RB, Rasch PJ, Vertenstein M, Worley PH, Yang ZL, Zhang MH (2011) The Community Climate System Model version 4. *Journal of Climate* 24(19):4973-4991
- Gilbert RO (1987) *Statistical methods for environmental pollution monitoring*, John Wiley & Sons, New York, 320 pp
- Gillett NP, Fyfe JC (2013) Annular mode changes in the CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters* 40(6):1189-1193



- Gillett NP, Stott PA (2009) Attribution of anthropogenic influence on seasonal sea level pressure. *Geophysical Research Letters* 36:L23709, doi:10.1029/2009GL041269
- Gómara I, Pinto JG, Woollings T, Masato G, Zurita-Gotor P, Rodríguez-Fonseca B (2014) Rossby wave-breaking analysis of explosive cyclones in the Euro-Atlantic sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140(680):738-753
- González-Reviriego N, Rodríguez-Puebla C (2010) Evaluación de los índices de Teleconexión que afectan a la Península Ibérica con modelos climáticos del AR4. In: Fernández García F, Galán Gallego E, Cañada Torrecilla R. (eds) *Clima, ciudad y ecosistemas*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC) Serie A, Vol 7, Madrid, pp 119-128
- Gonzalez-Reviriego N, Rodríguez-Puebla C, Rodríguez-Fonseca B (2014) Evaluation of observed and simulated teleconnections over the Euro-Atlantic region on the basis of partial least squares regression. *Climate Dynamics* doi:10.1007/s00382-014-2367-2
- González-Reviriego N, Rodríguez-Puebla C, Rodríguez-Fonseca B (2012) Ensayos de simulación del índice NAO de invierno con datos de CMIP5. In: Rodríguez-Puebla C, Ceballos Barbancho A, González Reviriego N, Morán Tejada E, Hernández Encinas A (eds) *Cambio Climático Extremos e Impactos*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC) Serie A, Vol 8, Salamanca, pp 115-123
- Gordon C, Cooper C, Senior CA, Banks H, Gregory JM, Johns TC, Mitchell JFB, Wood RA (2000) The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* 16(2-3):147-168
- Gordon HB, Rotstayn LD, McGregor JL, Dix MR, Kowalczyk EA, O'Farrell SP, Waterman LJ, Hirst AC, Wilson SG, Collier MA, Watterson IG, Elliott TI (2002) The CSIRO Mk3 climate system model. CSIRO Atmospheric Research Technical Paper 60:130
- Greatbatch RJ, Jung T (2007) Local versus tropical diabatic heating and the winter North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 20(10):2058-2075
- Greatbatch RJ, Lu J, Peterson KA (2004) Nonstationary impact of ENSO on Euro-Atlantic winter climate. *Geophysical Research Letters* 31:L02208, doi:10.1029/2003GL018542
- Guilyardi E, Bellenger H, Collins M, Ferrett S, Cai W, Wittenberg A (2012) A first look at ENSO in CMIP5. *Clivar Exchanges* 17(1):29-32

- Handorf D, Dethloff K (2012) How well do state-of-the-art atmosphere-ocean general circulation models reproduce atmospheric teleconnection patterns? *Tellus series A-Dynamic Meteorology and Oceanography* 64, doi:10.3402/tellusa.v64i0.19777
- Herceg-Bulic I, Kucharski F (2014) North Atlantic SSTs as a Link between the wintertime NAO and the following spring climate. *Journal of Climate* 27(1):186-201
- Hibbard KA, Meehl GA, Cox PM, Friedlingstein P (2007) A strategy for climate change stabilization experiments. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 88(20):217-221
- Hildebrandsson HH (1897) Quelques recherches sur les centres d'action de l'atmosphère I. *Kongl. Sven. Vet. Akad. Handlingar* 29
- Hirschi M, Seneviratne SI (2010) Intra-annual link of spring and autumn precipitation over France. *Climate Dynamics* 35(7-8):1207-1218
- Hori ME, Nohara D, Tanaka HL (2007) Influence of Arctic Oscillation towards the Northern Hemisphere surface temperature variability under the global warming scenario. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 85(6):847-859
- Hovmöller E (1949) The Trough-and-Ridge diagram. *Tellus* 1(2):62-66
- Hu Z-Z, Kumar A, Jha B, Huang B (2012a) An Analysis of forced and internal variability in a warmer climate in CCSM3. *Journal of Climate* 25(7):2356-2373
- Hu Z-Z, Kumar A, Jha B, Wang W, Huang B, Huang B (2012b) An analysis of warm pool and cold tongue El Niños: air-sea coupling processes, global influences, and recent trends. *Climate Dynamics* 38(9-10):2017-2035
- Hu ZZ, Wu ZH (2004) The intensification and shift of the annual North Atlantic Oscillation in a global warming scenario simulation. *Tellus series A-Dynamic Meteorology and Oceanography* 56(2):112-124
- Hurrell JW (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269(5224):676-679
- Hurrell JW, Deser C (2010) North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 79(3):231-244
- Hurrell JW, Holland MM, Gent PR, Ghan S, Kay JE, Kushner PJ, Lamarque JF, Large WG, Lawrence D, Lindsay K, Lipscomb WH, Long MC, Mahowald N, Marsh DR, Neale RB, Rasch P, Vavrus S, Vertenstein M, Bader D, Collins

- WD, Hack JJ, Kiehl J, Marshall S (2013) The Community Earth System Model: a framework for collaborative research. *Bulletin of the American Meteorological Society* 94(9):1339-1360
- Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M (2003) An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: climate significance and environmental impact*, American Geophysical Union, Washington DC, doi: 10.1029/134GM01
- Hurrell JW, Kushnir Y, Visbeck M (2001) The North Atlantic Oscillation. *Science* 291(5504):603-605
- Hurrell JW, VanLoon H (1997) Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36(3-4):301-326
- Hurwitz MM, Calvo N, Garfinkel CI, Butler AH, Ineson S, Cagnazzo C, Manzini E, Peña-Ortiz C (2014) Extra-tropical atmospheric response to ENSO in the CMIP5 models. *Climate Dynamics* 43(12):3367-3376
- Hurwitz MM, Garfinkel CI, Newman PA, Oman LD (2013) Sensitivity of the atmospheric response to warm pool El Niño events to modeled SSTs and future climate forcings. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118(24):13,371-13,382, doi:10.1002/2013JD021051
- Ineson S, Scaife AA (2009) The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño. *Nature Geoscience* 2(1):32-36
- 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 [Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden PJ, Dai X, Maskell K, Johnson, CA (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp
- IPCC (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon SD, Qin M, Manning Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp
- IPCC (2013) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker F, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp

- Iversen T, Bentsen M, Bethke I, Debernard JB, Kirkevåg A, Seland O, Drange H, Kristjansson JE, Medhaug I, Sand M, Seierstad IA (2013) The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M - Part 2: climate response and scenario projections. *Geoscientific Model Development* 6(2):389-415
- Jaiser R, Dethloff K, Handorf D, Rinke A, Cohen J (2012) Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus series A-Dynamic Meteorology and Oceanography* 64, doi:10.3402/tellusa.v64i0.11595.
- Ji D, Wang L, Feng J, Wu Q, Cheng H, Zhang Q, Yang J, Dong W, Dai Y, Gong D, Zhang RH, Wang X, Liu J, Moore JC, Chen D, Zhou M (2014) Description and basic evaluation of Beijing Normal University Earth System Model (BNU-ESM) version 1. *Geoscientific Model Development* 7(5):2039-2064
- Johns TC, Durman C, Banks H, Roberts M, McLaren A, Ridley J, Sebior C, Williams K, Jones A, Rickard G, Cusack S, Joshi M, Ringer M, Dong B, Spencer H, Hill R, Gregory J, Pardaens A, Lowe J, Bodas-Salcedo A, Stark S, Dearl Y (2004) HadGEM1-model description and analysis of preliminary experiments for the IPCC Fourth Assessment Report. Hadley Centre Technical Note, 55
- Jolliffe IT (2002) *Principal Component Analysis*, Springer-Verlag, New York, 487 pp
- Jones PD, Jonsson T, Wheeler D (1997) Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology* 17(13):1433-1450
- Jung T, Vitart F, Ferranti L, Morcrette JJ (2011) Origin and predictability of the extreme negative NAO winter of 2009/10. *Geophysical Research Letters* 38: L07701, doi:10.1029/2011GL046786
- Jungclaus JH, Fischer N, Haak H, Lohmann K, Marotzke J, Matei D, Mikolajewicz U, Notz D, von Storch JS (2013) Characteristics of the ocean simulations in the Max Planck Institute Ocean Model (MPIOM) the ocean component of the MPI-Earth system model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 5(2):422-446
- Jungclaus JH, Keenlyside N, Botzet M, Haak H, Luo JJ, Latif M, Marotzke J, Mikolajewicz U, Roeckner E (2006) Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. *Journal of Climate* 19(16):3952-3972
- K-1 model developers (2004) K-1 coupled GCM (MIROC) description. In: Hasumi H, Emori S (eds) K-1 Technical Report No. 1 (available from the Center for Climate System Research (CCSR), University of Tokyo)

- Kaiser HF (1958) The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika* 23(3):187-200
- Kalela-Brundin M (1999) Climatic information from tree-rings of *Pinus sylvestris* L. and a reconstruction of summer temperatures back to AD 1500 in Femundsmarka, eastern Norway, using partial least squares regression (PLS) analysis. *The Holocene* 9(1):59-77
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3):437-471
- Kao HY, Yu JY (2009) Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate* 22(3):615-632
- Karpechko AY (2010) Uncertainties in future climate attributable to uncertainties in future Northern Annular Mode trend. *Geophysical Research Letters* 37: L20702, doi:10.1029/2010GL044717
- Kendall MG (1975) *Rank Correlation Methods*, Charles Griffin & Co. Ltd., London, 202 pp
- Kim ST, Yu JY (2012) The two types of ENSO in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters* 39: L11704, doi:10.1029/2012GL052006
- Kim Y, Kim KY, Jhun JG (2013) Seasonal evolution mechanism of the East Asian winter monsoon and its interannual variability. *Climate Dynamics* 41(5-6):1213-1228
- Kirchner-Bossi N, García-Herrera R, Prieto L, Trigo RM (2014) A long-term perspective of wind power output variability. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.4161
- Knutti R, Furrer R, Tebaldi C, Cermak J, Meehl GA (2010) Challenges in combining projections from multiple climate models. *Journal of Climate* 23(10):2739-2758
- Krahmann G, Visbeck M, Reverdin G (2001) Formation and propagation of temperature anomalies along the North Atlantic current. *Journal of Physical Oceanography* 31(5):1287-1303
- Krichak SO, Breitgand JS, Gualdi S, Feldstein SB (2014) Teleconnection-extreme precipitation relationships over the Mediterranean region. *Theoretical and Applied Climatology* 117(3-4):679-692

- Krichak SO, Kishcha P, Alpert P (2002) Decadal trends of main Eurasian oscillations and the Eastern Mediterranean precipitation. *Theoretical and Applied Climatology* 72(3-4):209-220
- Kug JS, Jin FF, An SI (2009) Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate* 22(6):1499-1515
- Kushnir Y (1994) Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *Journal of Climate* 7(1):141-157
- Kushnir Y, Held IM (1996) Equilibrium atmospheric response to North Atlantic SST anomalies. *Journal of Climate* 9(6):1208-1220
- Kushnir Y, Robinson WA, Bladé I, Hall NMJ, Peng S, Sutton R (2002) Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. *Journal of Climate* 15(16):2233-2256
- Kuzmina SI, Bengtsson L, Johannessen OM, Drange H, Bobylev LP, Miles MW (2005) The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophysical Research Letters* 32: L04703, doi:10.1029/2004GL021064
- Kwon YO, Alexander MA, Bond NA, Frankignoul C, Nakamura H, Qiu B, Thompson L (2010) Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio systems in large-scale atmosphere-ocean interaction: a review. *Journal of Climate* 23(12):3249-3281
- Lau KM, Tsay SC, Hsu C, Chin M, Ramanathan V, Wu GX, Li Z, Sikka R, Holben B, Lu D, Chen H, Tartari G, Koudelova R, Ma Y, Huang J, Taniguchi K, Zhang R (2008) The joint aerosol-monsoon experiment: a new challenge for monsoon climate research. *Bulletin of the American Meteorological Society* 89(3):369-383
- Li J, Xie SP, Cook ER, Huang G, D'Arrigo R, Liu F, Ma J, Zheng XT (2011) Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the past millennium. *Nature Climate Change* 1(2):114-118
- Li LJ, Lin PF, Yu Y, Wang B, Zhou T, Liu L, Liu J, Bao Q, Xu S, Huang W, Xia K, Pu Y, Dong L, Shen S, Liu YM, Hu N, Liu M, Sun W, Shi X, Zheng W, Wu B, Song M, Liu H, Zhang X, Wu G, Xue W, Huang X, Yang G, Song Z, Qiao F (2013) The flexible global ocean-atmosphere-land system model, grid-point version 2: FGOALS-g2. *Advances in Atmospheric Sciences* 30(3):543-560
- Li Y, Lau NC (2012) Impact of ENSO on the atmospheric variability over the North Atlantic in late winter-role of transient eddies. *Journal of Climate* 25(1):320-342

- Lim YK (2014) The East Atlantic/West Russia (EA/WR) teleconnection in the North Atlantic: climate impact and relation to Rossby wave propagation. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-014-2381-4
- Lim YK, Kim HD (2013) Impact of the dominant large-scale teleconnections on winter temperature variability over East Asia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118(14):7835-7848
- Lindgren F, Geladi P, Wold S (1993) The kernel algorithm for PLS. *Journal of Chemometrics* 7(1):45-59
- Livezey RE, Chen WY (1983) Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques. *Monthly Weather Review* 111(1):46-59
- Long MC, Lindsay K, Peacock S, Moore JK, Doney SC (2013) Twentieth-century oceanic carbon uptake and storage in CESM1(BGC). *Journal of Climate* 26(18):6775-6800
- López-Parages J, Rodríguez-Fonseca B (2012) Multidecadal modulation of El Niño influence on the Euro-Mediterranean rainfall. *Geophysical Research Letters* 39:L02704, doi:10.1029/2011GL050049
- López-Parages J, Rodríguez-Fonseca B, Terray L (2014) A mechanism for the multidecadal modulation of ENSO teleconnection with Europe. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-014-2319-x
- Lorber A, Kowalski BR (1988) A note on the use of the partial least-squares method for multivariate calibration. *Applied Spectroscopy* 42(8):1572-1574
- Lorenz EN (1956) Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Massachusetts Institute of Technology Scientific Report No. 1
- Lorenzo MN, Taboada JJ, Gimeno L (2008) Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns in Galicia (NW Spain). *International Journal of Climatology* 28(11):1493-1505
- Losada T, Rodríguez-Fonseca B, Mechoso CR, Ma HY (2007) Impacts of SST anomalies on the North Atlantic atmospheric circulation: a case study for the northern winter 1995/1996. *Climate Dynamics* 29(7-8):807-819
- Lucarini V, Russell GL (2002) Comparison of mean climate trends in the Northern Hemisphere between National Centers for Environmental Prediction and two atmosphere-ocean model forced runs. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107(D15), doi:10.1029/2001JD001247

- Mailier PJ, Stephenson DB, Ferro CA, Hodges KI (2006) Serial clustering of extratropical cyclones. *Monthly Weather Review* 134(8):2224-2240
- Mann HB (1945) Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society* 13(3):245-259
- Mariotti A, Zeng N, Lau KM (2002) Euro-Mediterranean rainfall and ENSO-a seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters* 29(12), doi:10.1029/2001GL014248
- Marshall J, Johnson H, Goodman J (2001) A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation. *Journal of Climate* 14(7):1399-1421
- Marti O, Braconnot P, Bellier J, Benshila R, Bony S, Brockmann P, Cadule P, Caubel A, Denvil S, Dufresne JL, Fairhead L, Filiberti MA, Fichefet TT, Foujols MA, Friedlingstein P, Grandpeix JY, Hourdin FF, Krinner G, Lévi C, Madec G, Musat I, de Noblet N, Polcher J, Talandier C (2006) The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) Note du Pole Modelisation, 26, 86 pp
- Martin GM, Bellouin N, Collins WJ, Culverwell ID, Halloran PR, Hardiman SC, Hinton TJ, Jones CD, McDonald RE, McLaren AJ, O'Connor FM, Roberts MJ, Rodríguez JM, Woodward S, Best MJ, Brooks ME, Brown AR, Butchart N, Dearden C, Derbyshire SH, Dharssi I, Doutriaux-Boucher M, Edwards JM, Falloon PD, Gedney N, Gray LJ, Hewitt HT, Hobson M, Huddleston MR, Hughes J, Ineson S, Ingram WJ, James PM, Johns TC, Johnson CE, Jones A, Jones CP, Joshi MM, Keen AB, Liddicoat S, Lock AP, Maidens AV, Manners JC, Milton SF, Rae JGL, Ridley JK, Sellar A, Senior CA, Totterdell IJ, Verhoef A, Vidale PL, Wiltshire A (2011) The HadGEM2 family of Met Office unified model climate configurations. *Geoscientific Model Development* 4(3):723-757
- Mathieu PP, Sutton RT, Dong B, Collins M (2004) Predictability of winter climate over the North Atlantic European region during ENSO events. *Journal of Climate* 17(10):1953-1974
- McHugh MJ, Rogers JC (2005) Multi-model representation of the North Atlantic Oscillation in the 20th and 21st centuries. *Geophysical Research Letters* 32: L21713, doi:10.1029/2005GL023679
- McIntosh AR, Lobaugh NJ (2004) Partial least squares analysis of neuroimaging data: applications and advances. *Neuroimage* 23:S250-S263



- McIntosh PC, Ash AJ, Smith MS (2005) From oceans to farms: the value of a novel statistical climate forecast for agricultural management. *Journal of Climate* 18(20):4287-4302
- Meehl GA, Boer GJ, Covey C, Latif M, Stouffer RJ (2000) The coupled model intercomparison project (CMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society* 81(2):313-318
- Meehl GA, Covey C, Taylor KE, Delworth T, Stouffer RJ, Latif M, McAvaney B, Mitchell JFB (2007) The WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research. *Bulletin of the American Meteorological Society* 88(9):1383-1394
- Meehl GA, Teng H (2007) Multi-model changes in El Niño teleconnections over North America in a future warmer climate. *Climate Dynamics* 29(7-8):779-790
- Merkel U, Latif M (2002) A high resolution AGCM study of the El Niño impact on the North Atlantic/European sector. *Geophysical Research Letters* 29(9), doi:10.1029/2001GL013726
- Miller RL, Schmidt GA, Shindell DT (2006) Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111:D18101, doi:10.1029/2005JD006323
- Morgenstern O, Akiyoshi H, Bekki S, Braesicke P, Butchart N, Chipperfield MP, Cugnet D, Deushi M, Dhomse SS, Garcia RR, Gettelman A, Gillett NP, Hardiman SC, Jumelet J, Kinnison DE, Lamarque JF, Lott F, Marchand M, Michou M, Nakamura T, Olivié D, Peter T, Plummer D, Pyle JA, Rozanov E, Saint-Martin D, Scinocca JF, Shibata K, Sigmund M, Smale D, Teyssèdre H, Tian W, Voldoire A, Yamashita Y (2010) Anthropogenic forcing of the Northern Annular Mode in CCMVal-2 models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115:D00M03, doi:10.1029/2009JD013347
- Moron V, Gouirand I (2003) Seasonal modulation of the El Niño-Southern Oscillation relationship with sea level pressure anomalies over the North Atlantic in October-March 1873-1996. *International Journal of Climatology* 23(2):143-155
- Moron V, Plaut G (2003) The impact of El Niño-Southern Oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during boreal winter. *International Journal of Climatology* 23(4):363-379
- Mosedale TJ, Stephenson DB, Collins M, Mills TC (2006) Granger causality of coupled climate processes: ocean feedback on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 19(7):1182-1194

- Moss RH, Edmonds JA, Hibbard KA, Manning MR, Rose SK, van Vuuren DP, Carter TR, Emori S, Kainuma M, Kram T, Meehl GA, Mitchell JFB, Nakicenovic N, Riahi K, Smith SJ, Stouffer RJ, Thomson AM, Weyant JP, Wilbanks TJ (2010) The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* 463(7282):747-756
- Müller WA, Roeckner E (2008) ENSO teleconnections in projections of future climate in ECHAM5/MPI-OM. *Climate Dynamics* 31(5):533-549
- Naes T, Martens H (1985) Comparison of prediction methods for multicollinear data. *Communications in Statistics-Simulation and Computation* 14(3):545-576
- Neelin JD (2011) *Climate Change and Climate modelling*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 304 pp
- Nieto S, Frías MD, Rodríguez-Puebla C (2004) Assessing two different climatic models and the NCEP-NCAR reanalysis data for the description of winter precipitation in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 24(3):361-376
- Nieto S, Rodríguez-Puebla C (2006) Comparison of precipitation from observed data and general circulation models over the Iberian Peninsula. *Journal of Climate* 19(17):4254-4275
- Orsolini YJ, Doblas-Reyes FJ (2003) Ozone signatures of climate patterns over the Euro-Atlantic sector in the spring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 129(595):3251-3263
- Osborn T (2011) Variability and changes in the North Atlantic Oscillation index. In: Vicente-Serrano SM, Trigo RM (eds) *Hydrological, socioeconomic and ecological impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean region*, *Advances in Global Change Research* 46, Springer Netherlands, pp 9-22
- Osborn TJ (2004) Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics* 22(6-7):605-623
- Osborn TJ, Briffa KR, Tett SFB, Jones PD, Trigo RM (1999) Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics* 15(9):685-702

- Panagiotopoulos F, Shahgedanova M, Stephenson DB (2002) A review of Northern Hemisphere winter-time teleconnection patterns. *Journal De Physique IV* 12(10):27-47
- Peixoto JP, Oort AH (1992) *Physics of climate*, Springer-Verlag, New York, 520 pp
- Perez J, Menendez M, Mendez FJ, Losada IJ (2014) Evaluating the performance of CMIP3 and CMIP5 global climate models over the north-east Atlantic region. *Climate Dynamics* 43(9-10):2663-2680
- Philander SG (1989) *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, International geophysic series Vol 46. Academic Press, San Diego, CA, 293 pp
- Power SB, Smith IN (2007) Weakening of the Walker Circulation and apparent dominance of El Niño both reach record levels, but has ENSO really changed? *Geophysical Research Letters* 34:L18702, doi:10.1029/2007GL030854
- Pozo-Vazquez D, Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Diez Y (2001) The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the North Atlantic region. *Journal of Climate* 14(16):3408-3420
- Preisendorfer RW (1988) *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*, Elsevier, Amsterdam, NL, 425 pp
- Qiao F, Song Z, Bao Y, Song Y, Shu Q, Huang C, Zhao W (2013) Development and evaluation of an Earth System Model with surface gravity waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118(9):4514-4524
- Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108(D14), doi:10.1029/2002JD002670
- Reichler T, Kim J (2008) How well do coupled models simulate today's climate? *Bulletin of the American Meteorological Society* 89(3):303-311
- Richman MB (1986) Rotation of principal components. *Journal of Climatology* 6(3):293-335
- Rienecker MM, Suarez MJ, Gelaro R, Todling R, Bacmeister J, Liu E, Bosilovich MG, Schubert SD, Takacs L, Kim GK, Bloom S, Chen J, Collins D, Conaty A, da Silva A, Gu W, Joiner J, Koster RD, Lucchesi R, Molod A, Owens T, Pawson S, Pegion P, Redder CR, Reichle R, Robertson FR, Ruddick AG, Sienkiewicz M, Woollen J (2011) MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. *Journal of Climate* 24(14):3624-3648

- Rodríguez-Fonseca B, de Castro M (2002) 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, Polo I, Serrano E, Castro M (2006) Evaluation of the North Atlantic SST forcing on the European and northern African winter climate. *International Journal of Climatology* 26(2):179-191
- Rodríguez-Fonseca B, Sánchez E, Arribas A (2005) Winter climate variability changes over Europe and the Mediterranean region under increased greenhouse conditions. *Geophysical Research Letters* 32:L13702, doi:10.1029/2005GL022800
- Rodríguez-Puebla C, Ayuso SM, Frías MD, García-Casado LA (2007) Effects of climate variation on winter cereal production in Spain. *Climate Research* 34(3):223-232
- Rodríguez-Puebla C, Ceballos Barbancho A, González-Reviriego N, Morán Tejada E, Hernández Encinas A (eds) (2012) *Cambio Climático. Extremos e Impactos*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), serie A, Vol 8, Salamanca, 998 pp
- Rodó X, Baert E, Comin FA (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(4):275-284
- Rogers JC (1984) The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the northern hemisphere. *Monthly Weather Review* 112(10):1999-2015
- Rogers JC (1997) North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of northern Europe. *Journal of Climate* 10(7):1635-1647
- Ropelewski CF, Halpert MS (1987) Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 115(8):1606-1626
- Rotstayn LD, Jeffrey SJ, Collier MA, Dravitzki SM, Hirst AC, Syktus JI, Wong KK (2012) Aerosol-and greenhouse gas-induced changes in summer rainfall and circulation in the Australasian region: a study using single-forcing climate simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics* 12(14):6377-6404

- Salas-Mélia D, Chauvin F, Déqué M, Douville H, Guérémy JF, Marquet P, Planton S, Royer JF, Tyteca S (2005) Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. CNRM working note 103:36
- Scaife AA, Knight JR, Vallis GK, Folland CK (2005) A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophysical Research Letters* 32:L18715, doi:10.1029/2005GL023226
- Schmidt GA, Kelley M, Nazarenko L, Ruedy R, Russell GL, Aleinov I, Bauer M, Bauer SE, Bhat MK, Bleck R, Canuto V, Chen YH, Cheng Y, Clune TL, Del Genio A, de Fainchtein R, Faluvegi G, Hansen JE, Healy RJ, Kiang NY, Koch D, Lacis AA, LeGrande AN, Lerner J, Lo KK, Matthews EE, Menon S, Miller RL, Oinas V, Olosó AO, Perlwitz JP, Puma MJ, Putman WM, Rind D, Romanou A, Sato M, Shindell DT, Sun S, Syed RA, Tausnev N, Tsigaridis K, Unger N, Voulgarakis A, Yao MS, Zhang J (2014) Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 6(1):141-184
- Schmidt GA, Ruedy R, Hansen JE, Aleinov I, Bell N, Bauer M, Bauer S, Cairns B, Canuto V, Cheng Y, Del Genio A, Faluvegi G, Friend AD, Hall TM, Hu Y, Kelley M, Kiang NY, Koch D, Lacis AA, Lerner J, Lo KK, Miller RL, Nazarenko L, Oinas V, Perlwitz J, Rind D, Romanou A, Russell GL, Sato M, Shindell DT, Stone PH, Sun S, Tausnev N, Thresher D, Yao MS (2006) Present-day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in situ, satellite, and reanalysis data. *Journal of Climate* 19(2):153-192
- Scoccimarro E, Gualdi S, Fogli PG, Manzini E, Grezio A, Navarra A (2007) INGV-SXG: a coupled atmosphere ocean sea-ice general circulation model. CMCC Research Paper No 15
- Seierstad IA, Stephenson DB, Kvamsto NG (2007) How useful are teleconnection patterns for explaining variability in extratropical storminess? *Tellus series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 59(2):170-181
- Sen PK (1968) Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association* 63(324):1379-1389
- Shaman J (2014) The seasonal effects of ENSO on European precipitation: observational analysis. *Journal of Climate* 27(17):6423-6438
- Sjöström M, Wold S, Lindberg W, Persson J-Å, Martens H (1983) A multivariate calibration problem in analytical chemistry solved by partial least-squares models in latent variables. *Analytica Chimica Acta* 150:61-70

- Smoliak BV, Wallace JM, Stoelinga MT, Mitchell TP (2010) Application of partial least squares regression to the diagnosis of year-to-year variations in Pacific Northwest snowpack and Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters* 37:L03801, doi:10.1029/2009GL041478
- Sorteberg A, Walsh JE (2008) Seasonal cyclone variability at 70 degrees N and its impact on moisture transport into the Arctic. *Tellus series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 60(3):570-586
- Sparrow S, Blackburn M, Haigh JD (2009) Annular variability and eddy-zonal flow interactions in a simplified atmospheric GCM. Part I: characterization of high-and low-frequency behavior. *Journal of the Atmospheric Sciences* 66(10):3075-3094
- Stachnik JP, Schumacher C (2011) A comparison of the Hadley circulation in modern reanalyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116: D22102, doi:10.1029/2011JD016677
- Stephenson DB, Pavan V, Collins M, Junge MM, Quadrelli R (2006) North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment. *Climate Dynamics* 27(4):401-420
- Stevens B, Giorgetta M, Esch M, Mauritsen T, Crueger T, Rast S, Salzmann M, Schmidt H, Bader J, Block K, Brokopf R, Fast I, Kinne S, Kornblueh L, Lohmann U, Pincus R, Reichler T, Roeckner E (2013) Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 5(2):146-172
- Stevenson S, Fox-Kemper B, Jochum M, Neale R, Deser C, Meehl G (2012) Will There Be a Significant Change to El Niño in the Twenty-First Century? *Journal of Climate* 25(6):2129-2145
- Stevenson SL (2012) Significant changes to ENSO strength and impacts in the twenty-first century: results from CMIP5. *Geophysical Research Letters* 39:L17703, doi:10.1029/2012GL052759
- Stoner AMK, Hayhoe K, Wuebbles DJ (2009) Assessing general circulation model simulations of atmospheric teleconnection patterns. *Journal of Climate* 22(16):4348-4372
- Strong C, Davis RE (2007) Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133(629):2109-2115

- Sun J, Wang H, Yuan W (2008) Decadal variations of the relationship between the summer North Atlantic Oscillation and middle East Asian air temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113:D15107, doi:10.1029/2007JD009626
- Sung MK, Ham YG, Kug JS, An SI (2013) An alternative effect by the tropical North Atlantic SST in intraseasonally varying El Niño teleconnection over the North Atlantic. *Tellus series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 65, doi:10.3402/tellusa.v65i0.19863
- Sutton RT, Allen MR (1997) Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature* 388(6642):563-567
- Tan Y, Shi L, Tong W, Hwang GTG, Wang C (2004) Multi-class tumor classification by discriminant partial least squares using microarray gene expression data and assessment of classification models. *Computational Biology and Chemistry* 28(3):235-243
- Taylor KE (2001) Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 106(D7):7183-7192
- Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2012) An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93(4):485-498
- Tebaldi C, Knutti R (2007) The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences* 365(1857):2053-2075
- Tejeda Rodríguez YE, Guerra Ones V, Sánchez García JE, Carrasco Velar R (2012) Utilización combinada de métodos exploratorios y confirmatorios para el análisis de la actividad antibacteriana de la cefalosporina (parte II). *Revista Investigación Operacional* 32(1):114-120
- Thompson DWJ, Wallace JM (2001) Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science* 293(5527):85-89
- Tjiputra JF, Roelandt C, Bentsen M, Lawrence DM, Lorentzen T, Schwinger J, Seland O, Heinze C (2013) Evaluation of the carbon cycle components in the Norwegian Earth System Model (NorESM). *Geoscientific Model Development* 6(2):301-325
- Tobias RD (1995) An introduction to partial least squares regression. In: *Proceedings of annual SAS users group international conference, 20th, Orlando FL*
- Toniazzo T, Scaife AA (2006) The influence of ENSO on winter North Atlantic climate. *Geophysical Research Letters* 33

- Tukey JW (1977) *Exploratory data analysis*, Addison-Wesley, Reading, 688 pp
- Ulbrich U, Christoph M (1999) A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics* 15(7):551-559
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Da Costa Bechtold V, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van De Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, Hólm E, Hoskins BJ, Isaksen I, Janssen PAEM, Jenne R, McNally AP, Mahfouf JF, Morcrette JJ, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J (2005) The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131(612):2961-3012
- van Haren R, van Oldenborgh GJ, Lenderink G, Collins M, Hazeleger W (2013) SST and circulation trend biases cause an underestimation of European precipitation trends. *Climate Dynamics* 40(1-2):1-20
- Van Loon H, Rogers J (1978) The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe. Part I: general description. *Monthly Weather Review* 106(3):296-310
- Vautard R (1990) Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review* 118(10):2056-2081
- Vecchi GA, Wittenberg AT (2010) El Niño and our future climate: where do we stand? *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 1(2):260-270
- Vicente-Serrano SM (2005) El Niño and La Niña influence on droughts at different timescales in the Iberian Peninsula. *Water Resources Research* 41:W12415, doi:10.1029/2004WR003908
- Vicente-Serrano SM, Lopez-Moreno JI (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(11):1427-1453
- Vicente-Serrano SM, Lopez-Moreno JI (2008) Nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113:D20120, doi:10.1029/2008JD010382
- Visbeck M, Chassignet EP, Curry RG, Delworth TL, Dickson RR, Krahnemann G (2003) The Ocean's Response to North Atlantic Oscillation Variability. In:



- Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M (eds) *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. American Geophysical Union, Washington, DC, pp 113-145
- Visbeck M, Cullen H, Krahnmann G, Naik N (1998) An ocean model's response to North Atlantic Oscillation-like wind forcing. *Geophysical Research Letters* 25(24):4521-4524
- Voldoire A, Sanchez-Gomez E, Salas y Mélia D, Decharme B, Cassou C, Sénési S, Valcke S, Beau I, Alias A, Chevallier M, Déqué M, Deshayes J, Douville H, Fernandez E, Madec G, Maisonnave E, Moine MP, Planton S, Saint-Martin D, Szopa S, Tyteca S, Alkama R, Belamari S, Braun A, Coquart L, Chauvin F (2013) The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics* 40(9-10):2091-2121
- Volodin EM, Dianskii NA, Gusev AV (2010) Simulating present-day climate with the INMCM4.0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 46(4):414-431
- von Salzen K, Scinocca JF, McFarlane NA, Li J, Cole JNS, Plummer D, Versegny D, Reader MC, Ma X, Lazare M, Solheim L (2013) The Canadian fourth generation atmospheric global climate model (CanAM4). Part I: representation of physical processes. *Atmosphere-Ocean* 51(1):104-125
- Walker GT, Bliss EW (1928) World weather IV Some applications to seasonal foreshadowing. *Memoirs of the Royal Meteorological Society* 3(24):81-95
- Walker GT, Bliss EW (1932) World Weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society* 4(36):53-84
- Wallace JM, Fu Q, Smoliak BV, Lin P, Johanson CM (2012) Simulated versus observed patterns of warming over the extratropical Northern Hemisphere continents during the cold season. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 109(36):14337-14342
- Wallace JM, Gutzler DS (1981) Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 109(4):784-812
- Wang B, An SI (2001) Why the properties of El Niño changed during the late 1970s. *Geophysical Research Letters* 28(19):3709-3712
- Wang C (2002) Atmospheric circulation cells associated with the El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate* 15(4):399-419

- Wang W, Anderson BT, Kaufmann RK, Myneni RB (2004) The relation between the North Atlantic Oscillation and SSTs in the North Atlantic basin. *Journal of Climate* 17(24):4752-4759
- Wanner H, Brönnimann S, Casty C, Gyalistras D, Luterbacher J, Schmutz C, Stephenson DB, Xoplaki E (2001) North Atlantic Oscillation-concepts and studies. *Surveys in Geophysics* 22(4):321-381
- Washington WM, Weatherly JW, Meehl GA, Semtner AJ, Bettge TW, Craig AP, Strand WG, Arblaster J, Wayland VB, James R, Zhang Y (2000) Parallel climate model (PCM) control and transient simulations. *Climate Dynamics* 16(10-11):755-774
- Watanabe M, Chikira M, Imada Y, Kimoto M (2011) Convective control of ENSO simulated in MIROC. *Journal of Climate* 24(2):543-562
- Watanabe M, Suzuki T, Oishi R, Komuro Y, Watanabe S, Emori S, Takemura T, Chikira M, Ogura T, Sekiguchi M, Takata K, Yamazaki D, Yokohata T, Nozawa T, Hasumi H, Tatebe H, Kimoto M (2010) Improved climate simulation by MIROC5. Mean states, variability, and climate sensitivity. *Journal of Climate* 23(23):6312-6335
- Whitaker JS, Hamill TM (2002) Ensemble data assimilation without perturbed observations. *Monthly Weather Review* 130(7):1913-1924
- Wilks DS (2006) *Statistical methods in the atmospheric sciences*, Elsevier, Amsterdam, 627 pp
- Wittenberg AT (2009) Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations? *Geophysical Research Letters* 36:L12702, doi:10.1029/2009GL038710
- Wold H (1966) Estimation of principal components and related models by iterative least squares. In: Krishnaiah PR (ed) *Multivariate Analysis*, Academic Press, New York, pp 391-420
- Wold S (2001) Personal memories of the early PLS development. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 58(2):83-84
- Wold S, Ruhe A, Wold H, Dunn WJ (1984) The collinearity problem in linear regression. The partial least squares (PLS) approach to generalized inverses. *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing* 5(3):735-743
- Woollings T, Blackburn M (2012) The North Atlantic jet stream under climate change and its relation to the NAO and EA patterns. *Journal of Climate* 25(3):886-902

- Woollings T, Hannachi A, Hoskins B (2010a) Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136(649):856-868
- Woollings T, Hannachi A, Hoskins B, Turner A (2010b) A regime view of the North Atlantic Oscillation and its response to anthropogenic forcing. *Journal of Climate* 23(6):1291-1307
- Woollings T, Hoskins B, Blackburn M, Berrisford P (2008) A new Rossby wave-breaking interpretation of the North Atlantic Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences* 65(2):609-626
- Wu T (2012) A mass-flux cumulus parameterization scheme for large-scale models: description and test with observations. *Climate Dynamics* 38(3-4):725-744
- Xin XG, Wu TW, Zhang J (2013) Introduction of CMIP5 experiments carried out with the climate system models of Beijing Climate Center. *Advances in Climate Change Research* 4(1):41-49
- Xoplaki E (2002) Ph.D. Thesis. Climate variability over the Mediterranean. University of Bern, Switzerland, ([http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/phd\\_xoplaki.pdf](http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/phd_xoplaki.pdf))
- Yan H, Sun L, Wang Y, Huang W, Qiu S, Yang C (2011) A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies. *Nature Geoscience* 4(9):611-614
- Yeh SW, Kug JS, Dewitte B, Kwon MH, Kirtman BP, Jin FF (2009) El Niño in a changing climate. *Nature* 461(7263):511-514
- Yin JH (2005) A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophysical Research Letters* 32:L18701, doi:10.1029/2005GL023684
- Yu JY, Kim ST (2010) Identification of Central-Pacific and Eastern-Pacific types of ENSO in CMIP3 models. *Geophysical Research Letters* 37:L15705, doi:10.1029/2010GL044082
- Yu Y, Zhang X, Guo Y (2004) Global coupled ocean-atmosphere general circulation models in LASG/IAP. *Advances in Atmospheric Sciences* 21(3):444-455
- Yue S, Wang C (2004) The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water Resources Management* 18(3):201-218
- Yukimoto S, Adachi Y, Hosaka M, Sakami T, Yoshimura H, Hirabara M, Tanaka TY, Shindo E, Tsujino H, Deushi M, Mizuta R, Yabu S, Obata A, Nakano

- H, Koshiro T, Ose T, Kitoh A (2012) A new global climate model of the meteorological research institute: MRI-CGCM3-model description and basic performance. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 90A:23-64
- Yukimoto S, Noda A, Kitoh A, Hosaka M, Yoshimura H, Uchiyama T, Shibata K, Arakawa O, Kusunoki S (2006) Present-day climate and climate sensitivity in the meteorological research institute coupled GCM version 2.3 (MRI-CGCM2.3). *Journal of the Meteorological Society of Japan* 84(2):333-363
- Zanchettin D, Franks SW, Traverso P, Tomasino M (2008) On ENSO impacts on European wintertime rainfalls and their modulation by the NAO and the Pacific multi-decadal variability described through the PDO index. *International Journal of Climatology* 28(8):995-1006
- Zhu Y, Wang H (2010) The Arctic and Antarctic Oscillations in the IPCC AR4 Coupled Models. *Acta Meteorologica Sinica* 24(2):176-188
- Zveryaev I (2009) Interdecadal changes in the links between European precipitation and atmospheric circulation during boreal spring and fall. *Tellus series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 61(1):50-56







# Apéndices

## Apéndice A: Modelos CMIP3

A continuación se muestra una tabla con los modelos CMIP3 utilizados en esta investigación. La primera columna indica el identificador del modelo (éste se utilizará en los resultados cuando no quepa el nombre completo). La segunda columna muestra el nombre oficial del modelo, la tercera el nombre del centro modelizador, la cuarta el país donde se encuentra el centro, la quinta la resolución atmosférica (celda horizontal y número de niveles verticales), la sexta las realizaciones utilizadas en ambos experimentos 20C3M y A1B y finalmente, la séptima indica la principal referencia.

ID	Modelo	Centro Modelizador (ID Institución)	País	Resolución atmosférica	Z <sub>500</sub> realizaciones 20C3M/A1B	Referencia
A	BCCR-BCM2.0	Bjerknes Centre for Climate Research	Noruega	T63, L31	r1 / r1	Furevik et al. (2003)
B	CCSM3	National Center for Atmospheric Research	EEUU	T85, L26	r1 / r1	Collins et al. (2006)
C	CGCM3.1(T47)	Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis	Canadá	T47, L31	r1 / r1	Flato et al. (2000)
D	CGCM3.1(T63)	Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis	Canadá	T63, L31	r1 / r1	Flato et al. (2000)
E	CNRM-CM3	Météo-France / Centre National de Recherches Météorologiques	Francia	T63, L45	r1 / r1	Salas-Mélaie et al. (2005)
F	CSIRO-Mk3.0	CSIRO Atmospheric Research	Australia	T63, L18	r1 / r1	Gordon et al. (2002)
G	CSIRO-Mk3.5	CSIRO Atmospheric Research	Australia	T63, L18	r1 / r1	Gordon et al. (2002)
H	ECHAM5/MPI-OM	Max Planck Institute for Meteorology	Alemania	T63, L31	r1 / r1	Jungclauss et al. (2006)
I	FGOALS-g1.0	LASG / Institute of Atmospheric Physics	China	T42, L26	r1 / r1	Yu et al. (2004)
J	GFDL-CM2.0	US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	EEUU	2.5°×2.0°, L24	r1 / r1	Delworth et al. (2006)



ID	Modelo	Centro Modelizador (ID Institución)	País	Resolución atmosférica	Z <sub>500</sub> realizaciones 20C3M/AIB	Referencia
K	GFDL-CM2.1	US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	EEUU	2.5°×2.0°, L24	r1 / r1	Delworth et al. (2006)
L	GISS-AOM	NASA / Goddard Institute for Space Studies	EEUU	4°×3°, L12	r1 / r1	Lucarini and Russell (2002)
M	GISS-EH	NASA / Goddard Institute for Space Studies	EEUU	5°×4°, L15	r1 / r1	Schmidt et al. (2006)
N	GISS-ER	NASA / Goddard Institute for Space Studies	EEUU	5°×4°, L15	r1 / r1	Schmidt et al. (2006)
O	INGV-SXG	Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia	Italia	T106, L19	r1 / r1	Scoccimarro et al. (2007)
P	INM-CM3.0	Institute for Numerical Mathematics	Rusia	5°×4°, L21	r1 / r1	Diansky and Volodin (2002)
Q	IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace	Francia	2.5°×3.75°, L19	r1 / r1	Marti et al. (2006)
R	MIROC3.2 (hires)	Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and FrontierResearch Center for Global Change (JAMSTEC)	Japón	T106, L56	r1 / r1	Hasumi and Emori (2004)
S	MIROC3.2 (medres)	Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and FrontierResearch Center for Global Change (JAMSTEC)	Japón	T42, L20	r1 / r1	Hasumi and Emori (2004)
T	MRI-CGCM2.3.2	Meteorological Research Institute	Japón	T42, L30	r1 / r1	Yukimoto et al. (2006)
U	PCM	National Center for Atmospheric Research	USA	T42, L26	r1 / r1	Washington et al. (2000)
V	UKMO-HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office	UK	3.75°×2.5°, L19	r1 / r1	Gordon et al. (2000)
W	UKMO-HadGEM1	Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office	UK	1.875°×1.25°, L38	r1 / r1	Johns et al. (2004)

## Apéndice B: Modelos CMIP5

A continuación se muestra una tabla con los modelos CMIP5 utilizados en esta investigación. La primera columna indica el identificador del modelo (éste se utilizará en los resultados cuando no quepa el nombre completo). La segunda columna muestra el nombre oficial del modelo, la tercera el nombre del centro modelizador, la cuarta el país donde se encuentra el centro, la quinta la resolución atmosférica (celda horizontal y número de niveles verticales). La sexta y la séptima columna indican las realizaciones utilizadas de ambos experimentos Historical y RCP8.5 de las variables  $Z_{500}$  y ts. Finalmente, la octava columna indica la principal referencia.

ID	Modelo	Centro Modelizador (ID Institución)	País	Resolución atmosférica	$Z_{500}$ realizaciones Historical/ RCP8.5	ts realizaciones Historical/ RCP8.5	Referencia
1	ACCESS1.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization and Bureau of Meteorology (CSI- RO-BOM)	Austra- lia	192×145 N96, L38	r1 / r1	-----	Bi et al. (2013) Dix et al. (2013)
2	ACCESS1.3	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization and Bureau of Meteorology (CSI- RO-BOM)	Austra- lia	192×145 N96, L38	r1 / r1	r1 / r1	Bi et al. (2013) Dix et al. (2013)
3	BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (BCC)	China	T42, L26	r1 / r1	r1 / r1	Wu (2012) Xin et al. (2013)
4	BCC-CS- M1.1(m)	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (BCC)	China	T106, L26	r1 / r1	r1 / r1	Wu (2012) Xin et al. (2013)
5	BNU-ESM	College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University (GCESS)	China	T42, L26	r1 / r1	r1 / r1	Ji et al. (2014)

ID	Modelo	Centro Modelizador (ID Institución)	País	Resolución atmosférica	Z <sub>500</sub> realizaciones Historical/ RCP8.5	ts realizaciones Historical/ RCP8.5	Referencia
6	Can-ESM2.0	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCMA)	Canadá	Spectral T63, L35	r1,2,3,4,5 / r1,2,3,4,5	r1,2,3,4,5 / r1,2,3,4,5	von Salzen et al. (2013)
7	CCSM4	National Center of Atmospheric Research (NCAR)	EEUU	0.9°×1.25°, L27	r1,2,3,4,5,6 / r1,2,3,4,5,6	r2,3,5/r2,3,5	Gent et al. (2011) Bitz (2012)
8	CESM1(BGC)	Community Earth System Model Contributors (NSF-DOE-NCAR)	EEUU	0.9°×1.25°, L27	r1 / r1	-----	Long et al. (2013) Hurrell et al. (2013)
9	CESM1(- CAM5)	Community Earth System Model Contributors (NSF-DOE-NCAR)	EEUU	0.9°×1.25°, L27	r1,2,3 / r1,2,3	-----	Hurrell et al. (2013)
10	CMCC-CM	Centro Euro-Mediterra- neo per I Cambiamenti Climatici (CMCC)	Italia.	0.75°×0.75°, L31	r1 / r1	r1 / r1	Fogli et al. (2009)
11	CMCC-CMS	Centro Euro-Mediterra- neo per I Cambiamenti Climatici (CMCC)	Italia	1.875°×1.875° (T63), L95	r1 / r1	r1 / r1	Fogli et al. (2009)
12	CNRM-CM5	Centre National de Re- cherches Météorologiques / Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scienti- fique (CNRM-CERFACS)	Francia	TL127, L31	r1,2,4,6,10 / r1,2,4,6,10	r1,2,4,6,10 / r1,2,4,6,10	Voltaire et al. (2013)
13	CSI- RO-Mk3.6.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization in collabora- tion with Queensland Climate Change Centre of Excellence (CSIRO-QC- CCE)	Austra- lia	1.875°×1.875° (Spectral T63), L18	r1,2,3,4,5,6,7,8,9,10 / r1,2,3,4,5,6,7,8,9,10	r1,2,3,4,5,6,7,8,9,10 / r1,2,3,4,5,6,7,8,9,10	Rotstayn et al. (2012)

ID	Modelo	Centro Modelizador (ID Institución)	País	Resolución atmosférica	Z <sub>500</sub> realizaciones Historical/ RCP8.5	ts realizaciones Historical/ RCP8.5	Referencia
14	FGOALS-g2	LASS, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences and CESS, Tsinghua University (LASG-CESS)	China	2.8125° × 2.8125°, L26	r1 / r1	r1 / r1	Li et al. (2013)
15	FGOALS-S2	LASS, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (LASG-IAP)	China	R42 (2.8° × 1.66°), L26	r1,2,3 / r1,2,3	-----	Bao et al. (2013)
16	FIO-ESM	The first Institute of Oceanography, SOA, China (FIO)	China	T42, L26	r1,2,3 / r1,2,3	-----	Qiao et al. (2013)
17	GFDL-CM3	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA-GFDL)	EEUU	200 km C48, L48	r1 / r1	r1 / r1	Donner et al. (2011)
18	GFDL-ES-M2G	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA-GFDL)	EEUU	2.5° longitud × 2.0° latitud, L24	r1 / r1	r1 / r1	Dunne et al. (2012) Dunne et al. (2013)
19	GFDL-ES-M2M	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA-GFDL)	EEUU	2.5° longitud 2.0° latitud M45, L24	r1 / r1	r1 / r1	Dunne et al. (2012) Dunne et al. (2013)
20	GISS-E2-H (flavour p1: non-interactive composition)	NASA Goddard Institute for Space Studies (NASA GISS)	EEUU	2° latitud × 2.5° longitud F, L40	r1 / r1	-----	Schmidt et al. (2014)
21	GISS-E2-R (flavour p1: non-interactive composition)	NASA Goddard Institute for Space Studies (NASA GISS)	EEUU	2° latitud × 2.5° longitud F, L40	r1 / r1	-----	Schmidt et al. (2014)

ID	Modelo	Centro Modelizador (ID Institución)	País	Resolución atmosférica	Z <sub>500</sub> realizaciones Historical/ RCP8.5	ts realizaciones Historical/ RCP8.5	Referencia
22	Had-GEM2-AO	National Institute of Meteorological Research / Korea Meteorological Administration (NIMR/KMA)	Corea	1.875° longitud × 1.25° latitud N96, L60	r1 / r1	r1 / r1	Collins et al. (2011) Martin et al. (2011)
23	HadGEM2-CC	Met Office Hadley Centre (MOHC)	Reino Unido	1.875° longitud × 1.25° latitud N96, L60	r1 / r1	r1 / r1	Collins et al. (2011) Martin et al. (2011)
24	HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (MOHC/INPE)	Reino Unido	1.875° longitud × 1.25° latitud N96, L38	r1,2,3,4 / r1,2,3,4	r2,3/r2,3	Collins et al. (2011) Martin et al. (2013) <sup>te&gt;</sup>
25	INM-CM4	Institute for Numerical Mathematics (INM)	Rusia	2° longitud × 1.5° latitud, L21	r1 / r1	r1 / r1	Volodin et al. (2010)
26	IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)	Francia	96×95 equivalente a 1.9°×3.75° LMDZ96×95, L39	r1,2,3,4 / r1,2,3,4	r1,2,3,4 / r1,2,3,4	Dufresne et al. (2013)
27	IPSL-CM5A-MR	Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)	Francia	144×143 equivalente a 1.25°×2.5° LMDZ144×143, L39	r1 / r1	r1 / r1	Dufresne et al. (2013)
28	IPSL-CM5B-LR	Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)	Francia	96×95 equivalente a 1.9°×3.75° LMDZ96×95, L39	r1 / r1	r1 / r1	Dufresne et al. (2013)
29	MIROC-ESM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies (MIROC)	Japón	2.8125°×2.8125° T42, L80	r1 / r1	r1 / r1	Watanabe et al. (2011)

ID	Modelo	Centro Modelizador (ID Institución)	País	Resolución atmosférica	Z <sub>500</sub> realizaciones Historical/ RCP8.5	ts realizaciones Historical/ RCP8.5	Referencia
30	MIROC-ESM- CHEM	Japan Agency for Marine- Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmen- tal Studies (MIROC)	Japón	2.8125°×2.8125° T42, L80	r1 / r1	r1 / r1	Watanabe et al. (2011)
31	MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (MIROC)	Japón	1.40625°×1.40625° T85, L40	r1,2,3 / r1,2,3	r1,2,3 / r1,2,3	Watanabe et al. (2010)
32	MPI-ESM-LR	Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M)	Alema- nia	Aprox. 1.8° T63, L47	r1,2,3 / r1,2,3	r1,2,3 / r1,2,3	Stevens et al. (2013) Jungclauss et al. (2013)
33	MPI-ESM-MR	Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M)	Alema- nia	Aprox. 1.8° T63, L95	r1 / r1	r1 / r1	Stevens et al. (2013) Jungclauss et al. (2013)
34	MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute (MRI)	Japón	320×160 TL159, L48	r1 / r1	r1 / r1	Yukimoto et al. (2012)
35	NorESM1-M	Norwegian Climate Centre (NCC)	Norue- ga	Volumen finito 1.9° latitud ×2.5° longitud, L26	r1 / r1	r1 / r1	Iversen et al. (2013)
36	NorESM1-ME	Norwegian Climate Centre (NCC)	Norue- ga	Volumen finito 1.9° latitud ×2.5° longitud, L26	r1 / r1	r1 / r1	Tijputra et al. (2013)

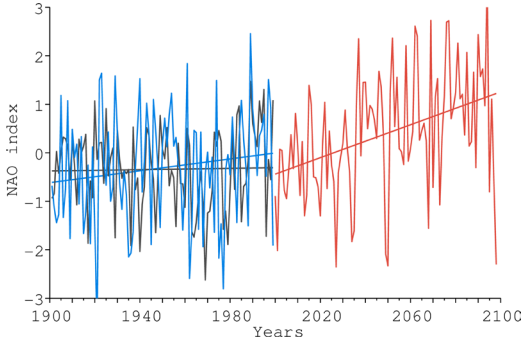
## Apéndice C: Pseudoíndices para los modelos CMIP3

A continuación se muestran los pseudoíndices obtenidos mediante la regresión PLS aplicada a los modelos CMIP3 individuales en el periodo 1901-2098, y su tendencia lineal. Las series temporales mostradas para cada modelo se dividen en dos periodos de igual longitud. El primero comprende el periodo 1901-1999 e indica el comportamiento a lo largo del siglo XX (simulación 20C3M en color rojo). El segundo abarca los años 2000-2098 y proporciona información acerca de la proyección futura del pseudoíndice bajo el escenario de emisiones determinado por la simulación SRESA1B (color azul). Además, en el periodo 1901-1999 se muestra la serie temporal del pseudoíndice obtenida con los datos del reanálisis 20CR y su tendencia (color negro).

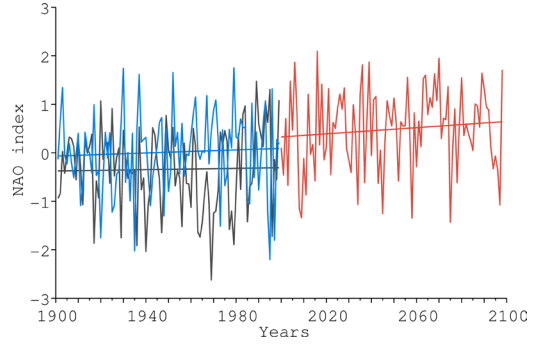
- ❑ El apartado 1 muestra los pseudoíndices NAO y sus tendencias de cada modelo individual.
- ❑ El apartado 2 muestra los pseudoíndices EA y sus tendencias.
- ❑ El apartado 3 muestra los pseudoíndices EATL/WRUS y sus tendencias.
- ❑ Finalmente, el apartado 4 muestra los pseudoíndice SCAND y sus tendencias.

# 1. NAO

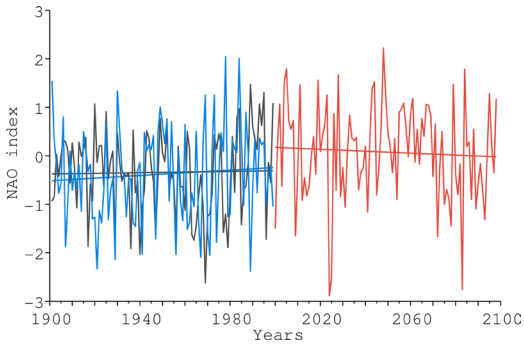
**BCCR-BCM2.0**



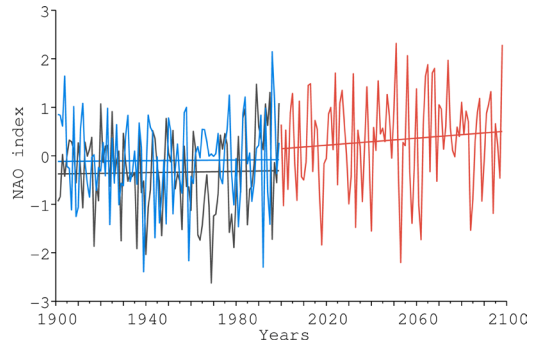
**CCSM3**



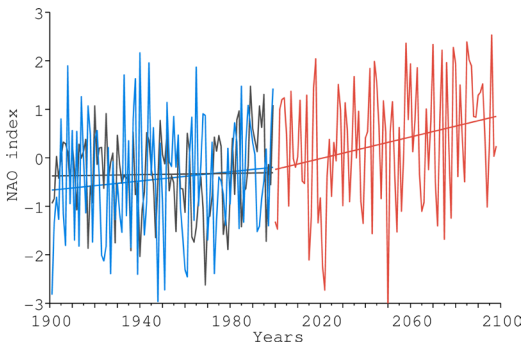
**CGCM3.1(T47)**



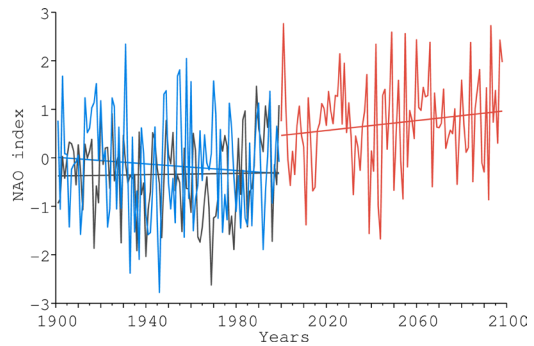
**CGCM4.1(T63)**



**CNRM-CM3**



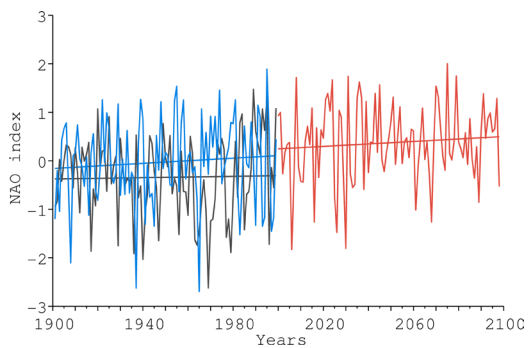
**CSIRO-Mk3.0**



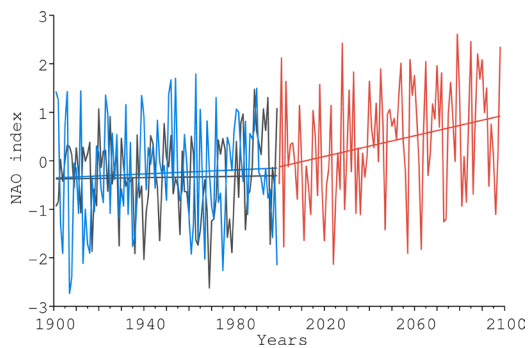
—20C3M —A1B —20CR



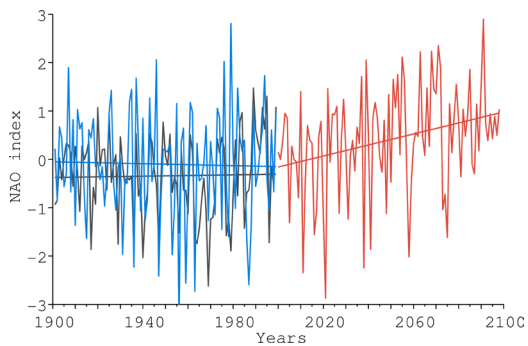
**CSIRO-Mk3.5**



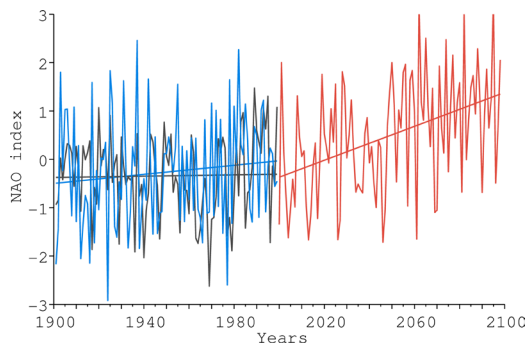
**ECHAM5/MPI-OM**



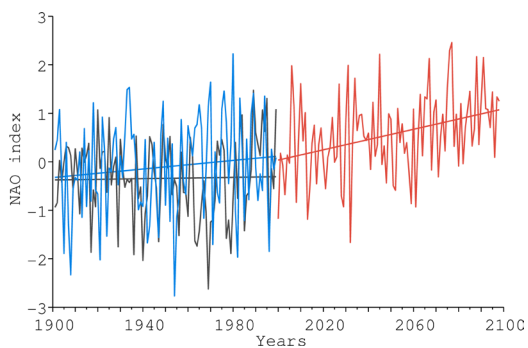
**FGOALS-g1.0**



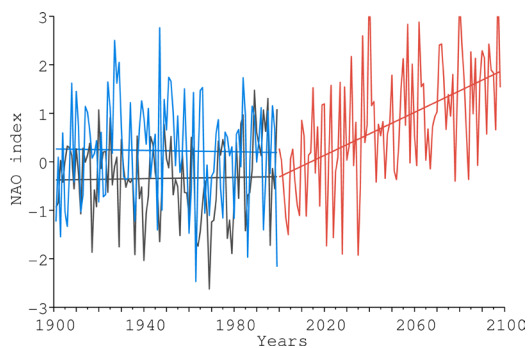
**GFDL-CM2.0**



**GFDL-CM2.1**

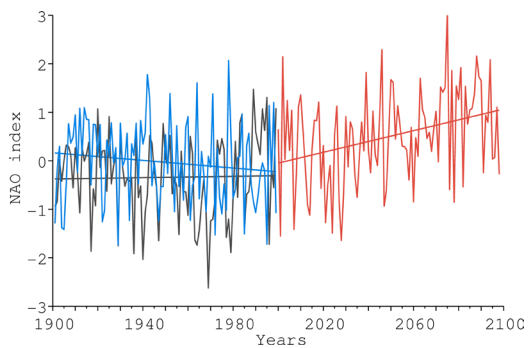


**GISS-AOM**

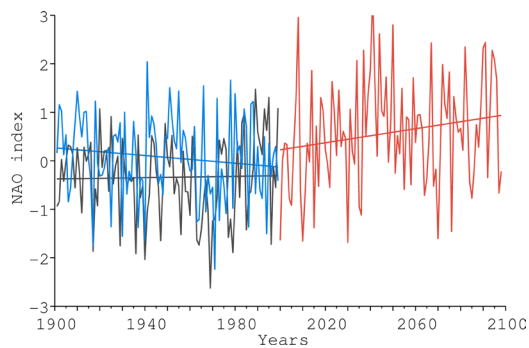


—20C3M —A1B —20CR

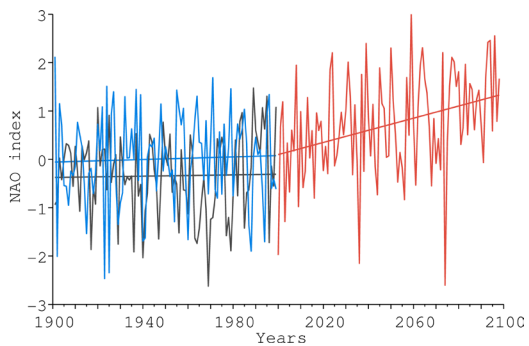
GISS-EH



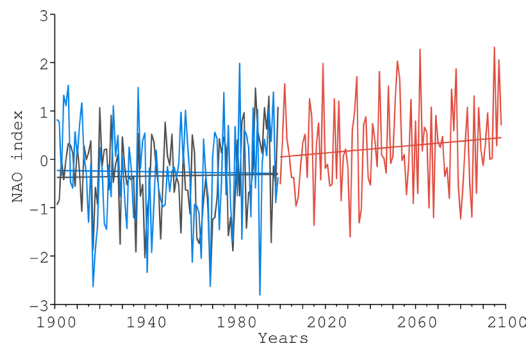
GISS-ER



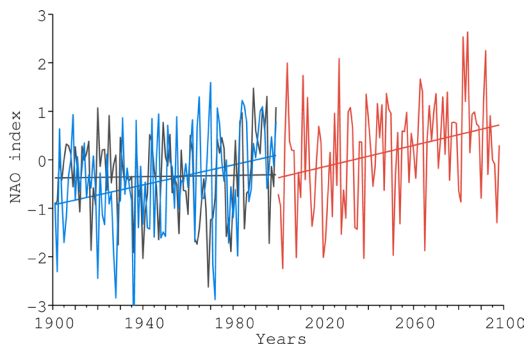
INGV-SXG



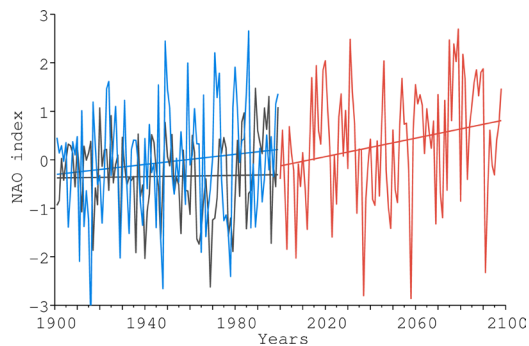
INM-CM3.0



IPSL-CM4

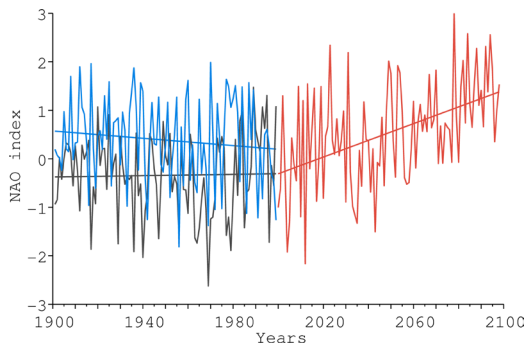


MIROC3.2 (hires)

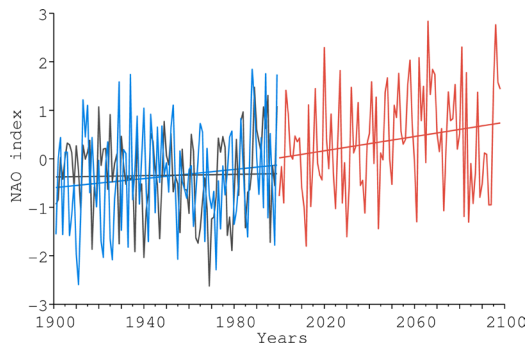


—20C3M —A1B —20CR

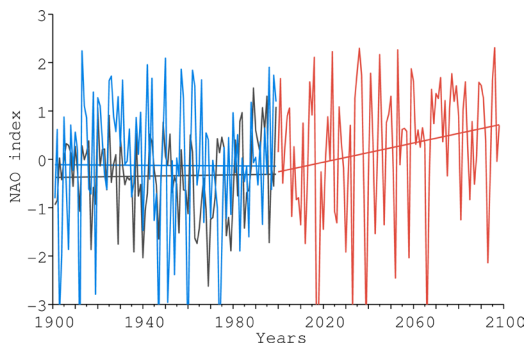
**MIROC3.2 (medres)**



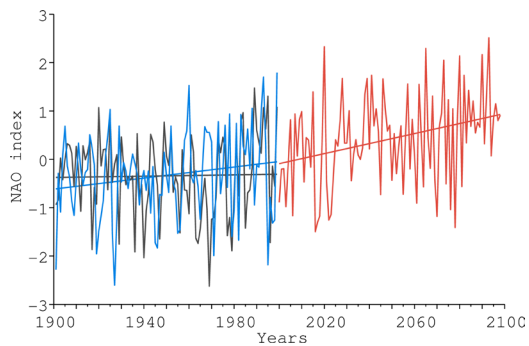
**MRI-CGCM2.3**



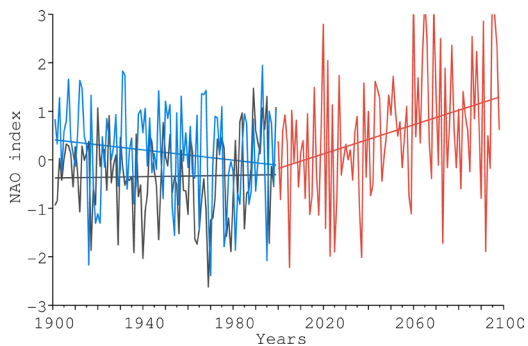
**PCM**



**UKMO-HadCM3**



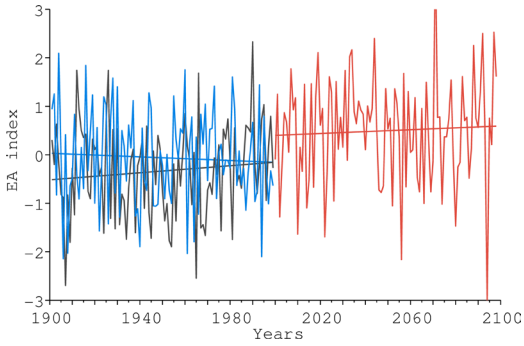
**UKMO-HadGEM1**



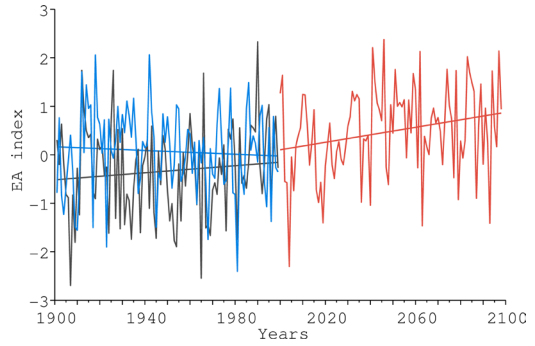
— 20C3M — A1B — 20CR

## 2. EA

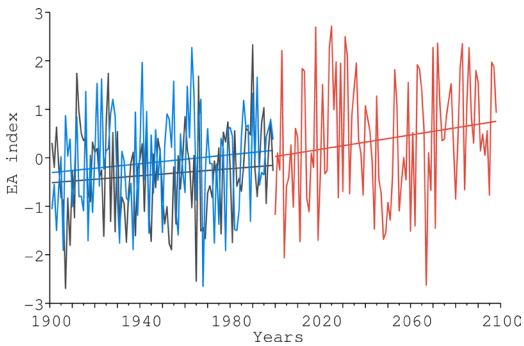
**BCCR-BCM2.0**



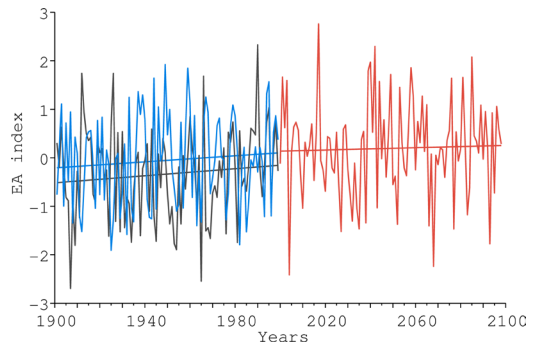
**CCSM3**



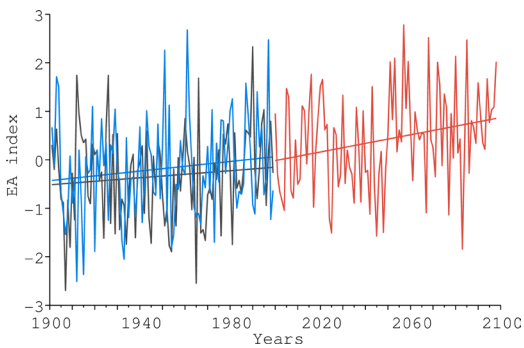
**CGCM3.1(T47)**



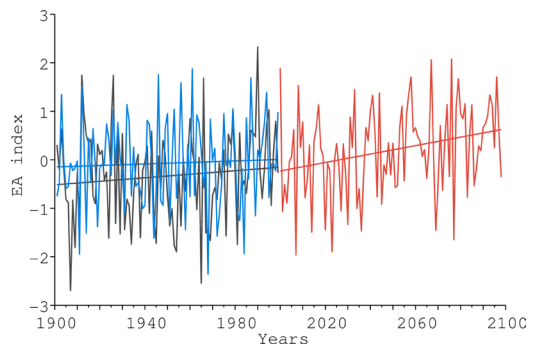
**CGCM4.1(T63)**



**CNRM-CM3**

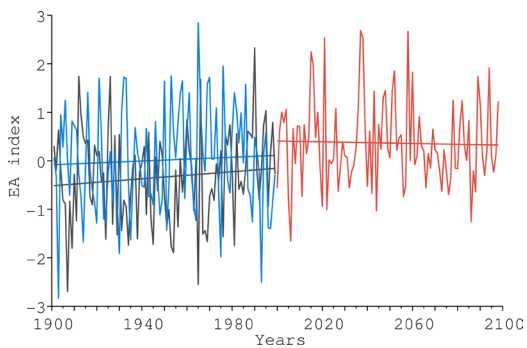


**CSIRO-Mk3.0**

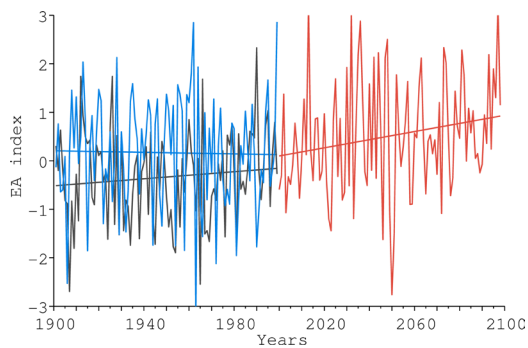


—20C3M —A1B —20CR

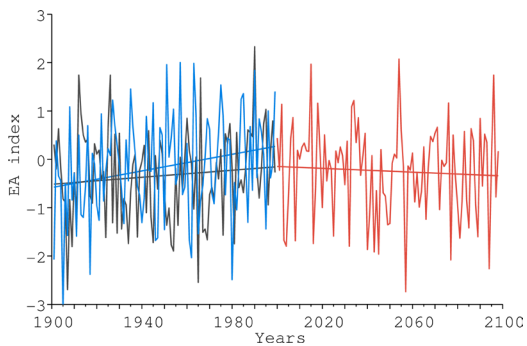
**CSIRO-Mk3.5**



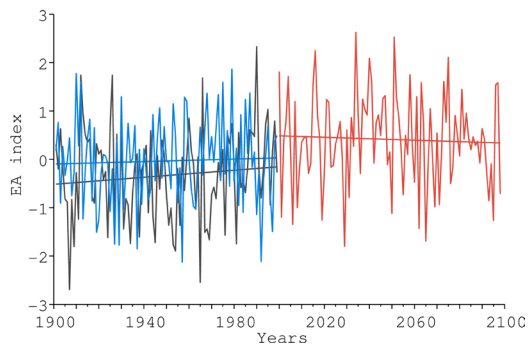
**ECHAM5/MPI-OM**



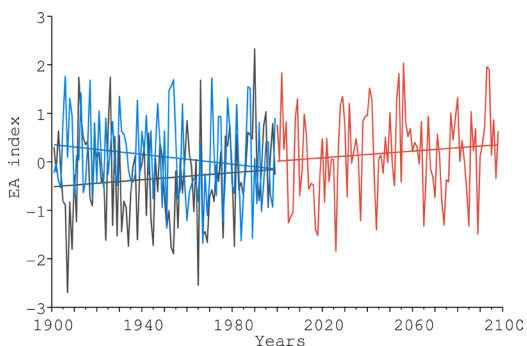
**FGOALS-g1.0**



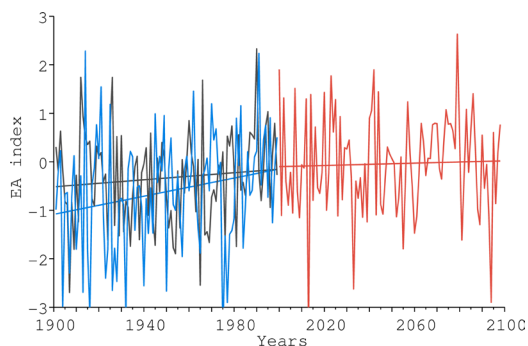
**GFDL-CM2.0**



**GFDL-CM2.1**

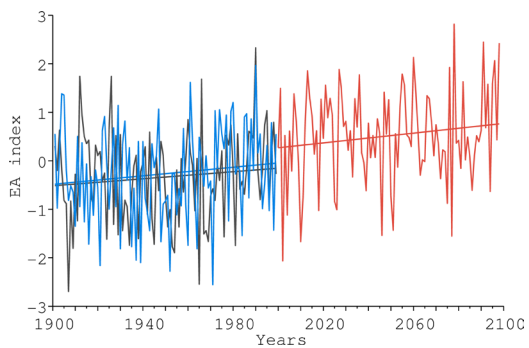


**GISS-AOM**

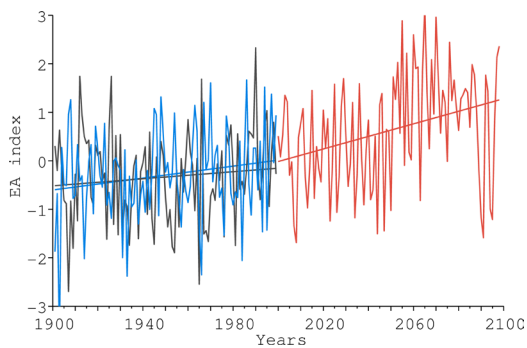


— 20C3M — A1B — 20CR

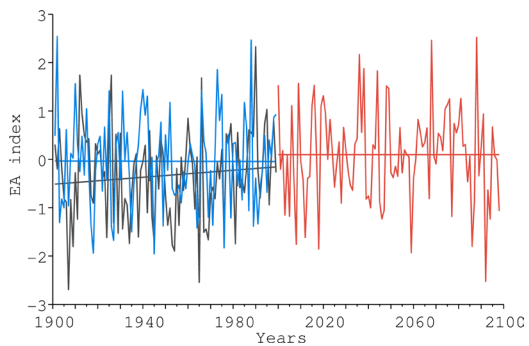
GISS-EH



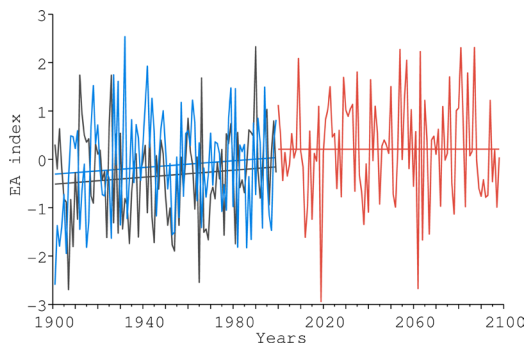
GISS-ER



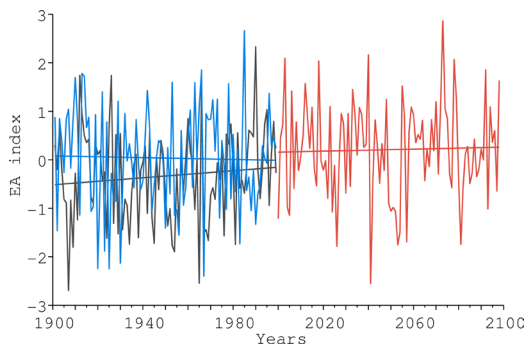
INGV-SXG



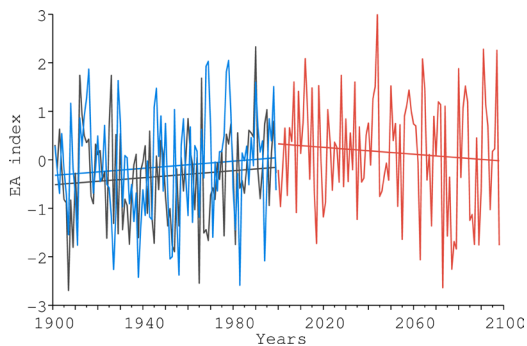
INM-CM3.0



IPSL-CM4

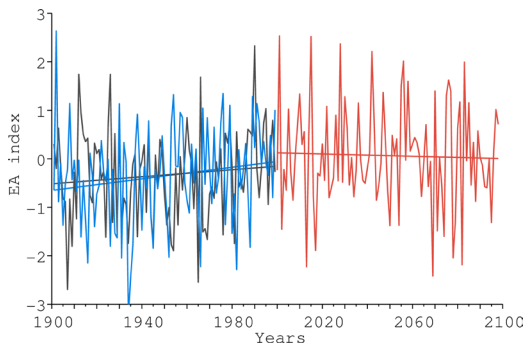


MIROC3.2 (hires)

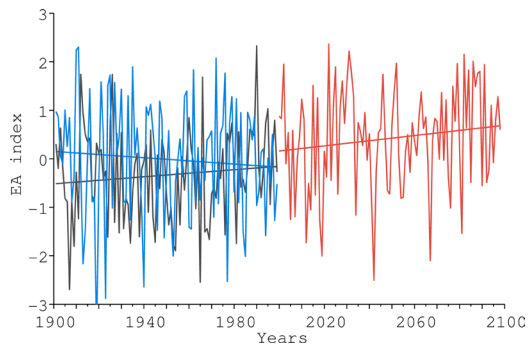


—20C3M —A1B —20CR

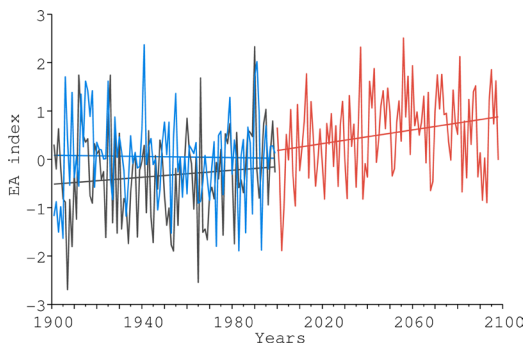
**MIROC3.2 (medres)**



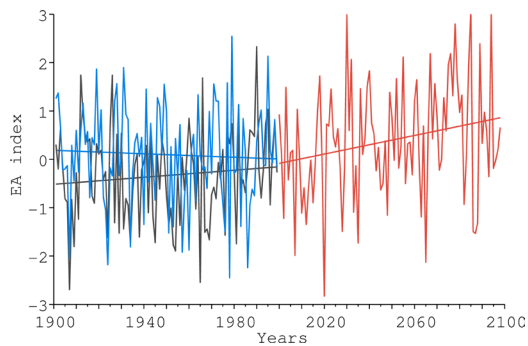
**MRI-CGCM2.3**



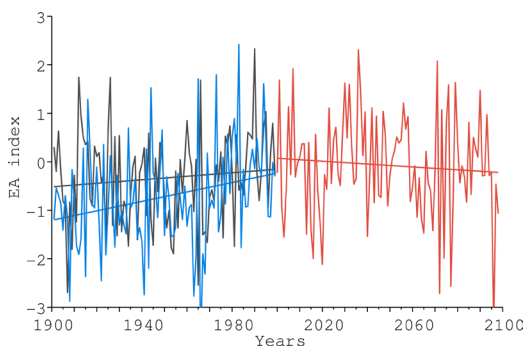
**PCM**



**UKMO-HadCM3**



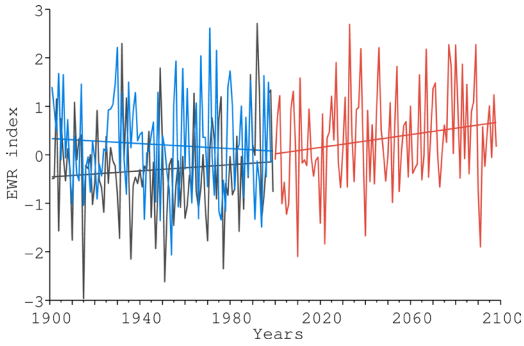
**UKMO-HadGEM1**



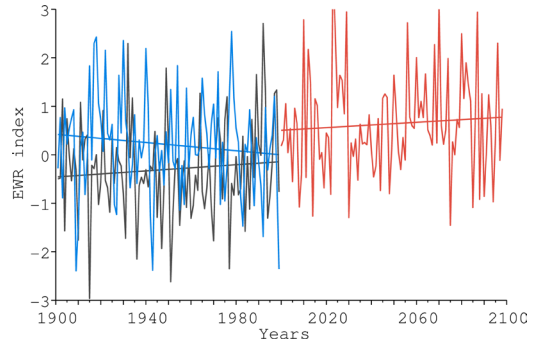
— 20C3M — A1B — 20CR

### 3. EATL / WRUS

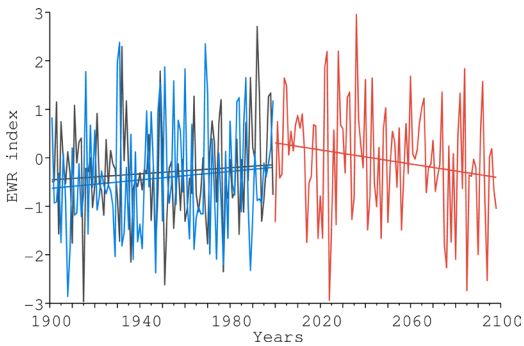
**BCCR-BCM2.0**



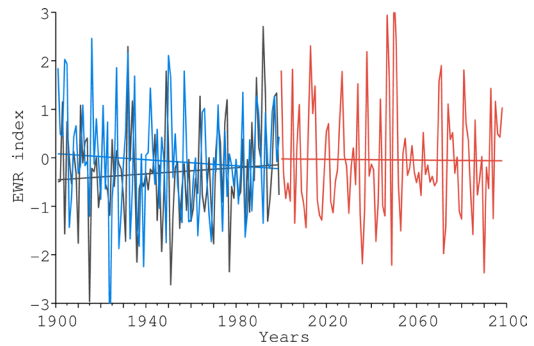
**CCSM3**



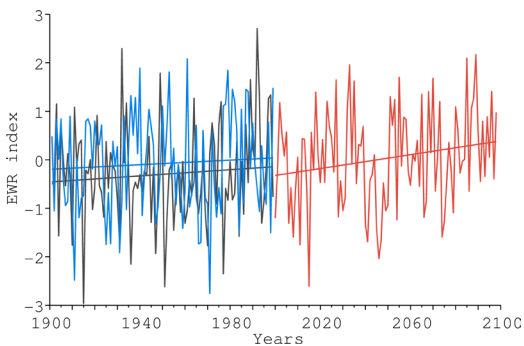
**CGCM3.1(T47)**



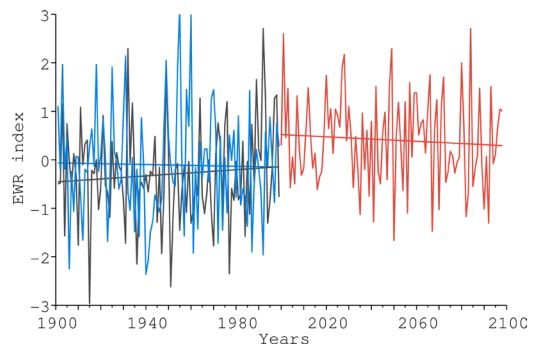
**CGCM4.1(T63)**



**CNRM-CM3**



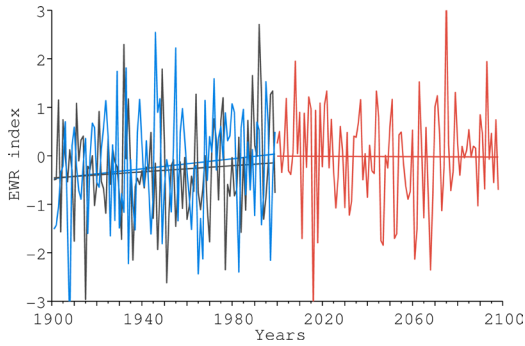
**CSIRO-Mk3.0**



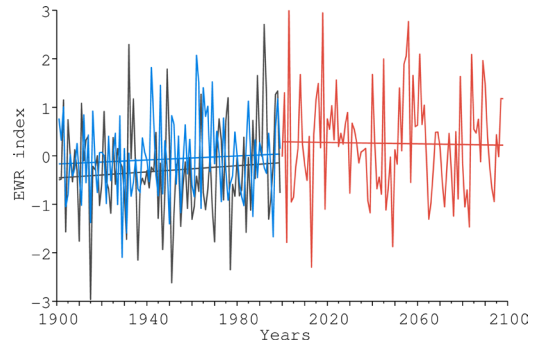
—20C3M —A1B —20CR



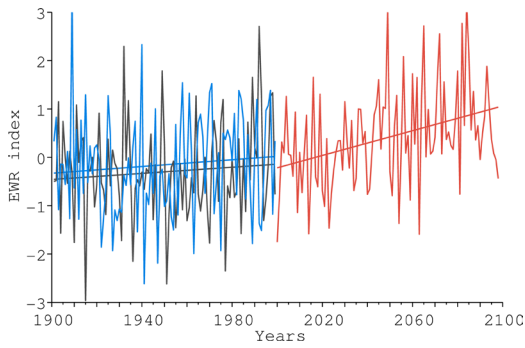
**CSIRO-Mk3.5**



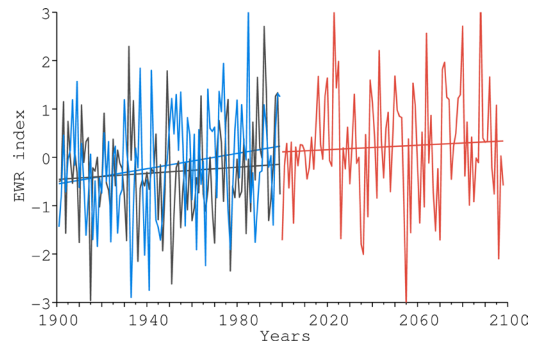
**ECHAM5/MPI-OM**



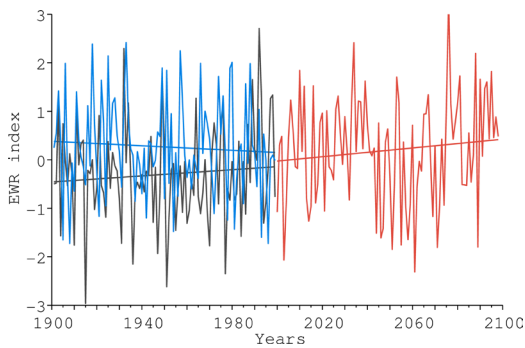
**FGOALS-g1.0**



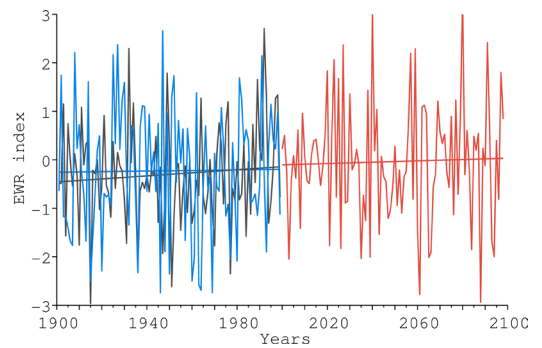
**GFDL-CM2.0**



**GFDL-CM2.1**

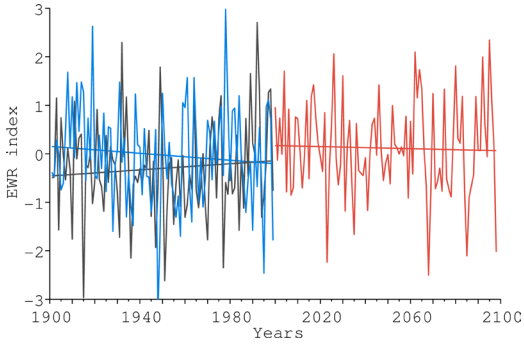


**GISS-AOM**

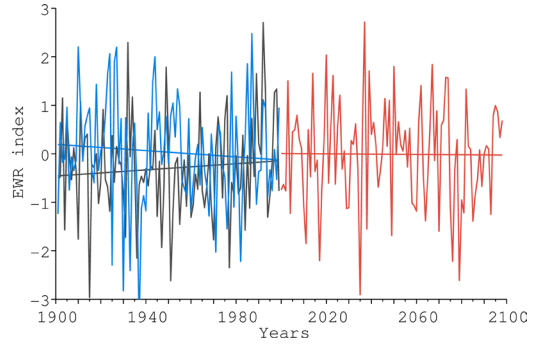


— 20C3M — A1B — 20CR

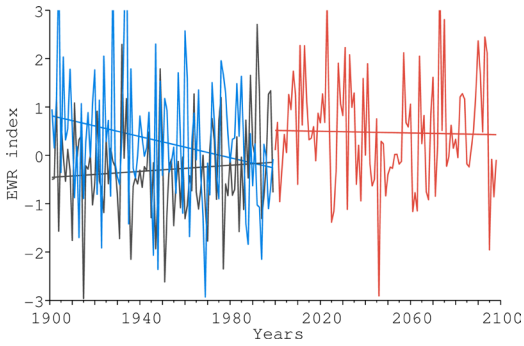
GISS-EH



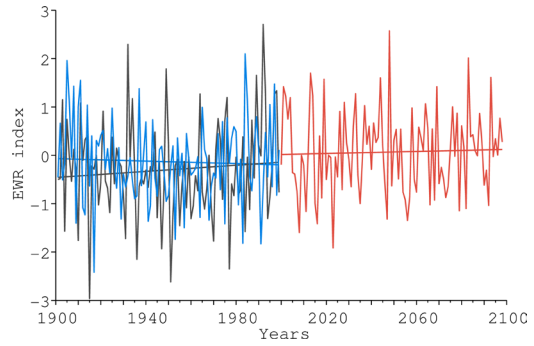
GISS-ER



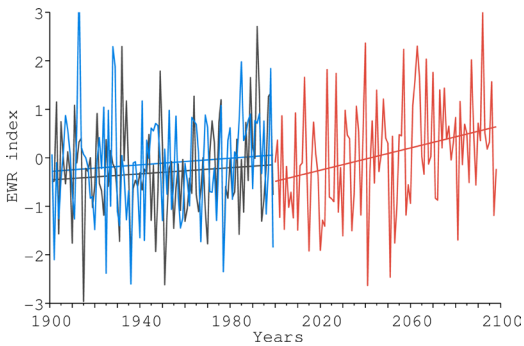
INGV-SXG



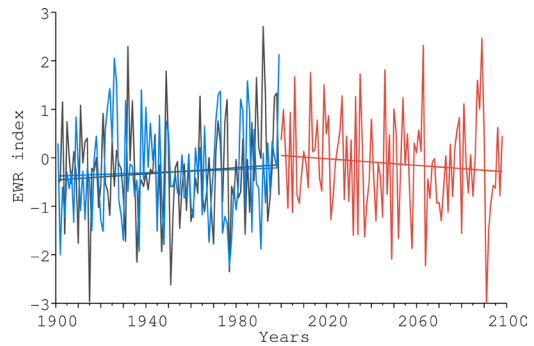
INM-CM3.0



IPSL-CM4

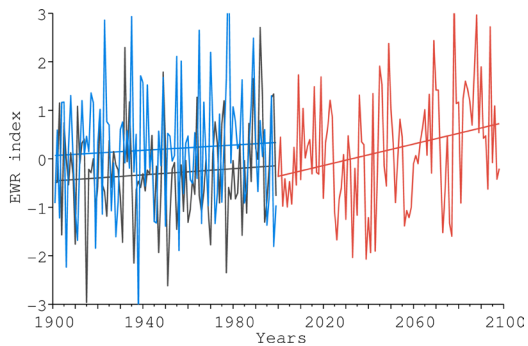


MIROC3.2 (hires)

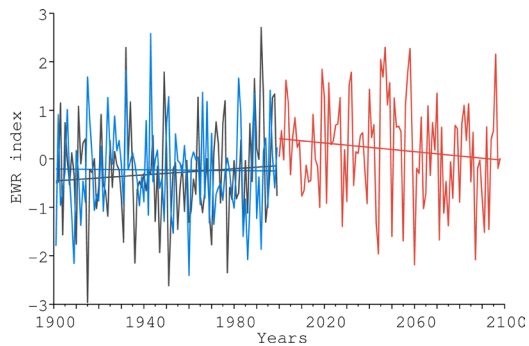


—20C3M —A1B —20CR

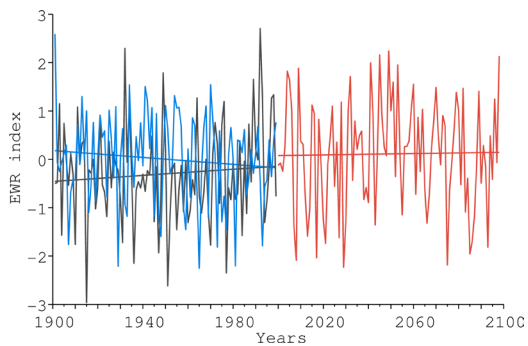
**MIROC3.2 (medres)**



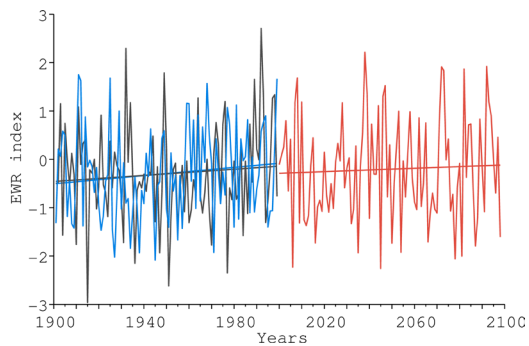
**MRI-CGCM2.3**



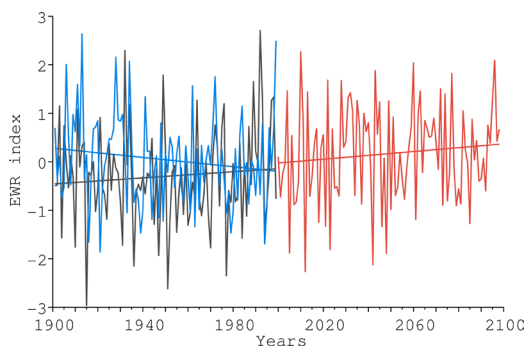
**PCM**



**UKMO-HadCM3**

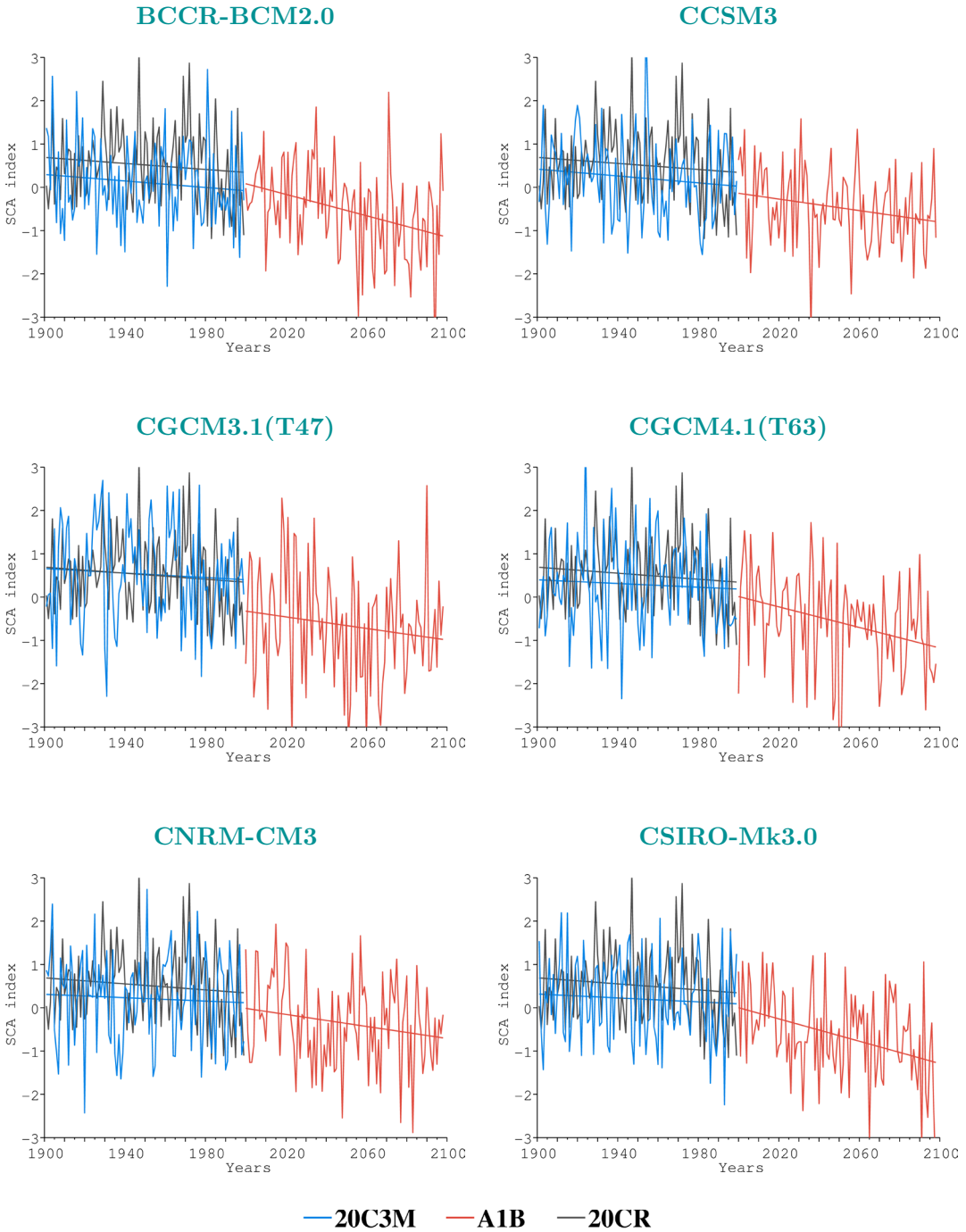


**UKMO-HadGEM1**

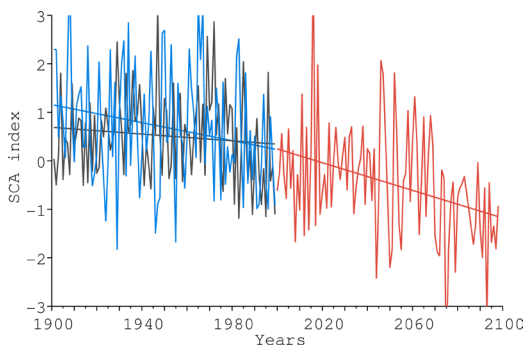


— 20C3M — A1B — 20CR

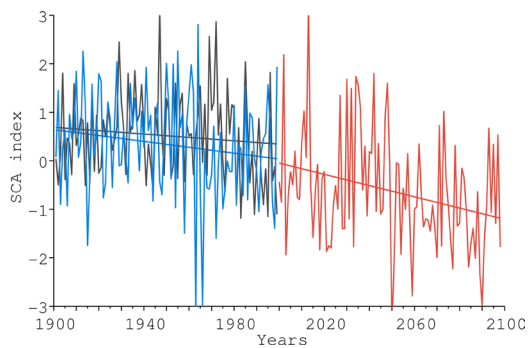
## 4. SCAND



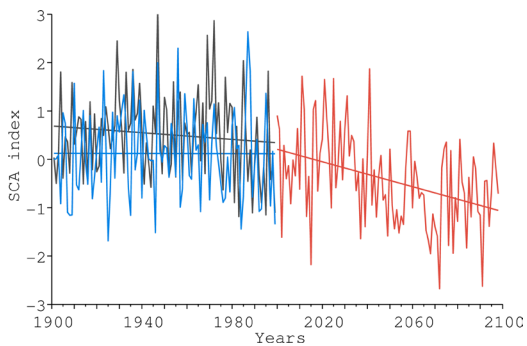
**CSIRO-Mk3.5**



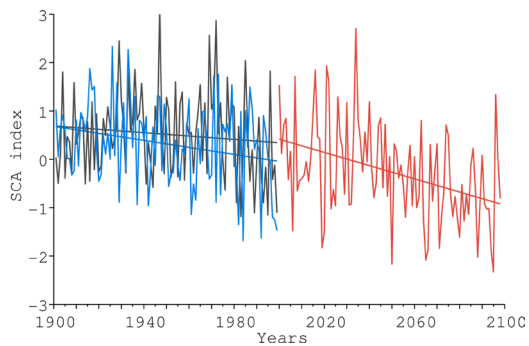
**ECHAM5/MPI-OM**



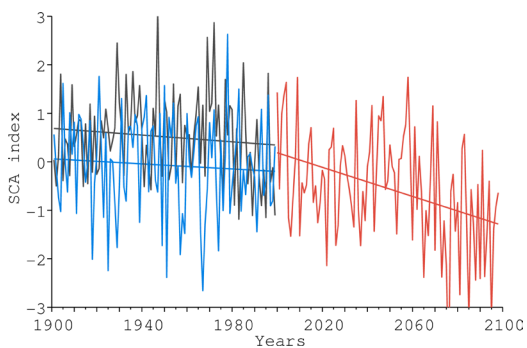
**FGOALS-g1.0**



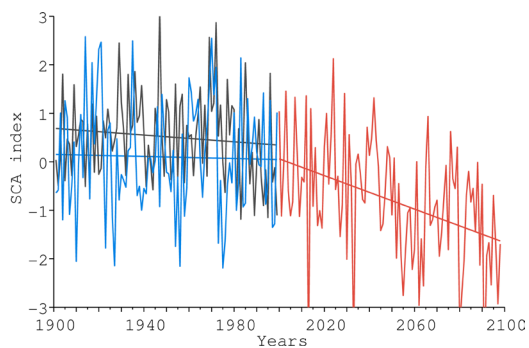
**GFDL-CM2.0**



**GFDL-CM2.1**

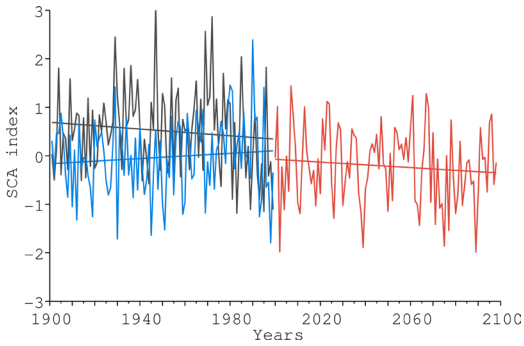


**GISS-AOM**

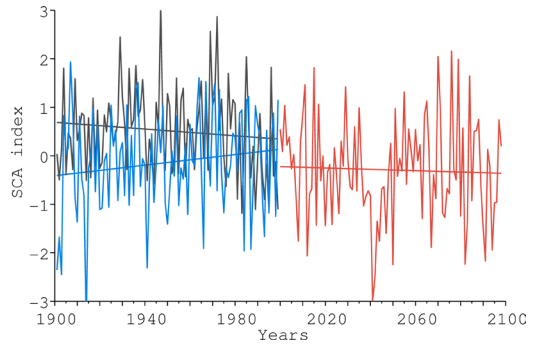


—20C3M —A1B —20CR

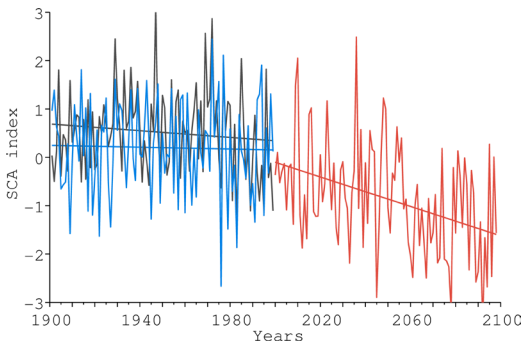
GISS-EH



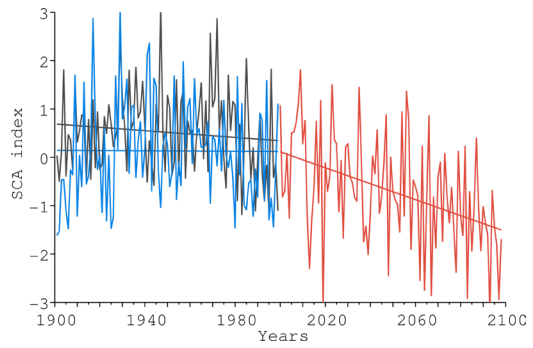
GISS-ER



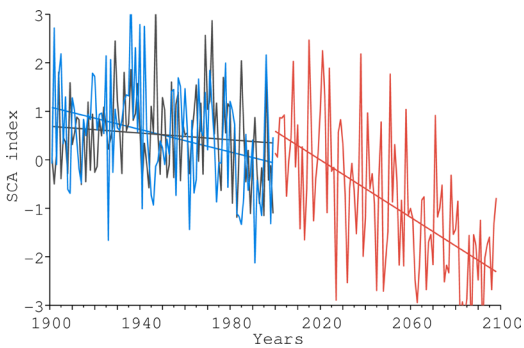
INGV-SXG



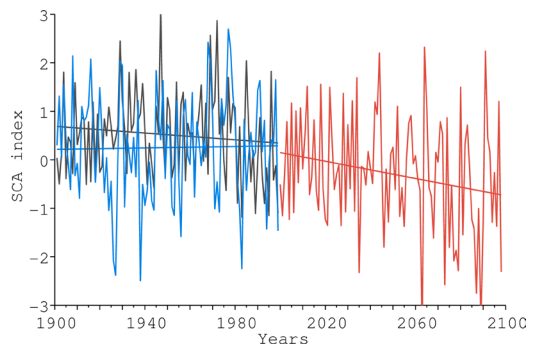
INM-CM3.0



IPSL-CM4

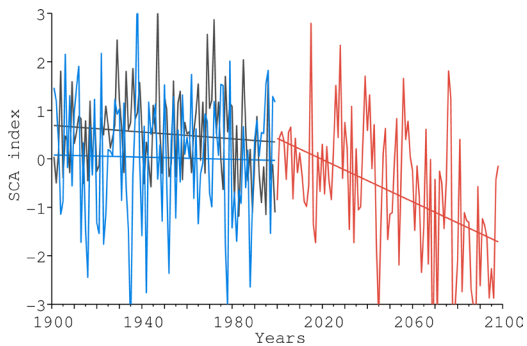


MIROC3.2 (hires)

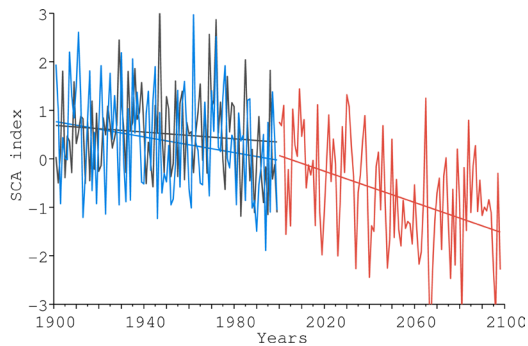


—20C3M —A1B —20CR

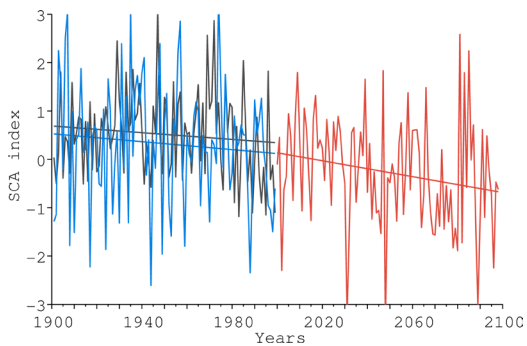
**MIROC3.2 (medres)**



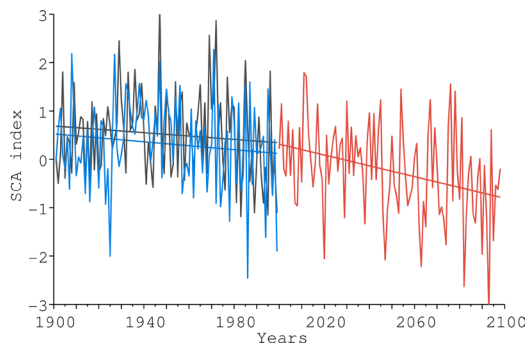
**MRI-CGCM2.3**



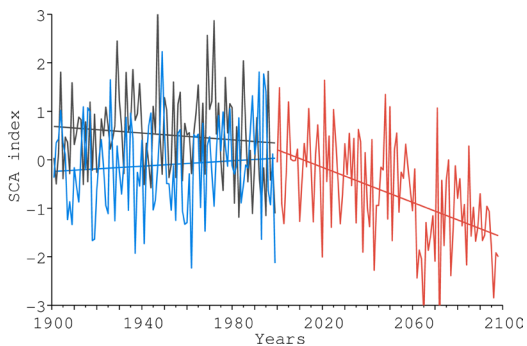
**PCM**



**UKMO-HadCM3**



**UKMO-HadGEM1**



— 20C3M — A1B — 20CR





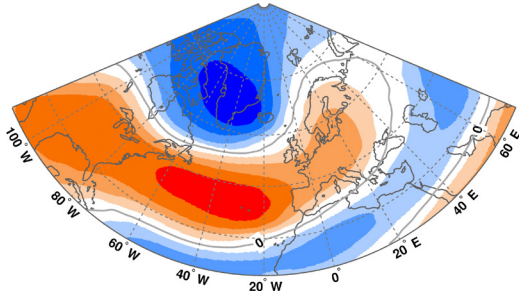
## Apéndice D: Pseudopatrones de teleconexión para los modelos CMIP3

A continuación se muestran los pseudopatrones representados por los modelos CMIP3 individuales para el periodo 1950-2000. Estos pseudopatrones se han calculado, para cada modelo, como mapas de correlación entre las anomalías de geopotencial en el nivel de 500 hPa y el pseudoíndice NAO, obtenido mediante la regresión PLS aplicada a los modelos CMIP3 individuales en el periodo 1901-2098, y estandarizado de forma que su media es cero y su desviación estándar uno en el periodo 1981-2010.

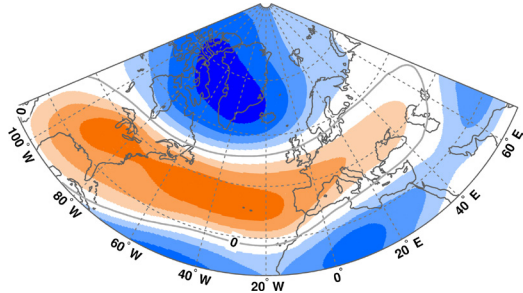
- ❑ En el apartado 1 se muestran los pseudopatrones NAO, correspondientes a los representados en el diagrama de Taylor de la Figura 26a en el Capítulo 4.
- ❑ El apartado 2 muestra los pseudopatrones EA correspondientes a los representados en la Figura 26b del Capítulo 4.
- ❑ El apartado 3 muestra los pseudopatrones EATL/WRUS. Estos pseudopatrones se corresponden con los mostrados en el diagrama de Taylor de la Figura 26c en el Capítulo 4.
- ❑ Finalmente, el apartado 4 muestra los pseudopatrones SCAND que se corresponden con los mostrados en la Figura 26d del Capítulo 4.

# 1. NAO

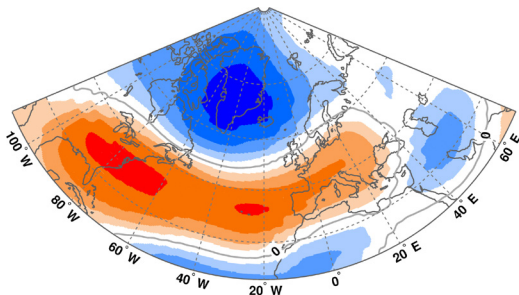
**BCCR-BCM2.0**



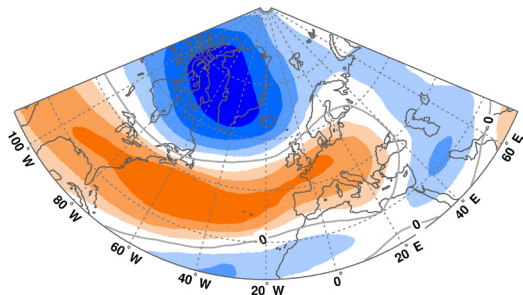
**CCSM3**



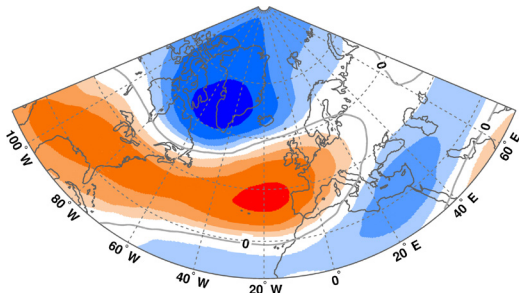
**CGCM3.1 (T47)**



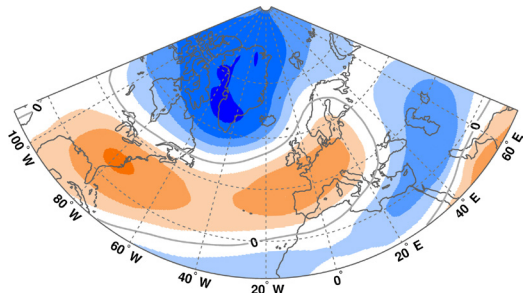
**CGCM3.1 (T63)**



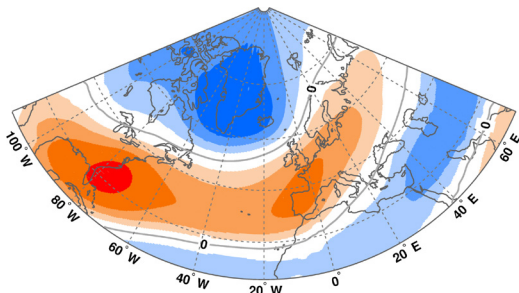
**CNRM-CM3**



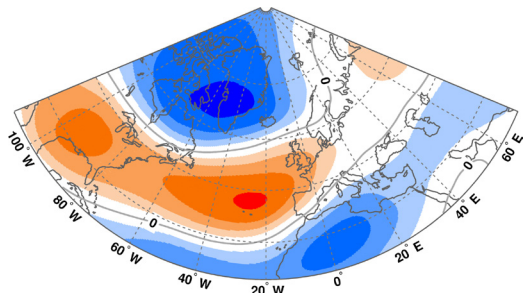
**CSIRO-Mk3.0**



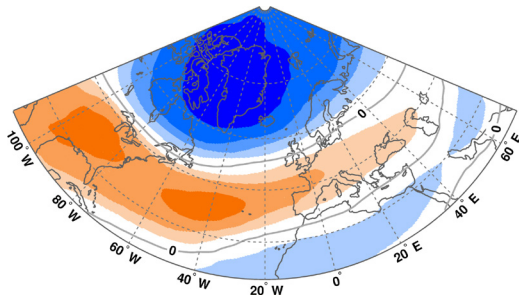
**CSIRO-Mk3.5**



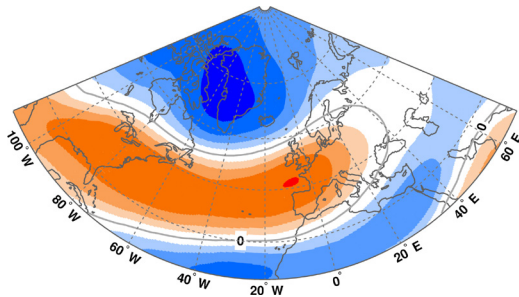
**ECHAM5/MPI-OM**



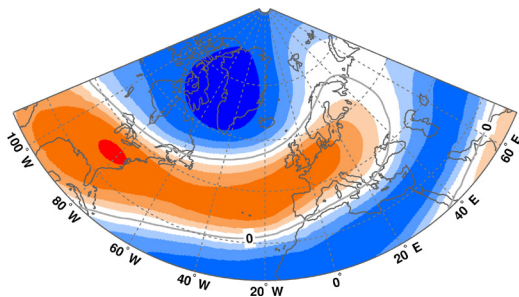
FGOALS-g1.0



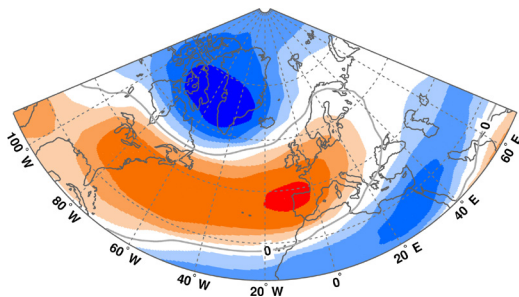
GFDL-CM2.0



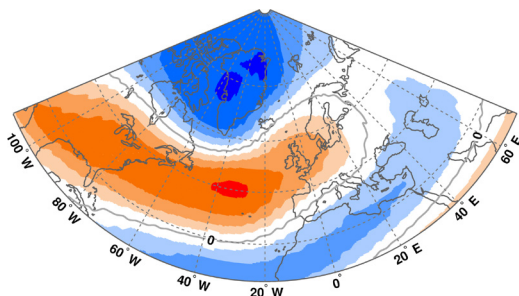
GFDL-CM2.1



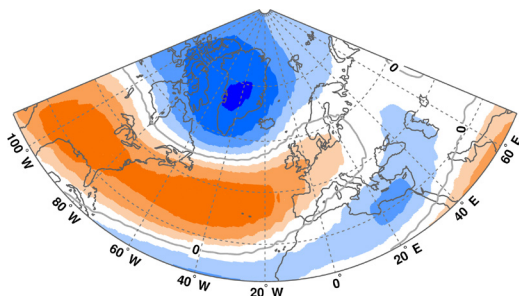
GISS-AOM



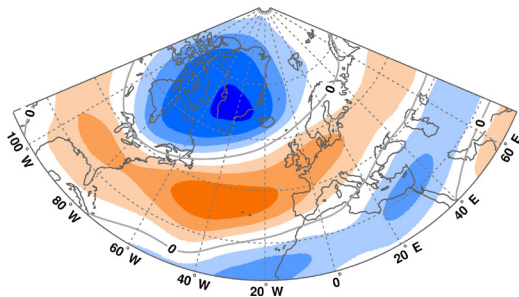
GISS-EH



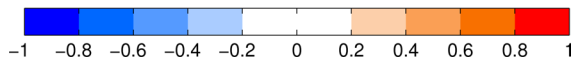
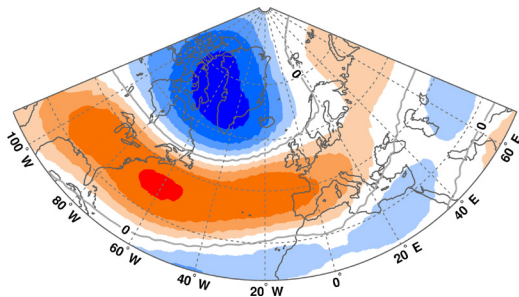
GISS-ER



INGV-SXG

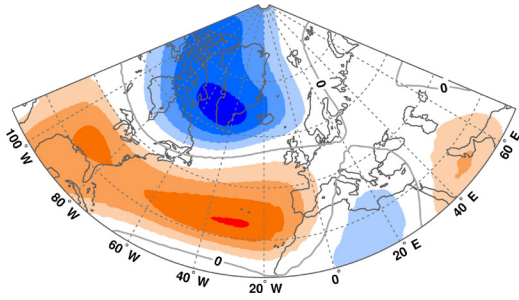


INM-CM3.0

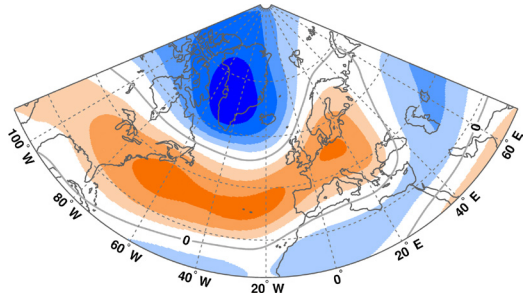


# Pseudopatrones de teleconexión para los modelos CMIP3

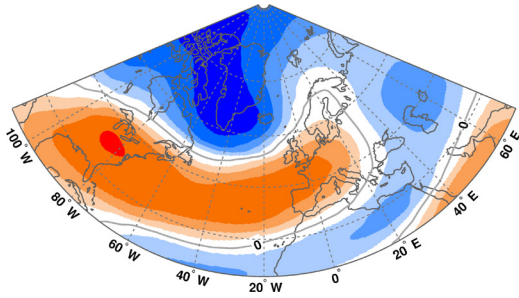
## IPSL-CM4



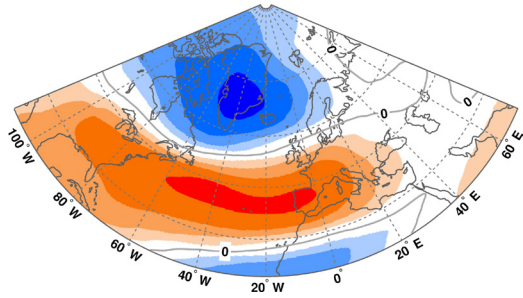
## MIROC3.2 (hires)



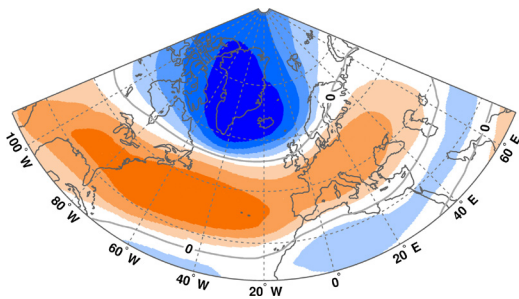
## MIROC3.2 (medres)



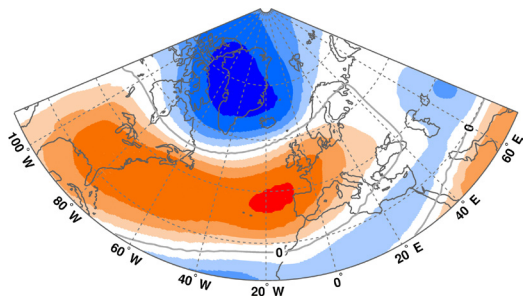
## MRI-CGCM2.3



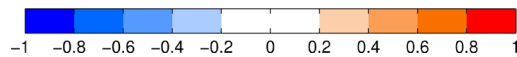
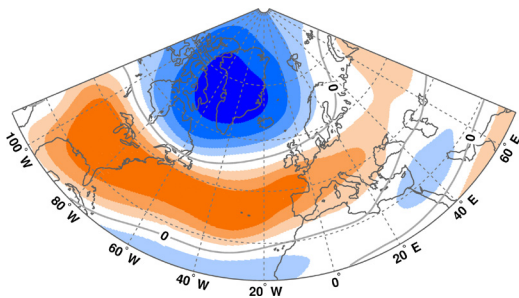
## PCM



## UKMO-HadCM3

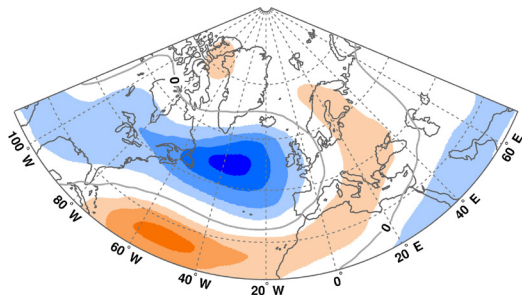


## UKMO-HadGEM1

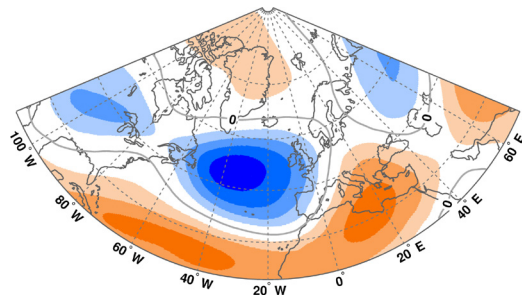


## 2. EA

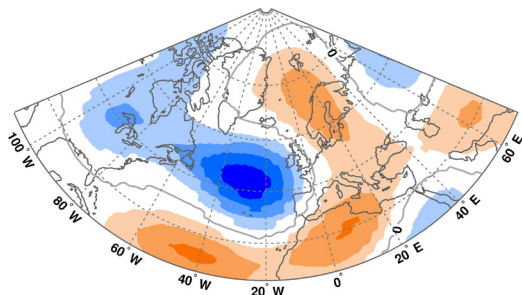
**BCCR-BCM2.0**



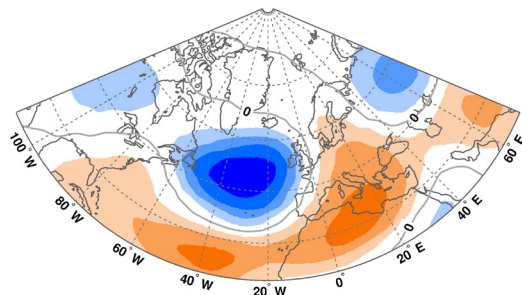
**CCSM3**



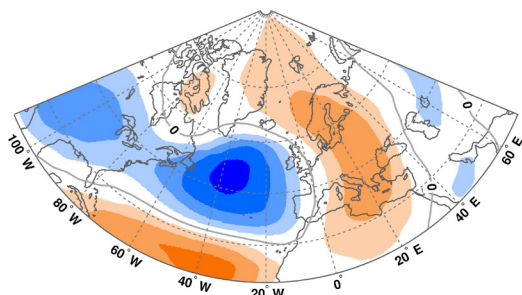
**CGCM3.1 (T47)**



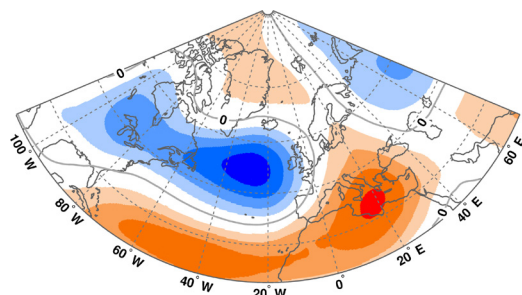
**CGCM3.1 (T63)**



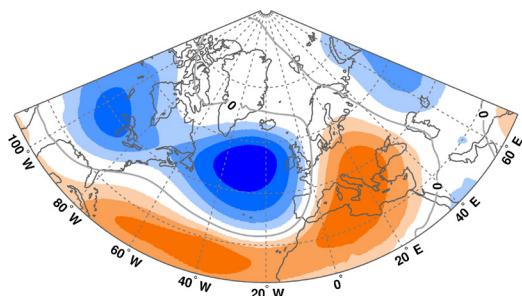
**CNRM-CM3**



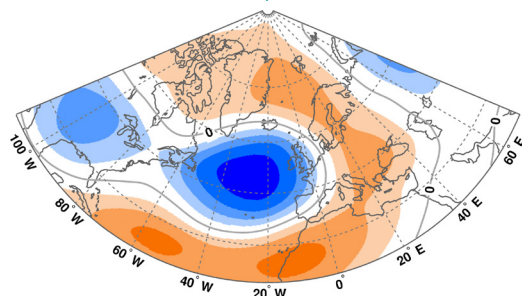
**CSIRO-Mk3.0**



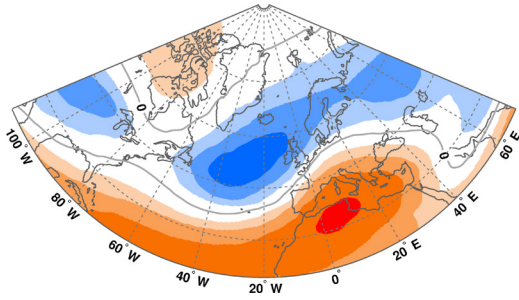
**CSIRO-Mk3.5**



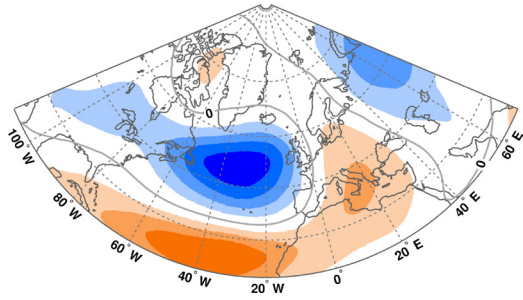
**ECHAM5/MPI-OM**



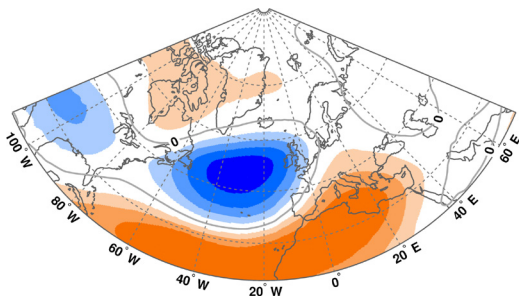
**FGOALS-g1.0**



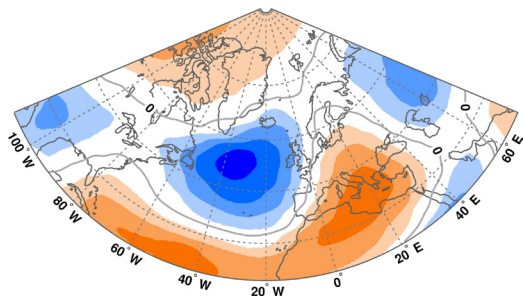
**GFDL-CM2.0**



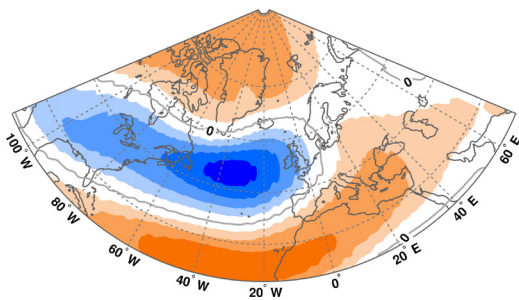
**GFDL-CM2.1**



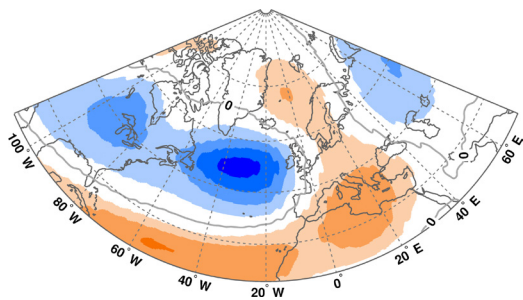
**GISS-AOM**



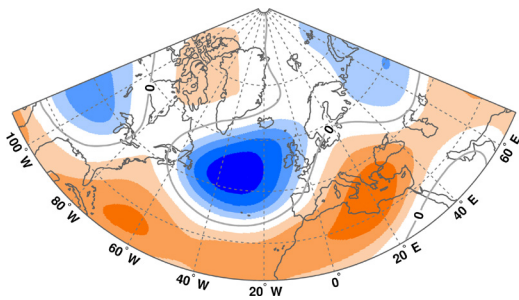
**GISS-EH**



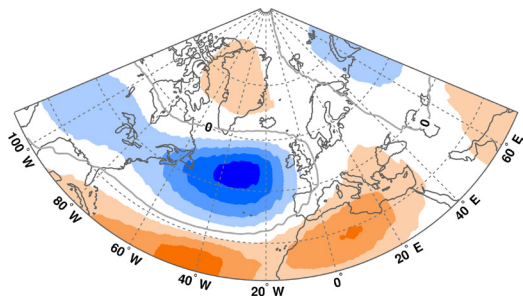
**GISS-ER**



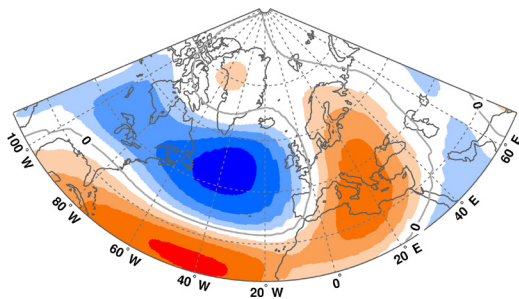
**INGV-SXG**



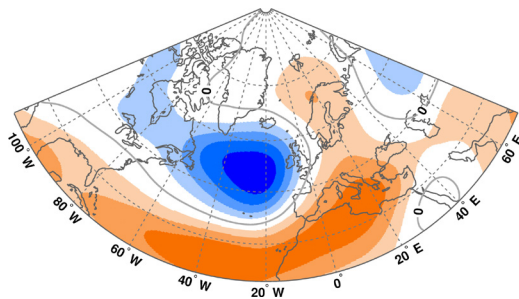
**INM-CM3.0**



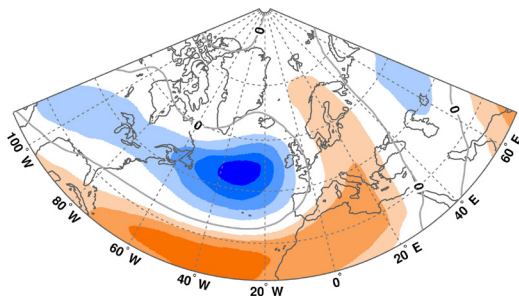
IPSL-CM4



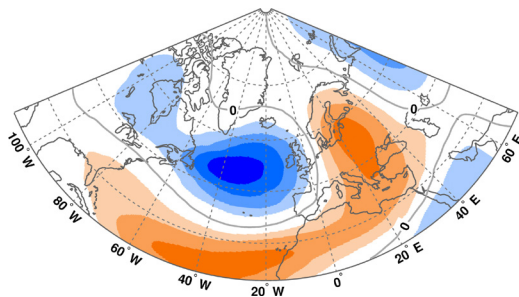
MIROC3.2 (hires)



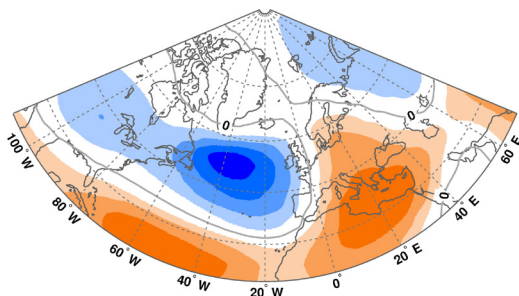
MIROC3.2 (medres)



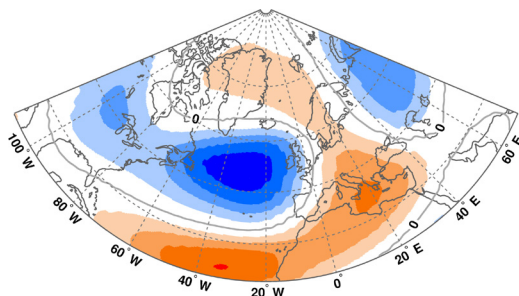
MRI-CGCM2.3



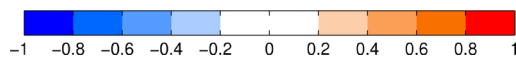
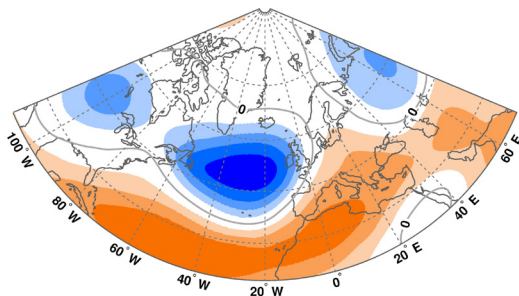
PCM



UKMO-HadCM3

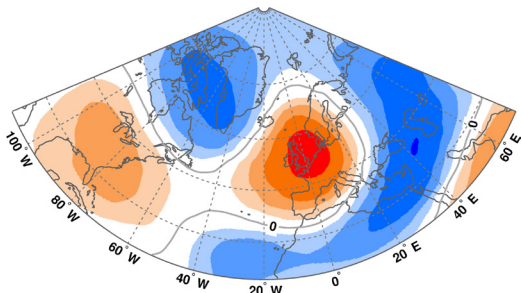


UKMO-HadGEM1

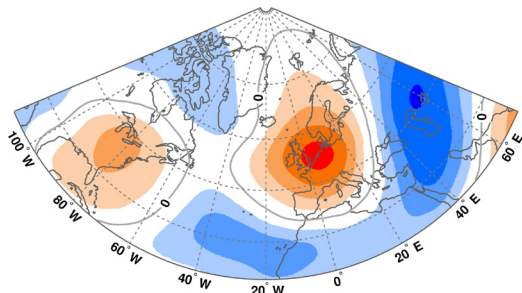


### 3. EATL/WRUS

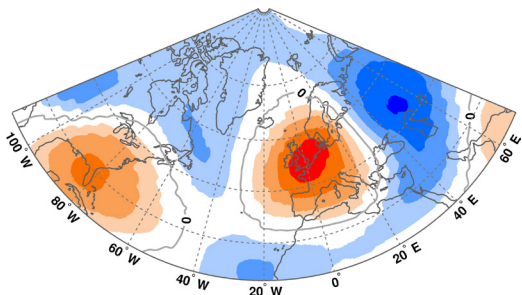
**BCCR-BCM2.0**



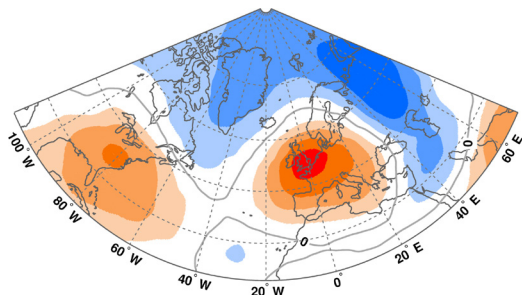
**CCSM3**



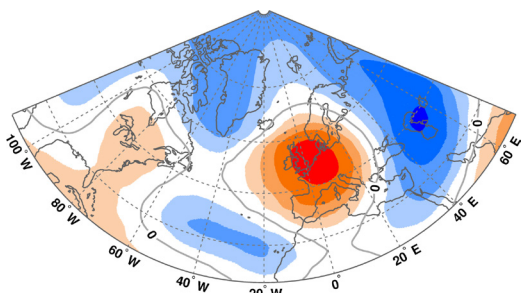
**CGCM3.1 (T47)**



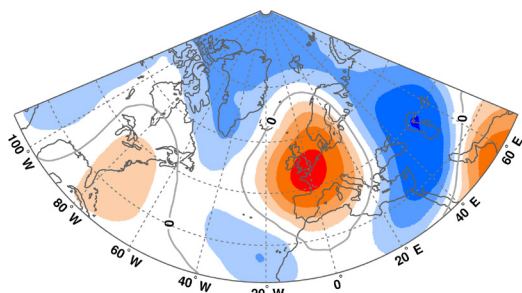
**CGCM3.1 (T63)**



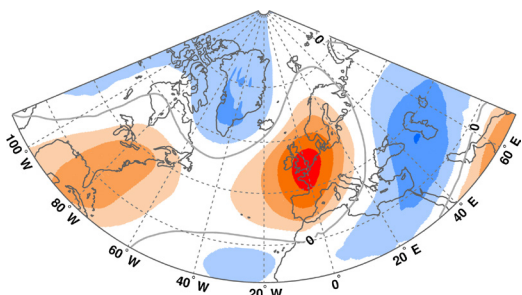
**CNRM-CM3**



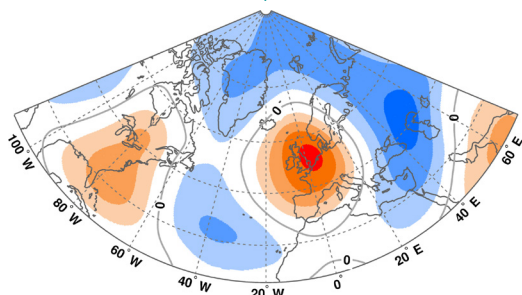
**CSIRO-Mk3.0**



**CSIRO-Mk3.5**

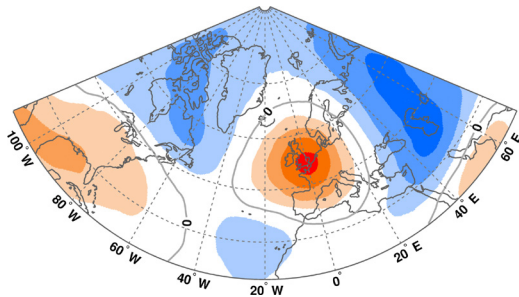


**ECHAM5/MPI-OM**

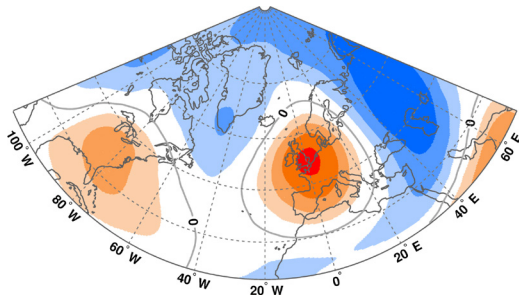




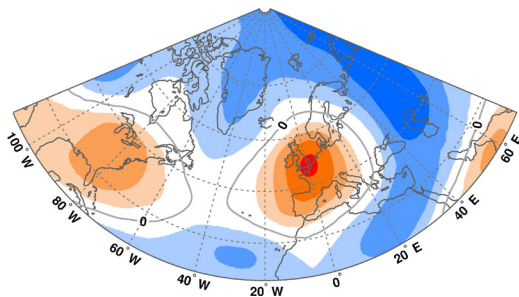
FGOALS-g1.0



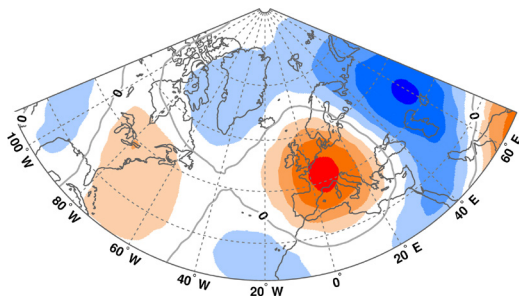
GFDL-CM2.0



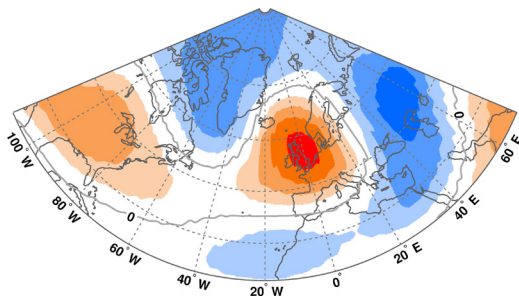
GFDL-CM2.1



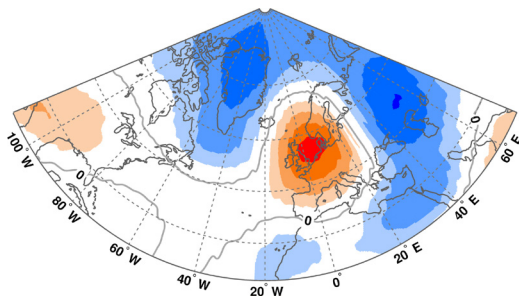
GISS-AOM



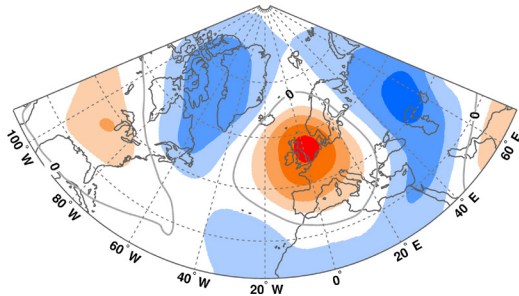
GISS-EH



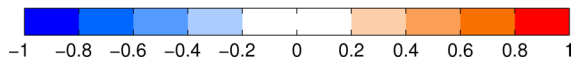
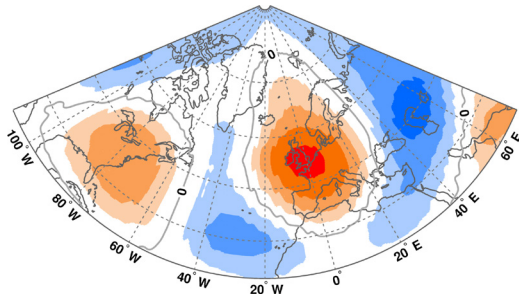
GISS-ER



INGV-SXG

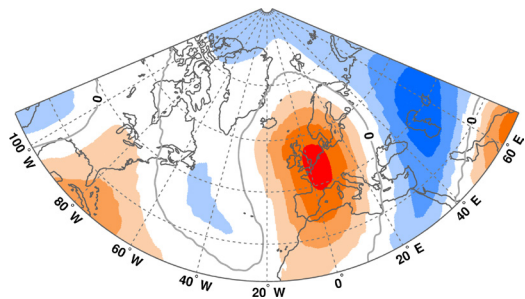


INM-CM3.0

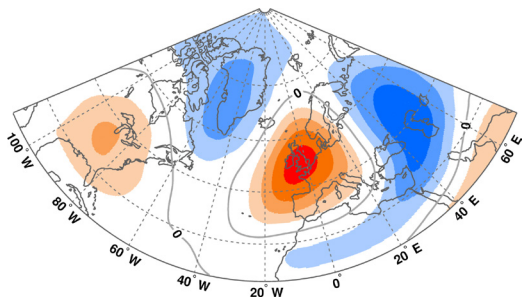


# Pseudopatrones de teleconexión para los modelos CMIP3

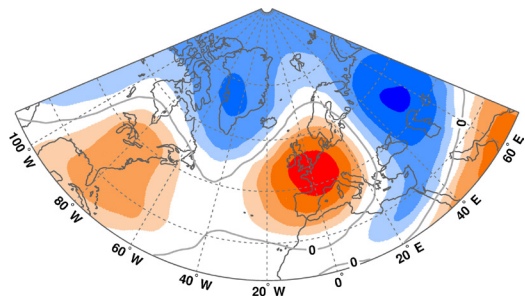
## IPSL-CM4



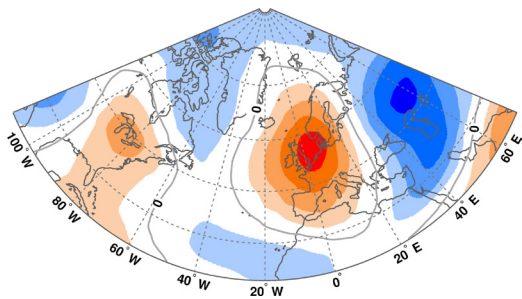
## MIROC3.2 (hires)



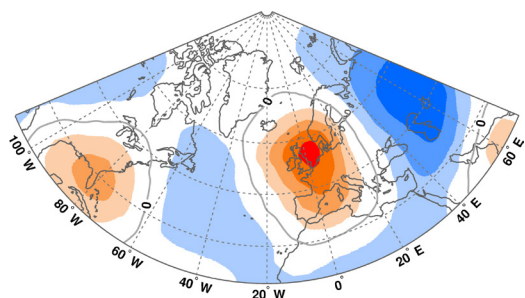
## MIROC3.2 (medres)



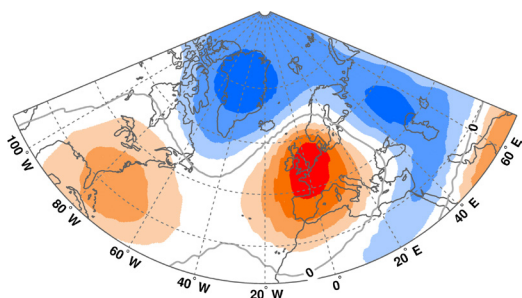
## MRI-CGCM2.3



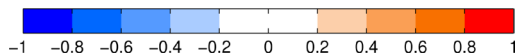
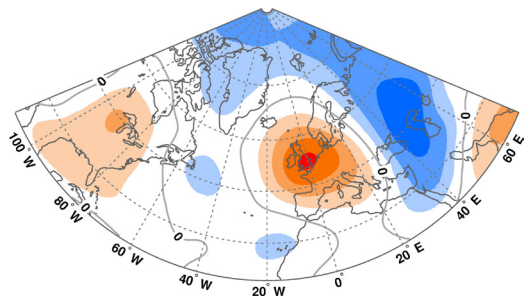
## PCM



## UKMO-HadCM3

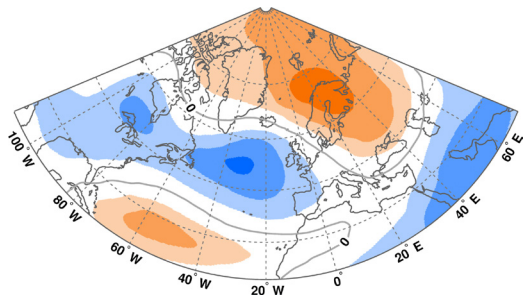


## UKMO-HadGEM1

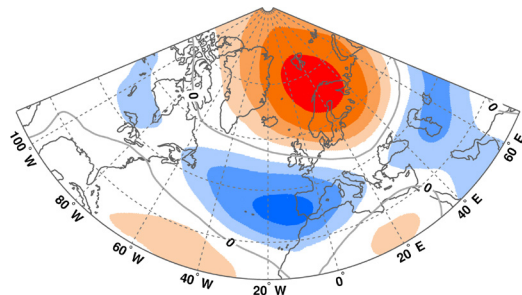


## 4. SCAND

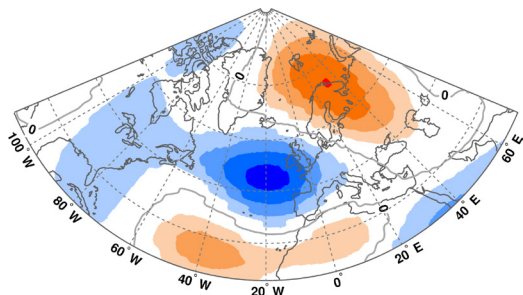
**BCCR-BCM2.0**



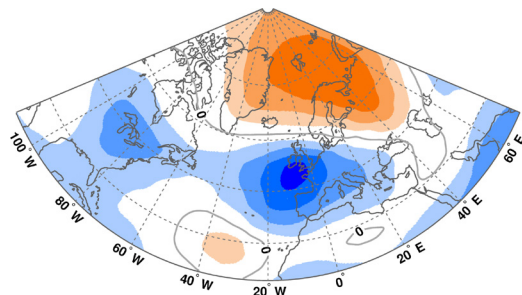
**CCSM3**



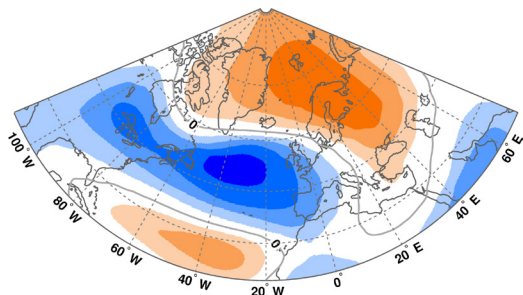
**CGCM3.1 (T47)**



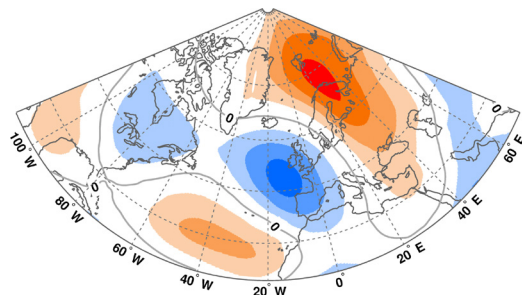
**CGCM3.1 (T63)**



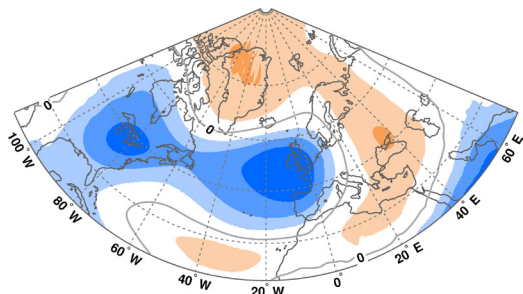
**CNRM-CM3**



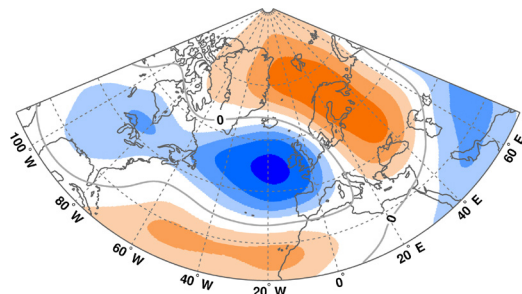
**CSIRO-Mk3.0**



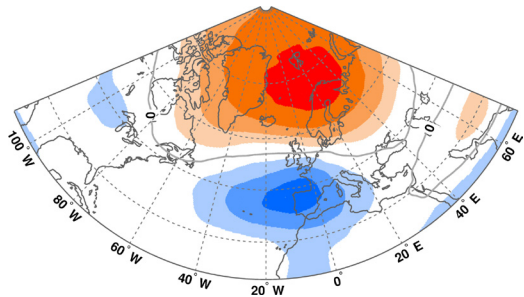
**CSIRO-Mk3.5**



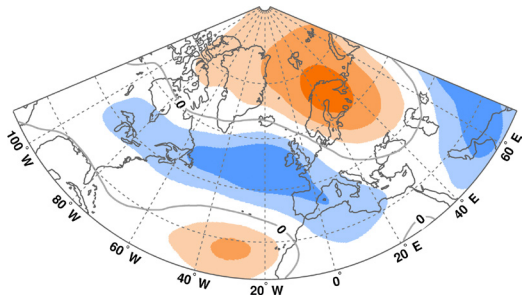
**ECHAM5/MPI-OM**



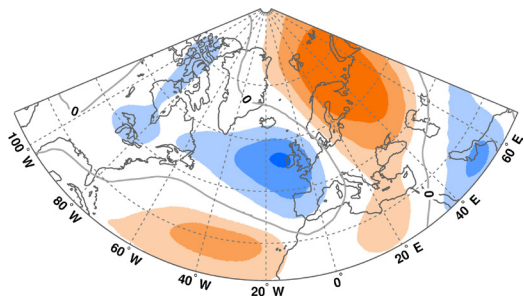
**FGOALS-g1.0**



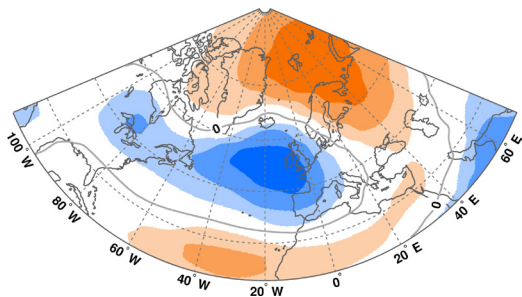
**GFDL-CM2.0**



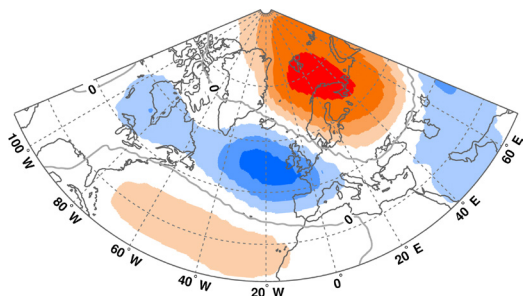
**GFDL-CM2.1**



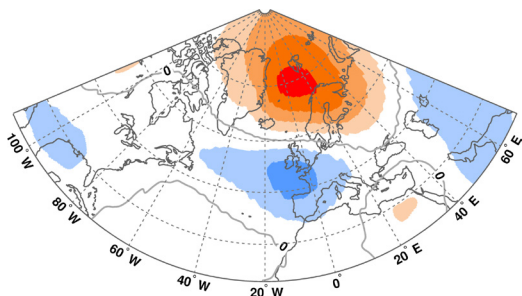
**GISS-AOM**



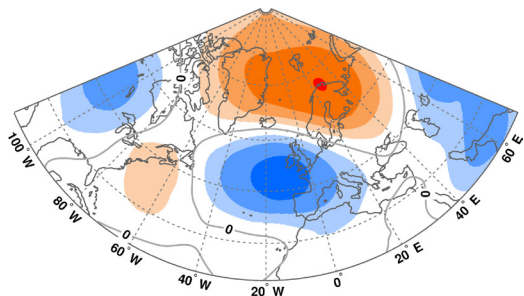
**GISS-EH**



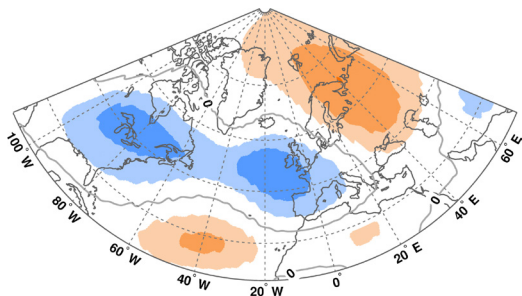
**GISS-ER**



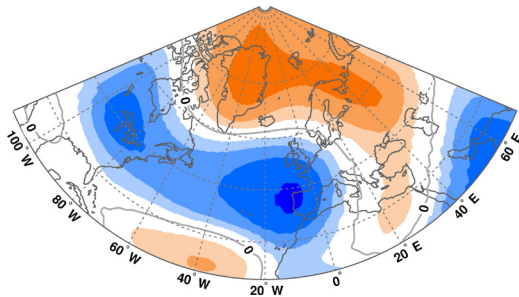
**INGV-SXG**



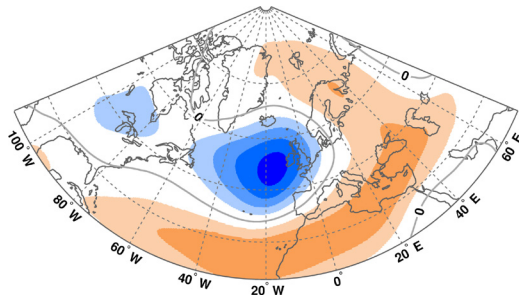
**INM-CM3.0**



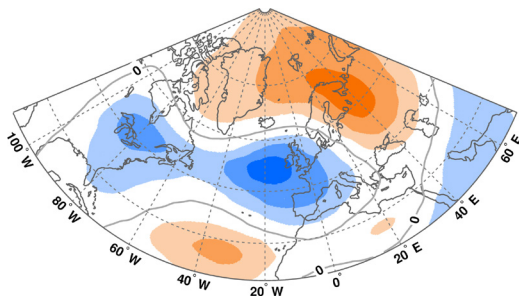
IPSL-CM4



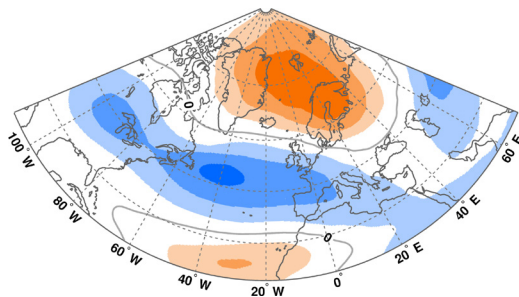
MIROC3.2 (hires)



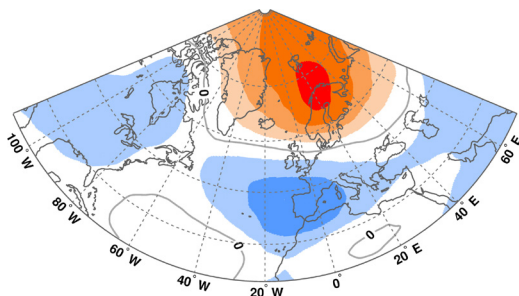
MIROC3.2 (medres)



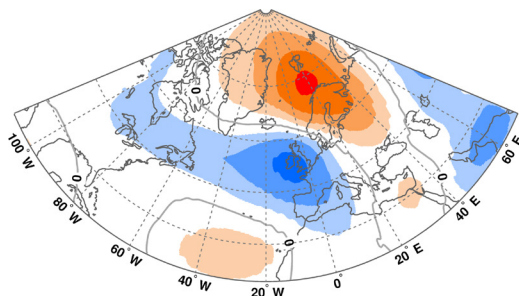
MRI-CGCM2.3



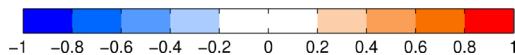
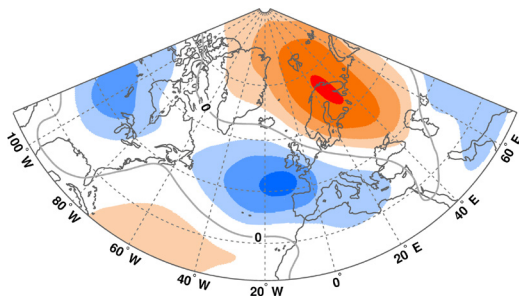
PCM



UKMO-HadCM3



UKMO-HadGEM1





## Apéndice E: Article published on Climate Dynamics

En este apéndice se muestra el artículo publicado en la revista *Climate Dynamics* por la autora de esta tesis doctoral y sus dos directoras (Gonzalez-Reviriego et al. 2014), cuyo contenido es un resumen bastante fidedigno de la metodología utilizada en esta investigación y de los resultados obtenidos con los modelos CMIP3.

This appendix contains the article published in the scientific journal *Climate Dynamics* in October 2014 entitled “Evaluation of observed and simulated teleconnections over the Euro-Atlantic region on the basis of partial least squares regression” by N. Gonzalez-Reviriego, C. Rodríguez-Puebla and B. Rodríguez-Fonseca, with doi: 10.1007/s00382-014-2367-2. with kind permission of Springer Science+Business Media. The final publication is available at [link.springer.com](http://link.springer.com)

# Evaluation of observed and simulated teleconnections over the Euro-Atlantic region on the basis of partial least squares regression

N. Gonzalez-Reviriego · C. Rodriguez-Puebla ·  
B. Rodriguez-Fonseca

Received: 24 January 2014 / Accepted: 6 October 2014  
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2014

**Abstract** An interesting topic in climate research is to determine the variability of teleconnection patterns under warming conditions. The North Atlantic Oscillation (NAO), the East Atlantic, the East Atlantic-West Russian and the Scandinavian (SCAND) patterns are the most important teleconnection patterns affecting Europe. Results associated with traditional methodologies for capturing these patterns, such as conventional and rotated empirical orthogonal function analysis, are difficult to intercompare when using different datasets. Therefore, we employed the method of partial least squares (PLS) regression to find a plausible representation of the teleconnections using the standard set of teleconnection patterns defined by National Oceanic and Atmospheric Administration's Climate Prediction Center as a reference. The variability and trend of the teleconnection indices and patterns over the twentieth and twenty-first centuries were investigated for 20C3M and SRES A1B experiments from the third phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) and compared with the twentieth-century reanalysis data. The results of this study show a positive trend for the NAO and a negative trend for the SCAND under a future

climate scenario. With this study, we were able to extract consistent teleconnection patterns across different models, demonstrating the usefulness of the PLS regression in evaluating models and establishing the basis for future work using the fifth phase of CMIP data to assess atmospheric circulation trends and causes of regional climate change.

**Keywords** Climate models · Teleconnection patterns · Euro-Atlantic region · Partial least squares

## 1 Introduction

A typical method for determining the principal modes of atmospheric variability is to obtain the teleconnection patterns (hereafter TPs), often defined as spatial structures with centres of actions of the opposite sign, expanding around vast areas, with variations in intensity and position at seasonal, inter-annual and decadal time periods (Wallace and Gutzler 1981; Trenberth et al. 1998; Quadrelli and Wallace 2004). There are several techniques used to identify teleconnection patterns, including, but not limited to, principal component analysis (PCA), empirical orthogonal functions (EOFs) and rotated empirical orthogonal functions (REOFs) (Richman 1986; Preisendorfer 1988; Von Storch 1995; Hannachi et al. 2007, 2009). Using the REOF method, 10 prominent Northern hemisphere TPs may be identified throughout the calendar year (Barnston and Livezey 1987). These 10 patterns and their corresponding historical indices are used by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Prediction Center (CPC) for monitoring purposes, and often feature prominently in their monthly climate diagnostic bulletin.

In the Euro-Atlantic region, the main tropospheric teleconnection patterns are the North Atlantic Oscillation

---

**Electronic supplementary material** The online version of this article (doi:10.1007/s00382-014-2367-2) contains supplementary material, which is available to authorized users.

---

N. Gonzalez-Reviriego (✉) · C. Rodriguez-Puebla  
Department of Atmospheric Physics, University of Salamanca,  
Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca, Spain  
e-mail: nube@usal.es

B. Rodriguez-Fonseca  
Department of Geophysics and Meteorology, Complutense  
University of Madrid, Madrid, Spain

B. Rodriguez-Fonseca  
Geosciences Institute (UCM-CSIC), Plaza de Ciencias 1,  
28040 Madrid, Spain



(NAO), the East Atlantic Pattern (EA), the East Atlantic–West Russian Pattern (EATL/WRUS) and the Scandinavian pattern (SCAND). The NAO is a dipole pattern characterized by a net large-scale atmospheric mass exchange between two negatively correlated centres over Iceland and the subtropical North Atlantic (Hurrell et al. 2001; Hurrell and Deser 2010). The EA has a north-south structure similar to that of the NAO, but is displaced southeastwardly (Barnston and Livezey 1987; Panagiotopoulos et al. 2002). The EATL/WRUS pattern consists of three centres, two opposite-sign major centres located over the Caspian Sea and the British Isles, and a weaker centre located over northeastern China. This pattern was described by Barnston and Livezey (1987) as the Eurasian Type II pattern. The SCAND pattern, which is also referred to as the Eurasian Type I pattern, comprises one main centre over the northern Scandinavian region and two weaker centres, with opposite signs, over southwestern Europe and western Mongolia.

Climate variations over Europe are strongly dependent on these large-scale North Atlantic anomalous atmospheric circulation patterns. Changes in the strength and position of the main centres of action of the TPs can explain certain relevant aspects of atmospheric dynamics, synoptic activity, jet stream characteristics, temperature, precipitation and extreme events (Corti et al. 1999; Thompson and Wallace 2001; Luo et al. 2007; Pinto et al. 2009; Rodríguez-Fonseca and Rodríguez-Puebla 2010; Chronis et al. 2011; Cozannet et al. 2011; López-Moreno et al. 2011; Molteni et al. 2011; Mariotti and Dell’Aquila 2012; OrtizBevia et al. 2012; Wang and Magnusdóttir 2012; Wyatt et al. 2012; Villarini et al. 2013; Comas-Bru and McDermott 2014). Projections of teleconnections are also useful to understand the causes of atmospheric circulation trends in response to external forcing and internal variability.

Regarding teleconnections obtained with general circulation model (GCM) simulations, the most widely investigated one is the NAO, which has been extensively evaluated in relation to climate change and future climate projections (Osborn et al. 1999; Ulbrich and Christoph 1999; Fyfe et al. 1999; Nieto et al. 2004; Osborn 2004, 2011; Kuzmina et al. 2005; McHugh and Rogers 2005; Rodríguez-Fonseca et al. 2005; Nieto and Rodríguez-Puebla 2006; Stephenson et al. 2006; Woollings et al. 2010; Bladé et al. 2012). However, the reliability of GCM data representing TPs different from the NAO and their changes under warming conditions must be better clarified. Only a few studies have focused on the evaluation of the ability of twentieth century simulations from the World Climate Research Program (WCRP) third phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3) to represent some of the North Atlantic atmospheric TPs (Stoner et al. 2009; Casado and Pastor 2012; Handorf and Dethloff 2012; Hannachi et al. 2013), and as yet we do not know of any studies focused on North

Atlantic TPs different from the NAO under twenty-first century simulations with CMIP3 and CMIP5.

Handorf and Dethloff (2012) evaluated nine Northern Hemisphere TPs, including the NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND patterns for the Atlantic sector, based on monthly geopotential height data at 500 hPa for the winter months in the period 1958–1999. Casado and Pastor (2012) investigated these same four TPs based on daily mean sea level pressure data for the winter months in the period 1980–1999. Both studies analysed the simulations of the twentieth century climate using CMIP3 data, with an ensemble of 23 and 16 models, respectively, and obtained the TPs using a REOF analysis. Stoner et al. (2009) evaluated six atmospheric–oceanic TPs based on monthly geopotential height data at 500 hPa for whole years in the period 1960–1999, but only analysed the NAO for the Atlantic sector. Their analysis of the TPs focused on an ensemble of 22 CMIP3 models for the twentieth century simulations, and they obtained the spatial patterns by regressing the time series of the indices back onto the seasonally averaged original fields. All three studies agree that the spatial structures of the TPs in the North Atlantic area were reproduced reasonably well by most of the models for the twentieth century simulations. Nevertheless, the comparison between observed and simulated TPs revealed spatial correlation values, which were not very high in some cases and changed depending on the models and TP evaluated. Regarding the temporal behaviour of atmospheric teleconnections, the three studies also concluded that models were not able to satisfactorily capture the observed frequency behaviour and characteristic time scales.

The studies cited above have demonstrated that REOF analysis, which is common in the atmospheric sciences, is a powerful technique when the objective is to extract the leading TP that explains the maximum variance in the simulated field. Even if it is possible to accurately reproduce the spatial pattern of an observed TP in a model, it is not possible to reproduce its corresponding time evolution in models due to the unique evolution of their atmospheres, which is associated with stochastic internal climate variability (Deser et al. 2012). The obstacle found by previous authors for the twentieth century simulations can also be found when an EOF or REOF technique is used for CMIP3 simulations under warming conditions. In particular, we found it when using the geopotential height at 500 hPa for the CMIP3 “720 ppm stabilization” experiment (not shown). In this case, the identification of the obtained patterns with the observed EA, EATL/WRUS and SCAND was mathematically complex, as the spatial correlation values between the observed and simulated TP were too close to be able to distinguish the patterns.

Considering these precedents, instead of looking for the TPs that explain the maximum variance in future simulations of GCMs, the main aim of our research was to start from the fixed structures of the observed TPs currently defined by the CPC, and to find them, together with their time-series for present and future simulations, in the GCMs. The reason for this is to evaluate the stationarity of the current teleconnections defined by the CPC and to look for possible differences in their trends and variability. First, we will test the stationarity of the CPC-defined TPs using the twentieth-century reanalysis (20CR; Compo et al. 2011) data and then using the CMIP3 model dataset. To conduct this study, we introduced the partial least squares (PLS) regression method, which looks for those patterns of variation in the model data that are most similar to the observed TPs, as defined by the CPC. By construction, the TPs obtained with PLS maximize the covariance between the CPC patterns and the model fields, but may not account for the maximum variance of the model field, as do the TPs obtained with EOF or REOF analyses. Therefore, the results of PLS show a high spatial agreement between simulated TPs and those of the CPC, and provide a better temporal agreement between the corresponding teleconnection indices of individual models, which allowed us to analyse their trends. In the bibliography, the trend of the NAO seemed to be positive in the late twentieth century, however, model simulations have underestimated the magnitude of this positive trend (Dong et al. 2011; Gillett and Fyfe 2013). The analysis of this aspect is of great interest for the potential application of simulated teleconnections for statistical downscaling predictions. Therefore, this work focused on CMIP3 data to make a comparison with the papers mentioned above and to use the results as reference for subsequent studies with CMIP5 data.

The paper is structured as follows: Sect. 2 includes details on the data used in this study and its pre-processing. Section 3 describes the methods. Section 4 focuses on the evaluation of the PLS methodology, in the context of this study, by applying it to 20CR and the CGCM3.1(T63) model. Section 5 presents the results of the application of the PLS method to CMIP3 models data in the following way: first, we evaluate the trends of the individual models and the multi-model mean in comparison with the trends of the 20CR; then, the multi-model mean trends are put into perspective by analysing the trends of the  $Z_{500}$  anomaly field; finally, the statistical metrics of the patterns for the individual models and for the period 1950–2000 are represented in the Taylor diagram, and the evolution in time of the patterns is investigated with the multi-model mean. The summary and most important conclusions are given in Sect. 6.

## 2 Data and pre-processing

### 2.1 Reanalysis data set

We used monthly 500-hPa geopotential height ( $Z_{500}$ ) data from the 20CR version 2 (Compo et al. 2011). The 20CR, which spans the twentieth century, assimilates only surface pressure reports and uses observed monthly sea-surface temperature and sea-ice distributions as boundary conditions. These data are gridded at a latitude–longitude resolution of  $2.0^\circ \times 2.0^\circ$  and cover the Atlantic sector of the Northern Hemisphere (NH,  $20^\circ\text{N}$ – $90^\circ\text{N}$ ,  $110^\circ\text{W}$ – $70^\circ\text{E}$ ) for the period 1901–2010. In the present study, we used the winter seasonal-mean anomalies (December–February, DJF), which were computed by subtracting the corresponding 1950–2000 climatological long-term mean.

### 2.2 Northern Hemisphere teleconnection indices

Monthly Northern Hemisphere teleconnection indices (hereafter, TIs), NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND were calculated by the Climate Prediction Center (CPC) of the NOAA. The winter TIs were obtained by averaging the monthly data, obtained from the CPC, from December to February for the period 1950–2000. The spatial patterns related to those winter indices of the CPC (hereafter CPC patterns) were calculated in terms of correlations maps, in which, for each gridpoint, the correlation between the DJF CPC indices and the DJF  $Z_{500}$  anomalies of the 20CR was computed for the 1950–2000 period. These correlation maps were calculated, for each gridpoint, as an average of the 500 correlation samples, obtained by sampling with replacement of the elements to correlate, using a bootstrap technique (described in the Sect. 3).

### 2.3 Model data set

Monthly  $Z_{500}$  data outputs from 23 models (all models with available  $Z_{500}$  output were used) of the WCRP CMIP3 multi-model dataset were used. These data collect the simulations performed for the Intergovernmental Panel on Climate Change in the Fourth Assessment Report (IPCC AR4; Meehl et al. 2007), and they are archived by the program for Climate Model Diagnosis and Inter-comparison (PCMDI). The main characteristics of the evaluated models are depicted in Table 1. Further information about documentation, references and links are given at the PCMDI web page.

Single models have different numbers of realizations; in this study only the first realization for each model was used (Stoner et al. 2009). There are two reasons for this: the principal one is because this study is mainly focused on

**Table 1** List of climate models taken from the CMIP3 database used in this study

Column 1 shows the ID letters that we used in the text when there was not enough space to write the complete name of the model. Column 2 shows the name of the CMIP3; column 3 shows the country where each model was developed; column 4 shows horizontal and vertical model resolutions and column 5 shows the main reference describing the model. (More information on the web page of PCMDI)

ID	Model name	Country	Resolution atmosphere	References
A	BCCR-BCM2.0	Norway	T63 L31	Furevik et al. (2003)
B	CCSM3	USA	T85 L26	Collins et al. (2006)
C	CGCM3.1(T47)	Canada	T47 L31	Flato et al. (2000)
D	CGCM3.1(T63)	Canada	T63 L31	Flato et al. (2000)
E	CNRM-CM3	France	T63 L45	Salas-Melia et al. (2005)
F	CSIRO-Mk3.0	Australia	T63 L18	Gordon et al. (2002)
G	CSIRO-Mk3.5	Australia	T63 L18	Gordon et al. (2002)
H	ECHAM5/MPI-OM	Germany	T63 L31	Jungclaus et al. (2006)
I	FGOALS-g1.0	China	T42 L26	Yongqiang et al. (2004)
J	GFDL-CM2.0	USA	2.5° × 2.0° L24	Delworth et al. (2006)
K	GFDL-CM2.1	USA	2.5° × 2.0° L24	Delworth et al. (2006)
L	GISS-AOM	USA	4° × 3° L12	Lucarini and Russell (2002)
M	GISS-EH	USA	5° × 4° L15	Schmidt et al. (2006)
N	GISS-ER	USA	5° × 4° L15	Schmidt et al. (2006)
O	INGV-SXG	Italy	T106 L19	Scoccimarro et al. (2007)
P	INM-CM3.0	Russia	5° × 4° L21	Diansky and Volodin (2002)
Q	IPSL-CM4	France	2.5° × 3.75° L19	Marti et al. (2006)
R	MIROC3.2 (hires)	Japan	T106 L56	Hasumi and Emori (2004)
S	MIROC3.2 (medres)	Japan	T42 L20	Hasumi and Emori (2004)
T	MRI-CGCM2.3	Japan	T42 L30	Yukimoto et al. (2006)
U	PCM	USA	T42 L26	Washington et al. (2000)
V	UKMO-HadCM3	UK	3.75° × 2.5° L19	Gordon et al. (2000)
W	UKMO-HadGEM1	UK	1.875° × 1.25° L38	Johns et al. (2006)

assessing the PLS methodology, and the second one is to unify the criteria for all models, as each individual model has a different number of realizations. Simulated data, including anthropogenic and natural forcings as modelling groups deemed appropriate, from pre-industrial conditions in the late 1800s to the year 2000 were taken from the “Climate of the Twentieth-Century” experiment (20C3M). To represent the twenty-first-century climate, we considered the “720 ppm stabilization” experiment (SRES A1B) that simulates the climate from 2000 to 2100 with medium forcing, i.e., a CO<sub>2</sub> concentration of about 720 ppm by 2100 (Meehl et al. 2007). The 20C3M (covering the period 1901–2000) and A1B (for the period 2001–2098) simulations performed with each model were joined to construct a continuous time series extending from 1901 to 2098, with an area covered by Z<sub>500</sub> data through the Atlantic sector (see Sect. 2.1 for definition). All analyses were based on the Z<sub>500</sub> DJF mean anomalies defined in an identical manner to the reanalysis data.

Owing to different grid resolutions of the model data, they were regridded to the 2.0° × 2.0° 20CR reanalysis grid. The advantages of regridding all datasets to a common grid prior to analysis is explained in Osborn (2004). Before applying the methodology, each data matrix was weighted by the cosine of latitude to take into account changes in each gridpoint area.

### 3 Methodology

#### 3.1 Partial least squares regression

The PLS regression procedure has been used in this work as a novel approach to obtain the time series associated with the spatial structures of the TPs, defined by the CPC, in the reanalysis and models databases. The PLS method has long been used in other fields, such as econometrics (Wold 1966), chemometrics (Wold et al. 2001), neuroimaging (McIntosh and Lobaugh 2004) and computational biology (Tan et al. 2004). In the geosciences field, the PLS method has been applied in palaeoclimate reconstruction (Kalela-Brundin 1999), statistical prediction (McIntosh et al. 2005), atmospheric and oceanic linkage (Smoliak et al. 2010) and dynamical adjustment (Wallace et al. 2012; Deser et al. 2014).

Partial least squares regression is a tool for obtaining relationships between sets of variables by means of latent variables, called components, and reduction techniques. It combines features from multiple linear regression and PCA. This technique is quite useful when the independent variables (X) exhibit multicollinearity (Tobias 1995). PLS creates mutually orthogonal components that maximize the covariance between the independent and dependent

variables. In our case, the two blocks of variables were the teleconnection patterns of the CPC (Y) and the  $Z_{500}$  anomaly field (X). In principle, PLS works like canonical correlation analysis (CCA), in which components with maximum correlation are extracted (Rosipal and Kramer 2006). Therefore, there is a dimensional reduction of the original X data using an optimization criterion to explain as much covariance as possible between the X and Y spaces. Additionally, PLS is extended to a regression problem. The main goal of PLS regression is to predict Y from X and to describe their common structure (Abdi 2010). The idea behind PLS is to extract the components that take into account, as much as possible, the variations in X that are useful for predicting Y, thereby reducing the dimensionality of the regression problem by using fewer components than the number of X variables (Garthwaite 1994).

The methodology has similarities with principal components regression (PCR). In this regression, a PCA is performed on the X variables, which are then used as predictors of Y. The main difference between PLS regression and PCR is that principal components are chosen to explain only the X variables, whereas with PLS, both the X and Y variables influence the construction of the components.

The PLS regression can be calculated with different algorithms. Two of the most popular ones are the NIPALS algorithm and the SIMPLS algorithm, although there are others (Wold et al. 1984; Naes and Martens 1985; Lorber and Kowalski 1988; Lindgren et al. 1993). The main difference between NIPALS and SIMPLS is where they apply the deflation process: NIPALS applies it to the data matrices  $X_0$  and  $Y_0$ , and SIMPLS applies it to the cross-product of  $X_0$  and  $Y_0$ ,  $X_0$  and  $Y_0$  being the original mean-centred independent and dependent variables, respectively. A detailed mathematical description of the algorithms was given by Geladi and Kowalski (1986) for the NIPALS algorithm and Jong (1993) for the SIMPLS algorithm.

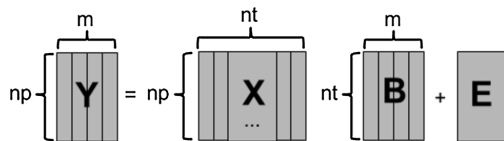
In our study, we applied the multivariate PLS regression with the SIMPLS algorithm written in the Statistic Toolbox of MATLAB software. This procedure constructs new predictor variables, called components, that perform a simultaneous decomposition of X and Y, with the constraint that these components explain as much of the covariance between X and Y as possible. First, the method calculates the  $X_0$  and  $Y_0$  centered variables by subtracting the column means of the X and Y matrices. Then, the PLS method computes the eigenvector, with the largest eigenvalue of the covariance matrix  $X_0 \times Y_0$ , being the vector regressed on  $X_0$  to obtain the first component. This component is then projected onto both  $X_0$  and  $Y_0$  to obtain a residual term of each of the two matrices. This process is then repeated using the residual matrices to obtain a new component orthogonal to the previous ones in each of the passes, until the successive components no longer explain

an appreciable fraction of the variance in Y. This process is followed by a regression equation of Y onto X through the components, thereby providing the regression coefficients related to the pseudo-indices from the weights.

To apply the PLS method, it is necessary to choose the number of components to be used in the regression. This decision is determinant because, although it is possible to calculate as many PLS components as the rank of the X matrix, not all of them are normally used because it is possible to describe a large amount of variance with only a few components. In general, a widely used method of choosing the number of components is achieved by cross-validation techniques, such as bootstrapping. In this paper, we chose the number of components by estimating the mean squared prediction error (MSEP) by cross-validation, specifically using 10-fold cross-validation. This type of cross-validation randomly partitions the original sample into 10 equal size subsamples, retaining a single subsample as the validation data for testing the model, and the remaining 9 subsamples are used as training data. The cross-validation is then repeated 10 times, with each of the 10 subsamples used exactly once as the validation data. The 10 results from the cross-validations can then be averaged to produce a single estimation. When analyzing 20CR (models) data, it has been considered that the best choice to predict the dependent variables is to use four components because they account for more than 85 % (80 %) of the Y variance, and the MSEP is lower than 0.05 (0.10); beginning with the 5th component all MSEP values remain relatively constant, therefore, adding additional components does not appreciably reduce the MSEP.

While in the bibliography the PLS regression has been used to predict one or more predictands in the time dimension, our study introduces the PLS methodology to match spatial patterns between different datasets as an approach to extracting common structures in each. To the best of our knowledge, this is the first time that this methodology has been used to predict several predictands in the spatial dimension. Because our main goal was to obtain the patterns most related to the CPC spatial structure and their associated time series, we took the fixed-pattern from the CPC as a “baseline” whose presence in the reanalysis and model data we wanted to assess. For this purpose, we applied a PLS regression, in which the dependent variables were the winter-mean CPC-defined patterns NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND, and the independent variables were the winter-mean  $Z_{500}$  anomaly field of 20CR or CMIP3 model data. This regression is outlined in Fig. 1. Note that this method differs from a projection of  $Z_{500}$  fields onto the CPC fixed-pattern because PLS regression uses several passes and a validation method to distribute the explained variance, as previously mentioned.

In a first step, we applied the PLS regression to the 20CR data for the 1901–2010 period to validate the



**Fig. 1** Schematic outline of the PLS regression.  $Y$  is a matrix that contains the spatial configuration of the four CPC-defined teleconnection patterns (NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND patterns). Thus,  $np$  is the number of spatial grid points for the Atlantic sector and  $m$  is the number of patterns, i.e., 4.  $X$  is a (space by time) matrix containing the winter-mean  $Z_{500}$  anomaly field (20CR or individual model), where  $np$  is the number of spatial grid points for the Atlantic sector and  $nt$  is the number of years of the corresponding field and season.  $B$  is a matrix containing the coefficients of the regression equation, where  $nt$  is the total number of years used in the study and  $m$  is the number of coefficient columns that we obtained from the regression, i.e., 4, which is as many as the number of dependent variables in  $Y$ . Each of the four columns in the matrix  $B$ , normalized as zero mean and one standard deviation for the period 1981–2010, corresponds, in order, to the NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND pseudo-indices referred to in the text.  $E$  is the error term of the regression equation

methodology. For each time step, the resulting regression coefficients represent the degree to which the 20CR  $Z_{500}$  anomaly field projects onto the CPC pattern, which is a kind of index (or pseudo-index) of the CPC pattern in a different database. The pseudo-indices obtained from the regression were normalized as zero mean and one standard deviation for the period 1981–2010 (the reference period in which the CPC indices are normalized) and were considered as the NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND indices for the 20CR data. Once the pseudo-indices were obtained for the whole period 1901–2010, they were divided into different sub-periods of time, and correlation coefficients, at each grid point, between them and the 20CR winter-mean  $Z_{500}$  anomalies were calculated. These correlation maps obtained for the different sub-periods of time are the patterns (or pseudo-patterns) associated with the pseudo-indices. It is important to note that, with this procedure, if the CPC patterns are stationary, their centres of action will tend to appear in the same location in the sub-period correlation maps.

In a second step, we obtained the pseudo-indices corresponding to the individual CMIP3 models for the period 1901–2098 following the same procedure applied for the 20CR dataset. The pseudo-patterns for different periods of time were obtained as a result of correlating, for each grid point of the spatial domain, the winter-mean  $Z_{500}$  anomalies with the pseudo-indices of the specific sub-period. Once the pseudo-indices and pseudo-patterns were obtained for each model separately, a multi-model ensemble mean was calculated (Tebaldi and Knutti 2007; Knutti et al. 2010; Errasti et al. 2011) by averaging the pseudo-indices and pseudo-patterns over all the models for each

sub-period. In this way, the uncertainty is reduced and the signal-to-noise ratio is maximized.

### 3.2 Representation and analysis of the results

In addition to the main methodology previously described, some other statistical techniques were used. All the correlation maps presented in this study were calculated as an average of the results obtained by the application of a bootstrap sampling procedure with 500 random replacements of data. The bootstrap procedure involves choosing random samples with replacement from a dataset and analysing each sample the same way. Sampling with replacement means that each observation is selected separately at random from the original dataset, so that the number of elements in each bootstrap sample is equal to the number of elements in the original data set. The range of the random sample enables one to establish the uncertainty of the quantity being estimated, which was the correlation coefficient in our case.

To compute the area-mean correlations from a set of correlations with identical temporal sizes, we followed the procedure used by Bladé et al. (2012), which applies the Fisher-Z transformation to each correlation value, thus allowing us to consider the Z-values as normally distributed and, therefore, as susceptible to being averaged linearly. A mathematical description of the transformation is available in Fallor (1981). Once the mean Z-value was calculated, the inverse transformation was applied to obtain an estimate of the average correlation.

To obtain the trend of the pseudo-indices time-series, we used the non-linear procedure of Sen's test (Sen 1968), which measures the long-term trend in a non-linear way. The significance of the trend was computed by applying the non-parametric Mann-Kendall Z test, which was modified by removing the effect of serial correlation (Yue and Wang 2004). In addition, maps of trends for the full  $Z_{500}$  anomaly field were calculated as the linear regression of the  $Z_{500}$  anomaly field, by previously removing the global-mean from the grid point anomalies to avoid the patterns being dominated by the greater variability of the global trend (Cattiaux and Cassou 2013). The 30-year trend of the full  $Z_{500}$  anomaly field was computed in 30-year sliding windows, and the value of each trend was assigned to the last year of each window.

The comparison between the pseudo-patterns and the CPC-defined patterns for the period 1950–2000 was made using a Taylor diagram (Taylor 2001). These diagrams provide a way of graphically summarizing how closely the set of pseudo-patterns obtained with the 20CR and CMIP3 individual models and the multi-model ensemble mean match the CPC-defined pattern. The similarity between two patterns is quantified in terms of their

correlation, their centred root-mean-square difference (CRMS) and the amplitude of their variations (represented by their standard deviations). Pseudo-patterns that agree well with CPC-defined patterns will lie nearest the point marked “CPC” on the x-axis and will have relatively high correlations and low CRMS errors. Note that the calculation of the parameters represented in Taylor diagrams is weighted by latitude, and it is applied to the unweighted pseudo-patterns.

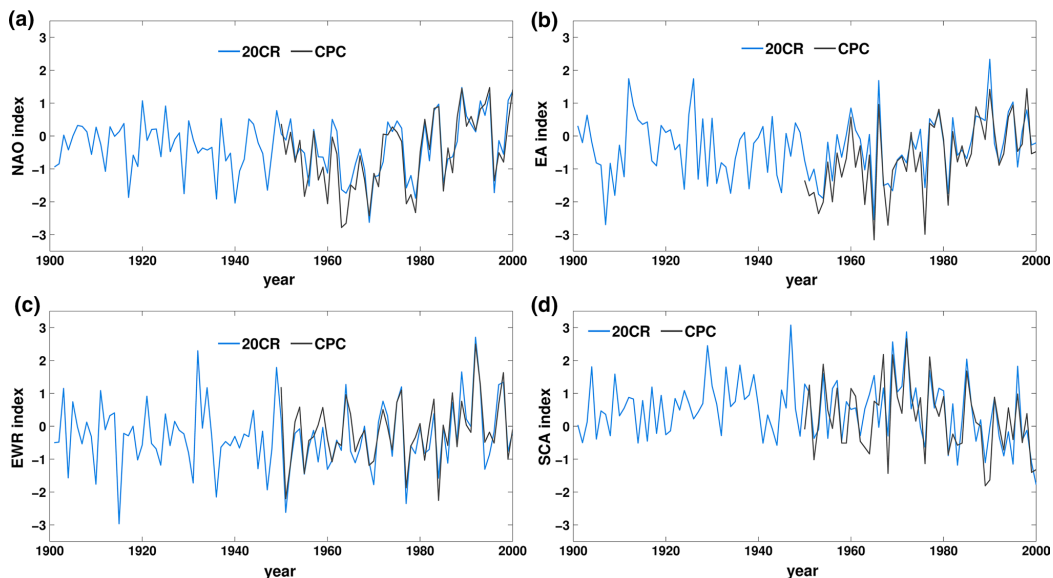
#### 4 Validation of the PLS methodology

##### 4.1 Validation of PLS using 20CR data

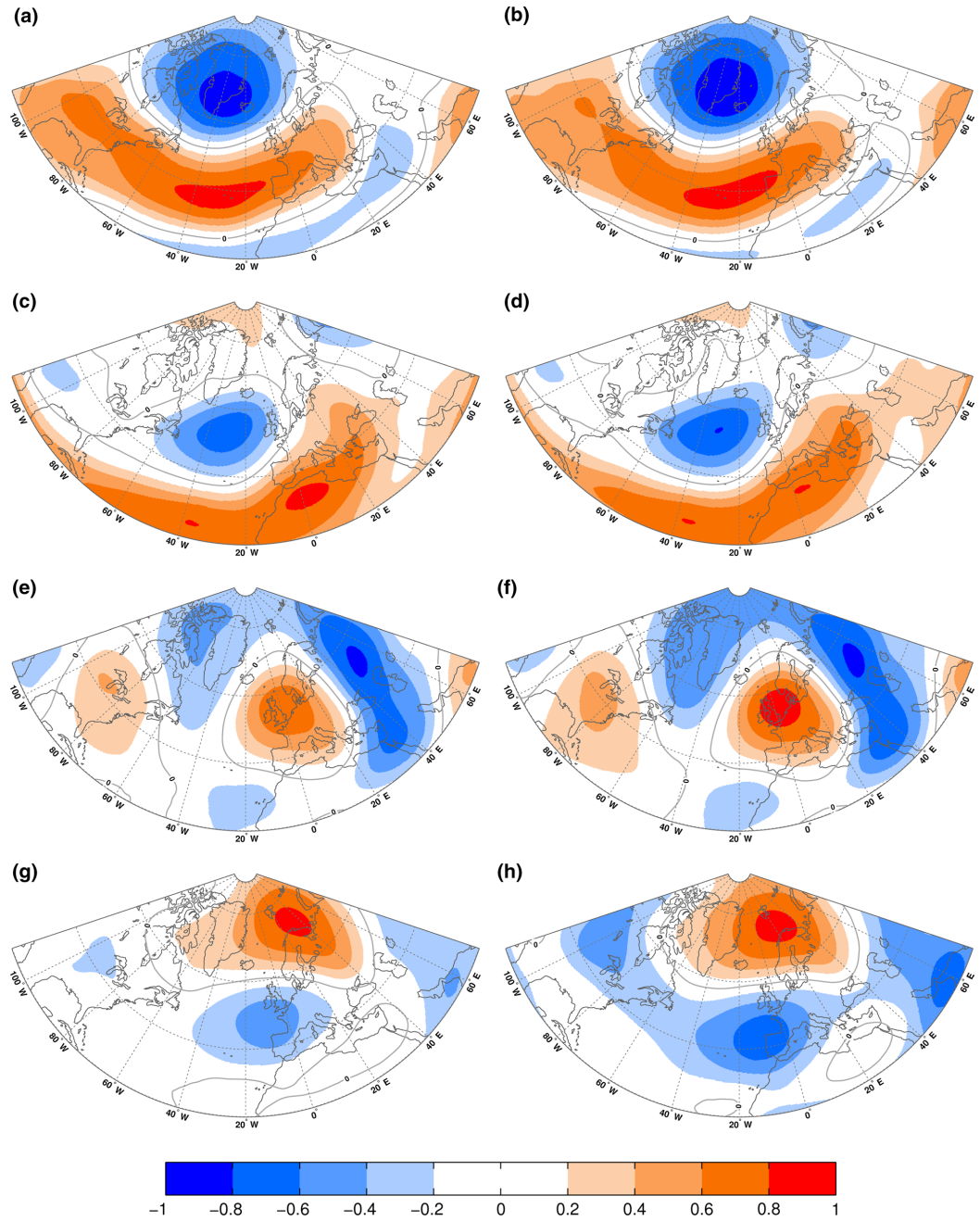
We applied the PLS regression method to the 20CR reanalysis data with the aim of demonstrating the utility of PLS in obtaining the temporal series and the corresponding spatial structures of the CPC patterns using a different data field. For this purpose, we considered the winter-mean CPC patterns NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND as dependent variables, and the winter-mean  $Z_{500}$  anomalies of 20CR as independent variables for the period 1901–2010. The coefficients obtained from the PLS regression represent the amplitude of the CPC patterns in that year’s  $Z_{500}$  anomalies. These time series, normalized as zero mean and one standard deviation for the period 1981–2010, are the winter pseudo-indices of the 20CR data sets.

Figure 2 shows the winter 20CR pseudo-indices (blue) for the period 1901–2000 and the winter teleconnection indices provided by the CPC for the period 1950–2000 (black) of the NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) and SCAND (d). For the common period (1950–2000), the following correlation coefficient values were obtained: 0.91 (NAO), 0.91 (EA), 0.90 (EATL/WRUS) and 0.77 (SCAND). Despite the different datasets and procedures used to derive the indices, we obtained quite good correspondence between both the 20CR pseudo-indices and the CPC indices, which allowed us to consider the PLS regression to be an efficient method for obtaining the pseudo-indices.

Once the winter pseudo-indices were obtained for the period 1901–2010, correlations coefficients between the pseudo-indices and the winter  $Z_{500}$  anomalies, at every grid point, were calculated to obtain the associated spatial patterns (which we called pseudo-patterns for consistency). These correlation maps were obtained for different sub-periods of time. In this way, when comparing the resultant pseudo-patterns with the TPs of the CPC, we could determine whether they revealed some changes in their structures or remained stationary on time. A good correspondence was found between both set of patterns for the 1950–2000 period (Fig. 3), with correlation coefficient values of 0.98 for the NAO, 0.98 for the EA, 0.98 for the EATL/WRUS and 0.95 for the SCAND. To determine if there were changes in the pseudo-patterns configuration



**Fig. 2** Time-series of the CPC indices for the 1950–2000 period (black line) and of the 20CR pseudo-indices, obtained by PLS, for the 1901–2000 period (blue line), for the NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) and SCAND (d)



**Fig. 3** Pseudo-patterns of the 20CR for the periods 1950–2000 (2nd column), together with the CPC patterns for the 1950–2000 period (1st column). In rows, from top to bottom, the NAO, EA, EATL/

WRUS and SCAND patterns are represented. All maps are correlation maps; those regions with non-significant correlation coefficients are not shaded

with time, we computed the pseudo-patterns from 1901 to 2000, in sub-periods of 20-years (Fig. S1), together with the standard deviation across all the 20-year pseudo-patterns (Fig. S2). Figure S1 shows that the shape of the spatial configurations of the pseudo-patterns changed with time, and the areas with higher changes (higher standard deviation values) are highlighted in Figure S2 by contour lines and hatching. It is interesting to note that these areas can reveal a non-stationarity behaviour of the pseudo-patterns for the observational period on timescales beyond decadal variability.

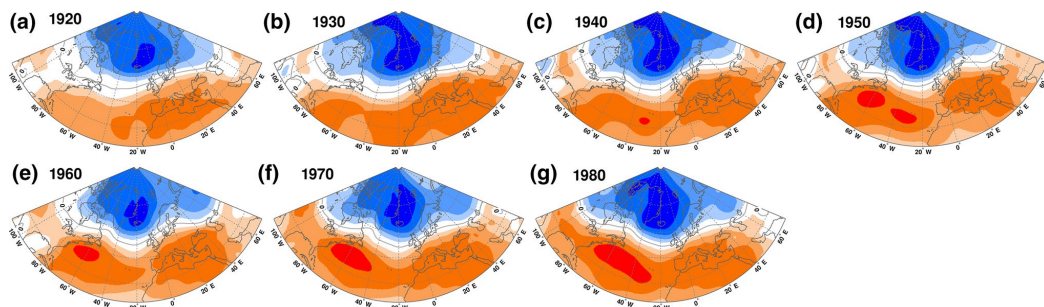
We will emphasize this aspect in the following subsection owing to the interest in the stationarity of the preferred circulation regimes under climate change (Vicente-Serrano and Lopez-Moreno 2008; Schenk et al. 2009; Dong et al. 2011; Moore et al. 2013). Furthermore, we assess the ability of the PLS methodology to represent the spatial structures the CPC-defined patterns by comparing their results with the ones obtained with classical EOF and REOF methods, included as supplementary material (Fig. S3 and Table S1). The spatial agreement between the 20CR and the CPC patterns was higher for PLS than for EOF or REOF. These results are reasonable because PLS regression reduces the dimensionality, taking into account the information of the CPC teleconnections. Summarizing, the PLS method emerged as an adequate methodology for examining TIs and TPs (currently defined by the CPC) using model data, based on the agreement found between pseudo-patterns and pseudo-indices for both the 20CR and CPC data.

#### 4.2 Validation of PLS using CGCM3.1(T63) model data

An important question that arose in this study is whether or not PLS is able to provide changes in the teleconnection properties, for example, the shifts in their structures associated with interdecadal variability and long-term

variations (Hurrell 1995). In particular, there is evidence of longer-term variability in the centers of action of the NAO as showed by Vicente-Serrano and Lopez-Moreno (2008). These authors found nonstationarity in the relationship between the NAO and European precipitation that was associated with multidecadal variability in the locations of the NAOs centers of action. In that paper, the authors evaluated the sea level pressure (SLP) variable of the CGCM3.1(T63) model for the 20C3M experiment to obtain the main spatial pattern of SLP anomalies in the North Atlantic region and changes in the pattern over time for December–March. For that purpose, they applied a moving window T-mode PCA with 31-year periods, centred on the middle year of the period, to simulated SLP anomalies from 20°N–80°N.

Although the methodology and aims of Vicente-Serrano and Lopez-Moreno (2008) were different than ours, we followed a similar methodology using the same CGCM3.1(T63) model that they did in order to determine whether the PLS regression method can reproduce changes over time for the pseudo-patterns comparable to those obtained using PCA. To approach this problem, we applied the PLS method to the CGCM3.1(T63) model to derive the pseudo-patterns for different periods of a 31-year moving window, starting from 1901. We only focused on the NAO pseudo-pattern for the same time realizations and the same SLP variable used in the Vicente-Serrano and Lopez-Moreno (2008) paper. To achieve this specific aim, we applied the PLS regression for the period 1901–2098 in the same way as explained in the methodology section, but this time, the independent variables were the CGCM3.1(T63) winter-mean SLP anomaly field and the dependent variables were the CPC-defined patterns, which were calculated as correlation maps between the CPC indices and the 20CR winter-mean SLP anomalies. Figure 4 shows the NAO pseudo-patterns of the CGCM3.1(T63) model, obtained as correlation maps between the

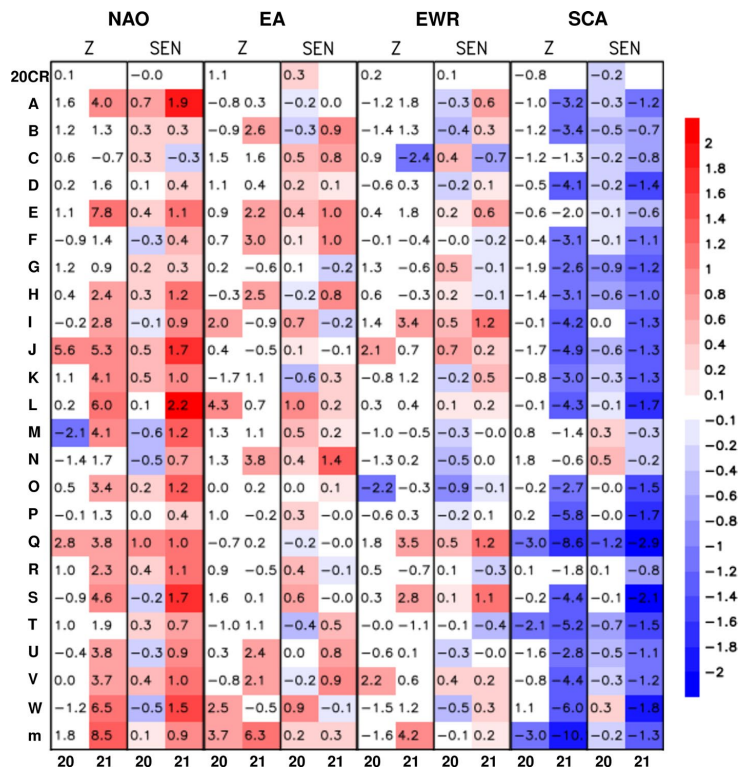


**Fig. 4** NAO pseudo-patterns of the CGCM3.1(T63) model for the 20C3M experiment, shown as mobile correlation maps centred on the middle year of the 31-year periods: 1905–1935 (a), 1915–1945 (b), 1925–1955 (c), 1935–1965 (d), 1945–1975 (e), 1955–1985 (f) and 1965–1995 (g). Each map was calculated by correlating, at each grid

point, the SLP anomalies and the NAO pseudo-index for the specified periods. Note that the pseudo-index is obtained using PLS for the whole period 1901–2098 and then divided into the specified periods



**Fig. 5** Mann-Kendall test values (Z), accounting for the significance of the pseudo-indices trend, and Sen's test values (SEN), providing the changes of the pseudo-indices for the 99 years of each period (*bottom axis*, 20: 1901–1999 and 21: 2000–2098). The values are displayed for NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND pseudo-indices. From *top to bottom* are the values for the 20CR, individual models (A–W) and multi-model (m)



pseudo-index derived by using PLS and the SLP field, for 31-year periods centred on the middle year of the period, thereby illustrating the decadal evolution of the NAO for the 20C3M experiment. Overall, we observed changes in the spatial structures of the NAO pseudo-patterns, which corresponded to re-orientations and expansions of the areas with the strongest correlation values. These changes are comparable to those obtained for the NAO pattern by Vicente-Serrano and Lopez-Moreno (2008) using a different methodology.

Hence, as shown in the previous subsection, PLS regression can provide the pseudo-indices for the whole period 1901–2098. When different sub-periods of the SLP or  $Z_{500}$  field were regressed onto the pseudo-indices, it was possible to reproduce the pseudo-patterns in those sub-periods of time. The above results suggest the possibility of using the PLS method to determine the changes in the TIs and patterns in model data. Thus, taking into account these considerations, in the next section we will assess the ability of climate models to simulate the winter NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND pseudo-indices and patterns of 23 CMIP3 models for the 20C3M and SRES A1B experiments.

## 5 Assessment of teleconnections of CMIP3 models data

### 5.1 Pseudo-indices for the 1901–2098 period

The study of TIs includes long time-scale variations, such as trends and multidecadal oscillations. The presence of these signals in model data and their changes are, therefore, of interest for their potential predictability in climate dynamics and time series analyses.

We show results concerning the NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND pseudo-indices for the 1901–2098 period obtained from individual CMIP3 models using PLS. These pseudo-indices were normalized as zero mean and one standard deviation for the period 1981–2010. To study the behaviour of these pseudo-indices for individual models and experiments, and their comparison with those of the 20CR, we calculated their trends for both periods, 1901–1999 and 2000–2098 (Fig. 5). In the case of the NAO, only 3 of 23 models (GFDL-CM2.0, GISS-EH and IPSL-CM4) gave a significant trend for the period 1901–1999. This underestimation of the NAO trend in the case of model data has been referenced in previous studies (Kuzmina et al. 2005; Miller et al. 2006; Stephenson et al. 2006; Gillett

and Fyfe 2013). However, for the period 2000–2098, most of the models (15 of 23) yielded a positive significant trend, with the exception of the models CCSM3, CGCM3.1(T47), CGCM3.1(T63), CSIRO-Mk3.0, CSIRO-Mk3.5, GISS-ER, INM-CM4 and MRI-CGCM2.3. In the case of the SCAND, 2 of 23 models (IPSL-CM4 and MRI-CGCM2.3) gave a significant trend for the period 1901–1999, although 19 of 23, with the exception of CGCM3.1(T47), GISS-EH, GISS-ER and MIROC3.2(hires) models, showed a significant negative trend for the period 2000–2098. For the EA and EATL/WRUS pseudo-indices, a majority of the individual models did not reveal significant trend for any periods.

To identify the common signal across the models, we obtained a multi-model ensemble mean of all 23 CMIP3 model pseudo-indices for the 1901–2098 period. Figure 6 shows the resulting multi-model mean pseudo-indices and their trends in comparison with those of the 20CR. The simulated pseudo-indices (thick blue and red lines) showed a reduced variability, with respect to those from the 20CR (grey line). This was due to the effect of model combination, which caused a reduction of noise. However, the variability of the pseudo-indices of the individual models was comparable to that of the 20CR as shown by the thin blue and red lines and shading, which represent the spread (maximum and minimum values) of the pseudo-indices across the models for each year (Fig. 6). This is in accordance with the Box-Whisker figure included in the supplementary material (Fig. S4), which illustrates the distribution and spread of the pseudo-indices across the models for each experiment.

We can gather from Table 2 and Fig. 5 that the NAO and SCAND pseudo-indices presented a significant trend for the period 2000–2098, as the values of the multi-model mean trends were 0.94 and  $-1.27$  per 99 years, respectively. Nevertheless, the multi-model mean showed significant trends for the EA and SCAND in the period 1901–1999, and for the EA and EATL/WRUS in the period 2000–2098, which were not reproduced for the majority of the individual models. The diversity in trend values of the pseudo-indices, found for individual models, could be due to the contribution of their internal variability, thereby limiting the confidence of the trend detection of the multi-model mean. In this study, we could not provide values of the contribution of internal variability in the individual models because only one realization of each model was studied (Deser et al. 2014). However, in a first approximation, we quantified the relative contributions of unforced and forced variability among the models by a simple signal-to-noise ratio (SNR). The forced trend was obtained as the average of all individual models trends. Then, by subtracting the forced trend from the trend of individual models, we obtained an approximation of the unforced trend (internal and structural

variability). The spread of the unforced trend, across individual models, was measured by their standard deviation. The SNR between the forced trend and the spread of the unforced trend is shown in Table 3, where absolute values higher than one indicate that forced variability dominates compared with the unforced one. It can be seen that all the SNR values increased in the 2000–2098 period compared with the previous period. Additionally, it was found that the absolute values of the SNR were higher than one for the NAO and SCAND in the period 2000–2098, with negative values reported for the SCAND, as can also be seen in Fig. 6. In the case of the other pseudo-indices and periods, the absolute values of the SNRs were lower than one and, therefore, the unforced variability dominated in comparison with the common trend.

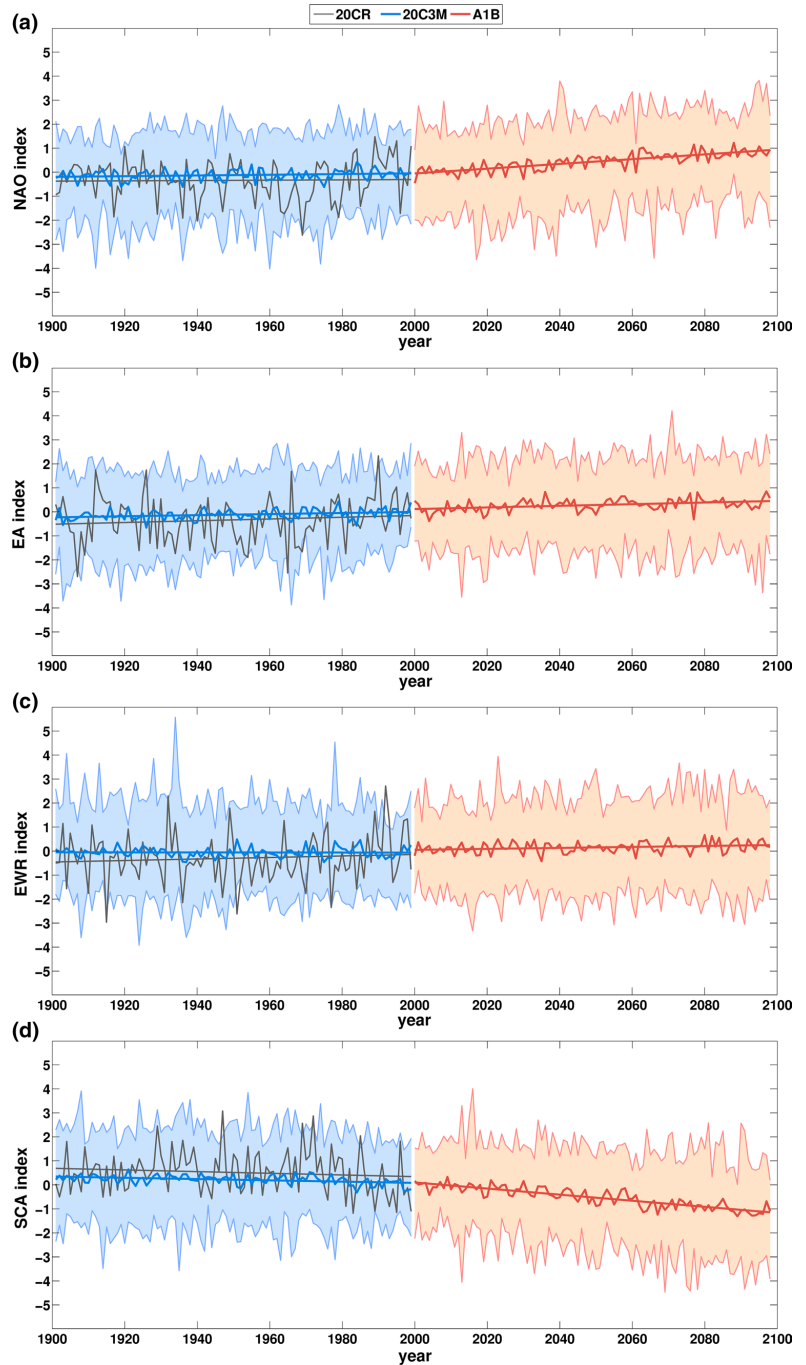
In short, all the pseudo-indices obtained by PLS regression for the multi-model responded to a warming climate by increasing the significance of the trend component, although the NAO and the SCAND exhibited less uncertainty because most of the models agreed with the multi-model mean, and, thus, the forced factors may have influenced their trend variations. To evaluate the consistency of the pseudo-indices and to confirm the ability of the PLS method to extract signals of variability, the trend of the multi-model pseudo-indices will be compared with the trend of the  $Z_{500}$  anomalies in the next sub-section.

## 5.2 Trend of pseudo-indices versus $Z_{500}$

Figure 7 shows the linear trend of the entire  $Z_{500}$  anomaly field for the 20CR (Fig. 7a) and CMIP3 models (Fig. 7b, c) for the Atlantic sector, which were calculated using the normalized  $Z_{500}$  data. The trend map for the 20CR showed positive and negative values distributed alternately along the area, but with predominant positive trends in the southern regions and negative trends in the northern regions, which means that the geopotential height tended to increase in the subtropical regions and decrease in the subpolar regions, which agrees with a positive NAO configuration. The trend maps of the multi-model mean data showed a more clearly marked dipolar spatial structure, with positive values around the Mediterranean region and the southern part of the North Atlantic Ocean, and negative values around Greenland and the Scandinavian region, and greater values for the SRES A1B experiment. This dipolar structure of the trend of  $Z_{500}$  anomaly field is also consistent with the trend of the NAO and SCAND pseudo-indices shown in Fig. 6. Figure 7d shows the changes in trends between the periods 2000–2098 and 1901–1999.

Trends for shorter periods may be different from the trend for the full period, as the time series was expected to exhibit nonlinear behaviour and the trends showed

**Fig. 6** Multi-model time series and trends of the pseudo-indices NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) and SCAND (d), for the periods 1901–1999 (thick blue line) and 2000–2098 (thick red line). The grey line represents the pseudo-indices and trends corresponding to 20CR data for the period 1901–1999. The thin blue and red lines and shading indicate the maximum and minimum values of the pseudo-indices across the individual models for each year



**Table 2** Statistical parameters of the pseudo-indices

Pattern	20CR (1901–1999)		20C3M (1901–1999)		A1B (2000–2098)	
	Z	S	Z	S	Z	S
NAO	0.08	-0.05 ± 0.11	1.81	0.15 ± 0.03	<b>8.54</b>	<b>0.94 ± 0.03</b>
EA	1.05	0.35 ± 0.09	<b>3.71</b>	<b>0.22 ± 0.03</b>	<b>6.31</b>	<b>0.35 ± 0.03</b>
EATL/WRUS	0.17	0.10 ± 0.11	-1.60	-0.07 ± 0.02	<b>4.24</b>	<b>0.18 ± 0.03</b>
SCAND	-0.78	-0.25 ± 0.10	<b>-3.02</b>	<b>-0.24 ± 0.02</b>	<b>-10.06</b>	<b>-1.27 ± 0.02</b>

Significance of the trend, by Kendall’s test (Z, significant values in bold), and trend values, using Sen’s method (S, the significant trend value in bold), for 99 years. The columns contain the parameters for the 20CR data and the multi-model (20C3M and A1B experiments). The rows show the teleconnection indices: NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND

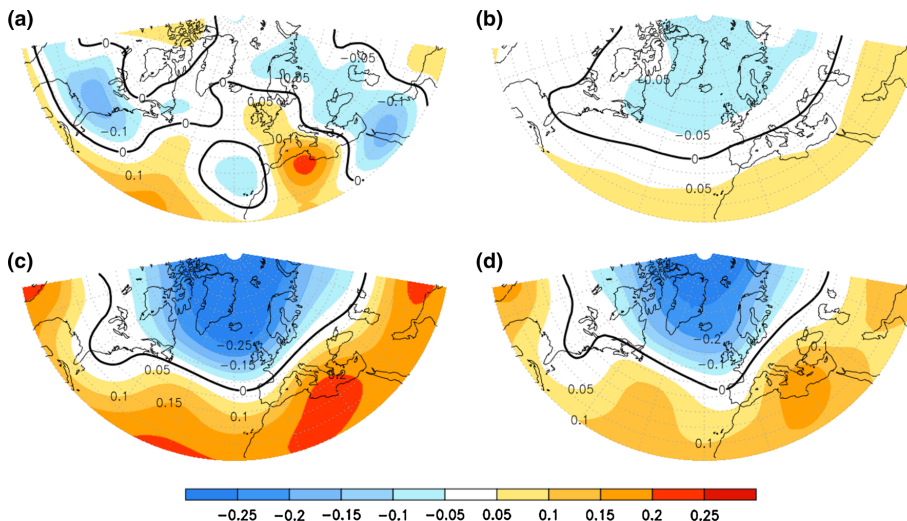
**Table 3** Signal-to-noise ratio values for trends of the NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND pseudo-indices during the 1901–1999 and 2000–2098 periods

Period	NAO	EA	EA/WR	SCA
1901–1999	0.38	0.57	-0.03	-0.69
2000–2098	1.80	0.74	0.41	-2.12

Signal-to-noise ratio is defined as the value of the forced (ensemble mean) trend divided by the standard deviation of the unforced trends across individual models

non-stationarities. To evaluate this, we obtained the linear trend for different 30-year periods by applying a moving window to each gridpoint of the winter  $Z_{500}$  anomaly field of each CMIP3 model for the 1901–2098 period. The

first trend calculation corresponds to years 1901–1930, assigning the result to the year 1930; the second calculation corresponds to the years 1902–1931, assigned to the year 1931, and so on until the 2069–2098 period. Figure 8a shows these moving trends of the  $Z_{500}$  anomalies zonal mean (between 50°W to 20°E) for the ensemble-mean of the 23 CMIP3 models in the Hovmöller latitude-time representation. A north-south seesaw of positive and negative trend values was obtained between low and high latitudes, with stronger differences for the 2000–2098 period. These results are in accordance with the trend maps shown in Fig. 7b, c. Figure 8a shows that the amplitude of the 30-year trends increased with time. Additionally, it is interesting to note that the shifts of the evolution line between positive and negative trend (zero contour line) have a quasi



**Fig. 7** Maps of linear trends obtained from the normalized  $Z_{500}$  anomaly field. **a** Linear trend of the 20CR data for the period 1901–1999. **b** Ensemble mean of all the CMIP3 model  $Z_{500}$  trends for

1901–1999 (20C3M experiment). **c** Same as (b), but for the 2000–2098 period (SRES-A1B experiment). **d** Spatial differences found between c and b

multidecadal fluctuation, although after 2020, positive anomalies extended towards northern latitudes, in agreement with the NAO positive phase of Fig. 8b.

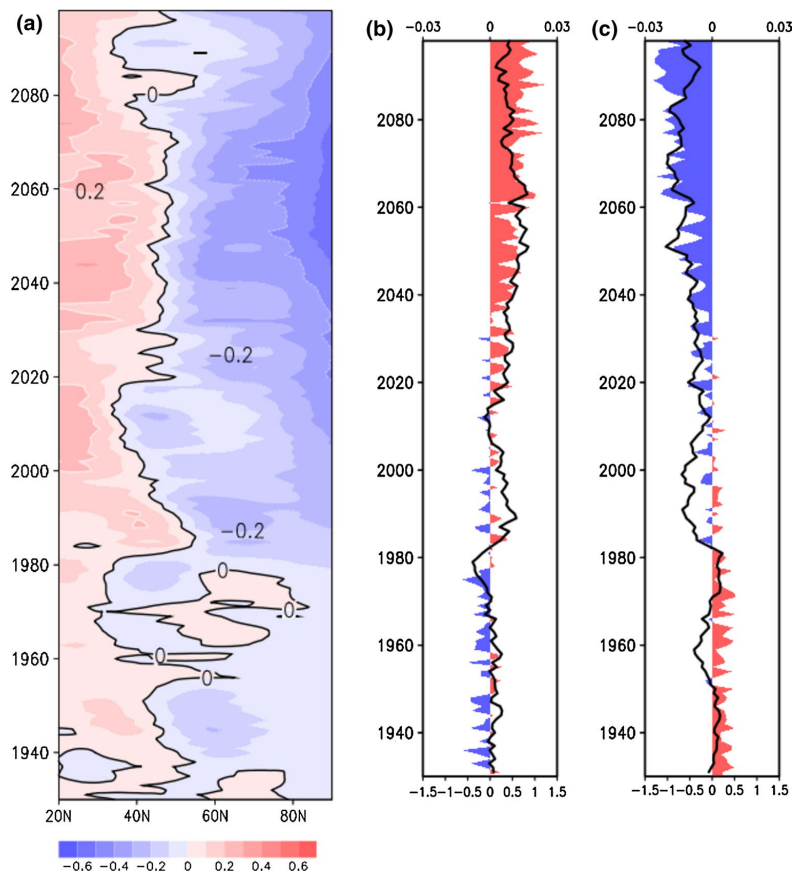
Non-stationary behaviour and changes in trend amplitude were also obtained for the 30-year moving trends of the multi-model mean for the NAO and SCAND pseudo-indices obtained with PLS [(Fig. 8b, c (black line)]. By comparing Fig. 8a–c we assessed the agreement between the changes in the trends of  $Z_{500}$  and the pseudo-indices. For example, during the period 1980–2000, the moving trend values of the NAO (SCAND) showed positive (negative) anomalies that correspond to the meridional changes in the  $Z_{500}$  trend. Thus, there was a remarkable agreement between the evolution of the 30-year trends of  $Z_{500}$  and the pseudo-indices. The NAO captured the positive trend found in  $Z_{500}$  over the sub tropical latitudes, while the SCAND captured the negative trend of the subpolar region. However, some other studies (IPCC 2013) indicate substantial variation in the NAO trend projections from

different climate models. The NAO identified by applying the PLS approach provided good agreement between the trends of individual models and also with the changes in  $Z_{500}$ .

### 5.3 Pseudo-patterns evaluation

The correlation maps obtained between climate variables and TIs provide spatial patterns that inform about physical links over distant regions. Nevertheless, the responses of these variables to the TIs can differ according to the analysed periods due to non-stationary teleconnection patterns. For this reason, one of the primary concerns of this study was to describe, using multiple climate models, whether the CPC-defined TPs preserve their structure in future projections. For this purpose, the correlations coefficients at each grid point between the  $Z_{500}$  anomalies and the pseudo-indices, derived by PLS and divided into different sub-periods of time, were calculated.

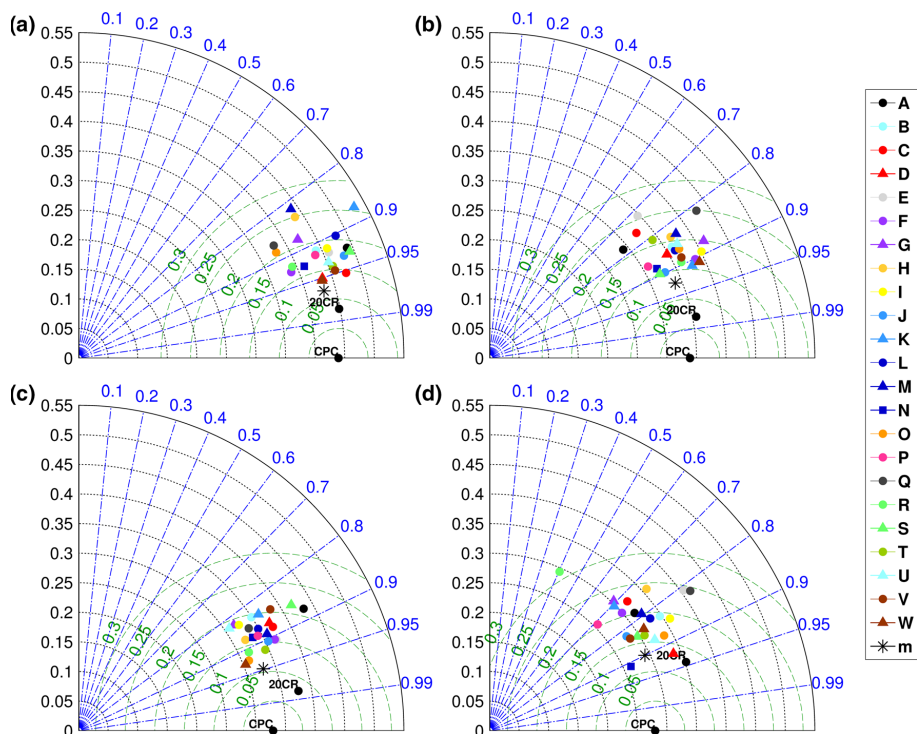
**Fig. 8** a Hovmöller diagram with the evolution, in time and latitude, of the ensemble mean of all CMIP3 model 30-year trends of the  $Z_{500}$  field, averaged out from 50W to 20E in longitude, for the period 1901–2098. b Time evolution of the multi-model NAO pseudo-index, obtained with PLS (in blue and red and referring to the bottom axis), and its moving 30-year trend (in black line and referring to the top axis) for the period 1901–2098. c Same as (b), but for the SCAND index



First, the performance of each model pseudo-pattern was analysed by comparison with the reference patterns of the CPC. These model pseudo-patterns were obtained as correlation maps between the pseudo-indices and the  $Z_{500}$  field for the sub-period 1950–2000. To quantify how well the models simulated the Euro-Atlantic TP, we used the Taylor diagram (Fig. 9). The black asterisk corresponds to the multi-model pseudo-pattern, calculated as the ensemble mean of all 23 CMIP3 individual pseudo-patterns in the Fisher space, as explained in the methodology section. In each diagram of Fig. 9, the closer the position of the points to the reference (smaller CRMS), the better the performance, which enabled us to rank the models ability to represent the TP. The models that showed better agreement with the TP were: for the NAO, the UKMO-HadGEM1 and the CGCM3.1(T63) (W and D in the legend of Fig. 9), for the EA, the GFDL-CM2.0 and MIROC3.2(medres) (J and

S in Fig. 9), for the EATL/WRUS, the UKMO-HadGEM1 and INGV-SXG (W and O in Fig. 9) and for the SCAND, the GISS-ER and the CGCM3.1(T63) (N and D in Fig. 9). Some of these results were also found in studies using different methodologies. For example, Casado and Pastor (2012) found that the best-ranked models were the UKMO-HadGEM1 and CGCM3.1(T63). In the findings of Handorf and Dethloff (2012), the best ranking models reproducing the NAO were the CGCM3.1(T63) and the UKMO-HadGEM1; for the EA, the GFDL-CM2.0; and for the SCAND, the UKMO-HadGEM1, which is in agreement with our results obtained using PLS.

We examined the amplitude of the teleconnection patterns, represented in the Taylor diagrams, by comparing the temporal standard deviations of the pseudo-indices against those referenced by the CPC for the common period 1950–2000. Figure S5, in the supplementary materials, depicts



**Fig. 9** Taylor diagrams that show the resemblance between the simulated pseudo-patterns, the 20CR pseudo-patterns and the CPC patterns, for the NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) and SCAND (d). For all these diagrams, the CPC patterns were taken as the reference, symbolized as a black point on the bottom axis labeled “CPC”. The 20CR pseudo-patterns for the 1950–2000 period are also represented by a black point, with its name on the side for its identification. The

positions of the 23 coloured points are associated with the parameters of each CMIP3 simulated pseudo-pattern in relation to the CPC fixed-pattern. The physical meaning of the Taylor diagram is given by its axes, which represent the standard deviation of each pattern (black axis), the correlation between the simulated and reference patterns (blue axis) and the centred root-mean-square error (CRMS) for each pattern (green axis)

the results; in general, the pseudo-indices of 20CR and individual models had lower amplitudes than those of the CPC, and the multi-model ensemble mean reduced the standard deviation due to the averaging process.

Second, we evaluated the performance of the multi-model mean pseudo-patterns by comparison with the reference patterns of the CPC for the period 1950–2000. Figure 10 displays the spatial structures of the multi-model NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND (2nd column) in comparison with those of the CPC (1st column). The spatial correlations were higher than 0.9 in all cases, which means that the multi-model was able to capture quite well the spatial structures of the patterns. Nevertheless, differences at the 90% significance level were found in certain areas, marked with pink (cyan) dots over the patterns. The NAO showed some differences located over the main subtropical and subpolar centres, weakening the pattern with respect to that of the CPC. Less agreement was found for the other patterns. In the case of the EA, the negative anomalies intensified and expanded towards lower latitudes. In the case of the EATL/WRUS, there was an intensification of the positive anomaly centre and a reduction of the negative one. The SCAND showed an intensification of the negative centre and reduction of the positive, although a new subtropical positive centre appeared. Despite these differences, there was a reasonable agreement between the multi-model mean and the CPC spatial patterns.

To analyse the variability of the pseudo-patterns over time, the pseudo-indices from 1916 to 2095 were correlated with the winter  $Z_{500}$  anomalies every 20 years and at every grid point. This procedure was applied to the individual models first, showing only the results of the multi-model ensemble mean in Figs. 11, 12, 13 and 14 for the pseudo-patterns NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND, respectively. Note that all the multi-model mean pseudo-patterns in these figures are plotted for their positive phase. Differences between the pseudo-patterns of individual sub-periods, with respect to those of the 1950–2000 period, are represented with contour lines and positive (negative) significant differences at the 90% confidence level are marked by pink (cyan) dots.

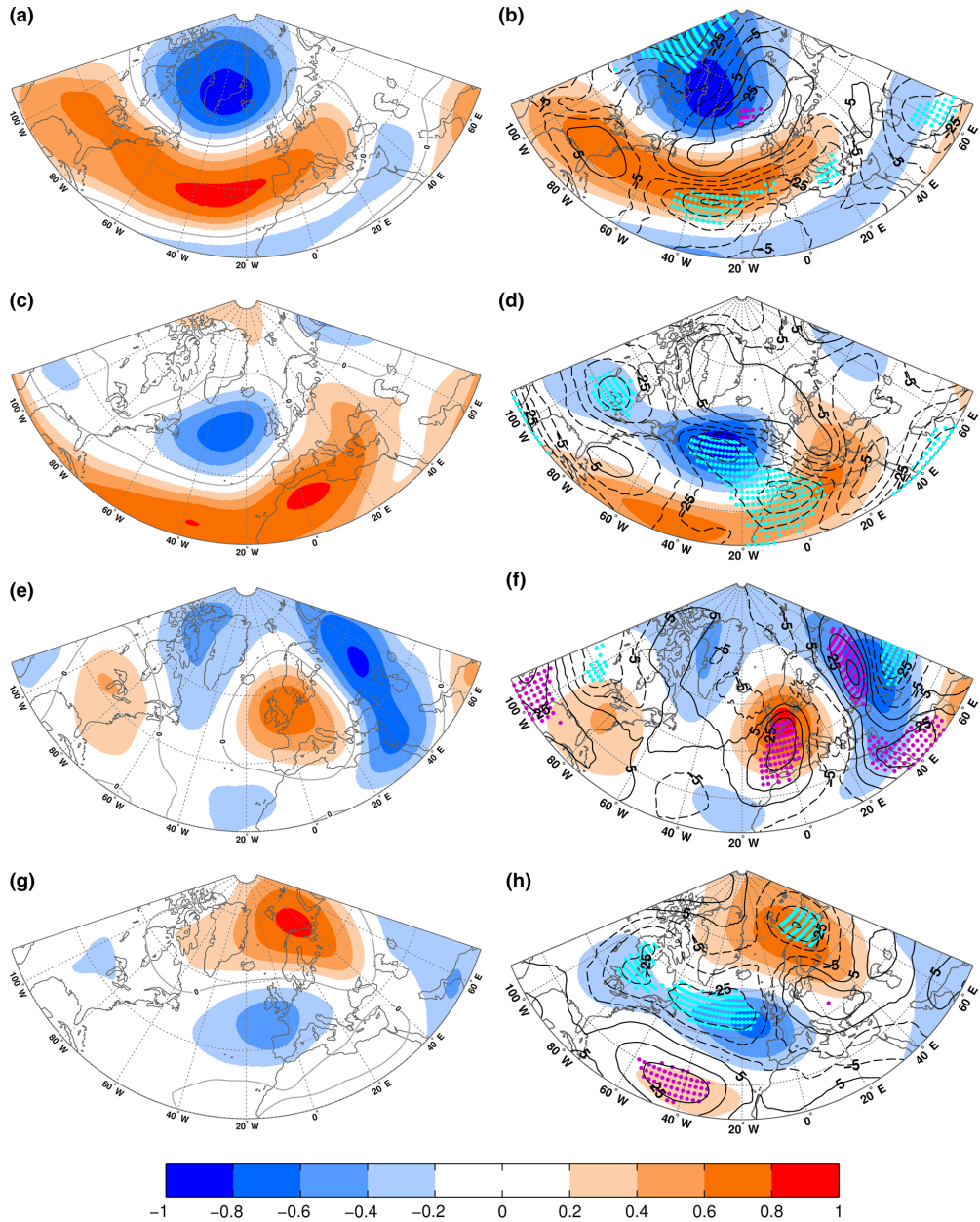
Despite the fact that the PLS methodology seeks spatial configurations that are more similar to the reference patterns, we found areas with significant differences over time in the amplitude of the pseudo-patterns that revealed signs of non-stationarity. The amplitude of the NAO pattern fluctuated in time and space, with a strengthening of both positive and negative centres for the 2056–2075 and 2076–2095 periods (Fig. 11g, h). In particular, there was an increase in the correlation amplitude that reached 0.12 in 2076–2095 over areas with correlations of 0.8, which means an increment of 15% in the correlation over the eastern side of the main centers. Thus, this increment may

be an indication of the change in the local amplitude of the pattern in the far-future climate. Consistent with this, the CMIP5 models exhibited an ensemble mean increase in the NAO index by 2050, especially in autumn and winter (Gillett and Fyfe 2013). In the case of the EA, the dissimilarities were found under the A1B experiment, in which the negative centre showed an intensification towards the western Atlantic (Fig. 12h) and a negative centre emerged in the eastern subtropical region, parallel to an intensification of the positive centre. These changes can be related to the NAO due to the modulating influence between them (Comas-Bru and McDermott 2014). In the case of the EATL/WRUS, the positive centre over the British Isles and central Atlantic spread towards the western Atlantic for the 2076–2095 period (Fig. 13h). The changes in amplitude were 0.2 over regions of 0.4 correlation for the northern side, and 0.2 over other regions of 0.2 correlation, which means an increase of more than 50 and 100%, respectively. Regarding the SCAND, it showed changes of more than 50% in amplitude over the negative centre at the central North Atlantic, which intensified for the periods 2056–2075 and 2076–2095 (Fig. 14g, h). The subtropical regions also showed changes in amplitude of more than 50%, which means that tropical anomalies could contribute to the intensification of this pseudo-pattern in future climate scenarios. The substantial changes in amplitude for the late twenty first century patterns may be a reflection of the changes in the mean atmospheric circulation under increased concentrations of greenhouse gases (Barnes and Polvani 2013).

To summarize these results about the stationarity of the patterns, Fig. 15 shows the areas that are more sensitive to changes in relation to the different TPs, representing the mean pattern and the temporal standard deviation along the 20-year pseudo-patterns depicted in Figs. 11, 12, 13 and 14. Note that the areas with the strongest standard deviation values are located over the regions near the main centres of the pseudo-patterns. These results could be interpreted as a tendency of the patterns to propagate to other areas due to changes in mean state and variability of the atmosphere in future scenarios.

## 6 Summary and conclusions

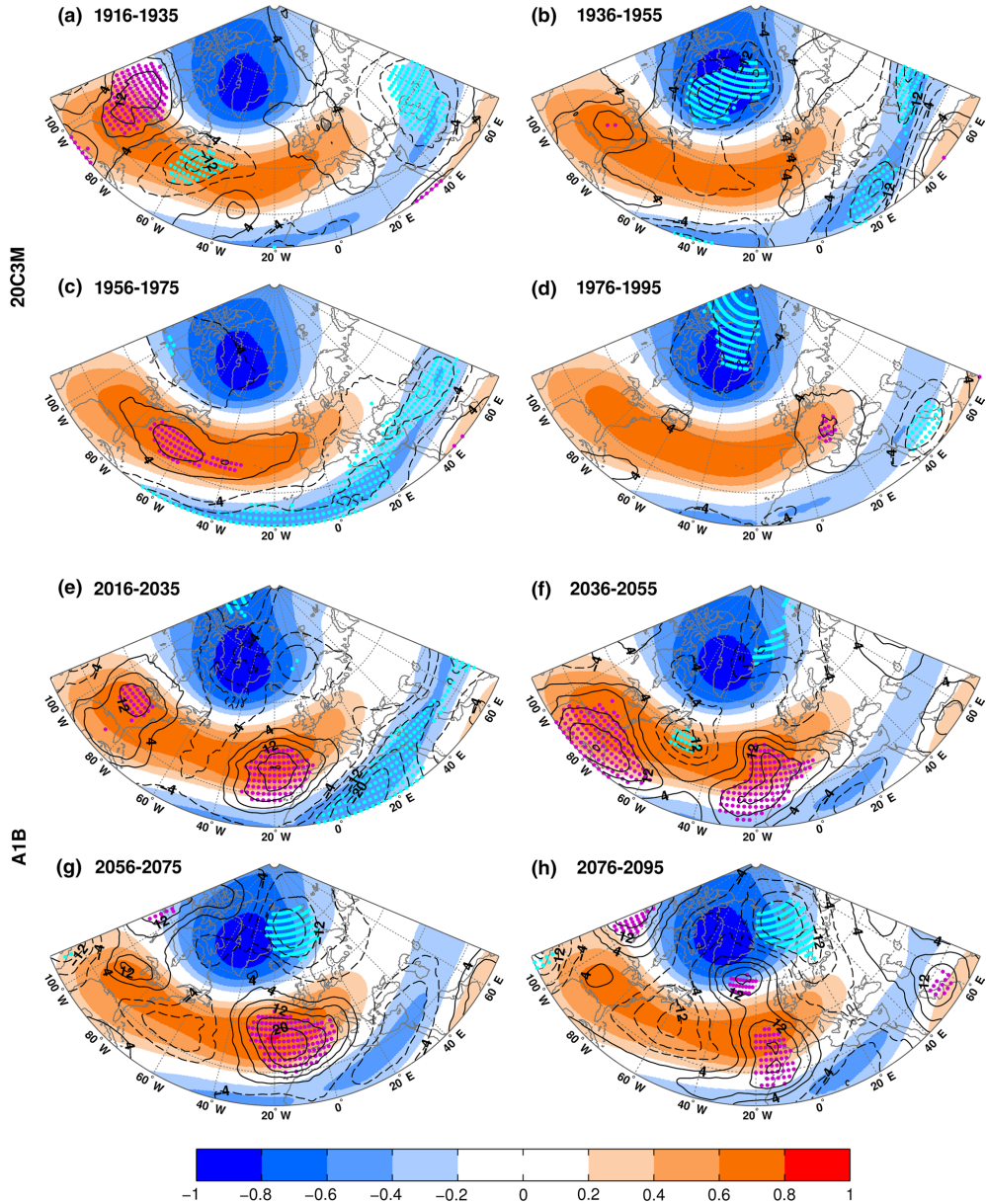
The present work has introduced the PLS regression technique as an alternative methodology to evaluate and intercompare the performances of multiple models in representing the teleconnection patterns, including their stationarity, under different climate scenarios. The assessment was performed using the 20C3M and A1B experiments of the CMIP3 model data, for which more references are available for comparison.



**Fig. 10** Spatial structures of the NAO, EA, EATL/WRUS and SCAND are shown by rows. The first column corresponds to the CPC patterns for the 1950–2000 period. The second column shows the multi-model pseudo-patterns for the 1950–2000 period with shading. Continuous (broken) contour lines represent the positive (negatives)

differences between each pseudo-pattern and the CPC. Note that the values of the contour lines are multiplied by 100 to simplify the visualization, and the interval contour line is 10. Stippling indicates positives (negatives) values significant at the 90 % confidence level of the difference in pink (cyan)





**Fig. 11** 20-year evolution of the multi-model ensemble mean of the NAO pseudo-pattern in the 20C3M (1916–1935, 1936–1955, 1956–1975 and 1976–1995) and A1B periods (2016–2035, 2036–2055, 2056–2075 and 2076–2095) compared with the multi-model mean pseudo-pattern obtained for the reference period 1950–2000 shown in Fig. 10 (2nd column). The NAO pseudo-patterns of each period are represented by blue–orange shading. Continuous (broken) con-

tour lines represent the positive (negative) differences between each pseudo-pattern and the one obtained in the 1950–2000 reference period. Note that the values of the contour lines are multiplied by 100 to simplify the visualization, and the interval contour line is 4. Stippling indicates positive (negative) values significant at the 90 % confidence level of the difference in pink (cyan)

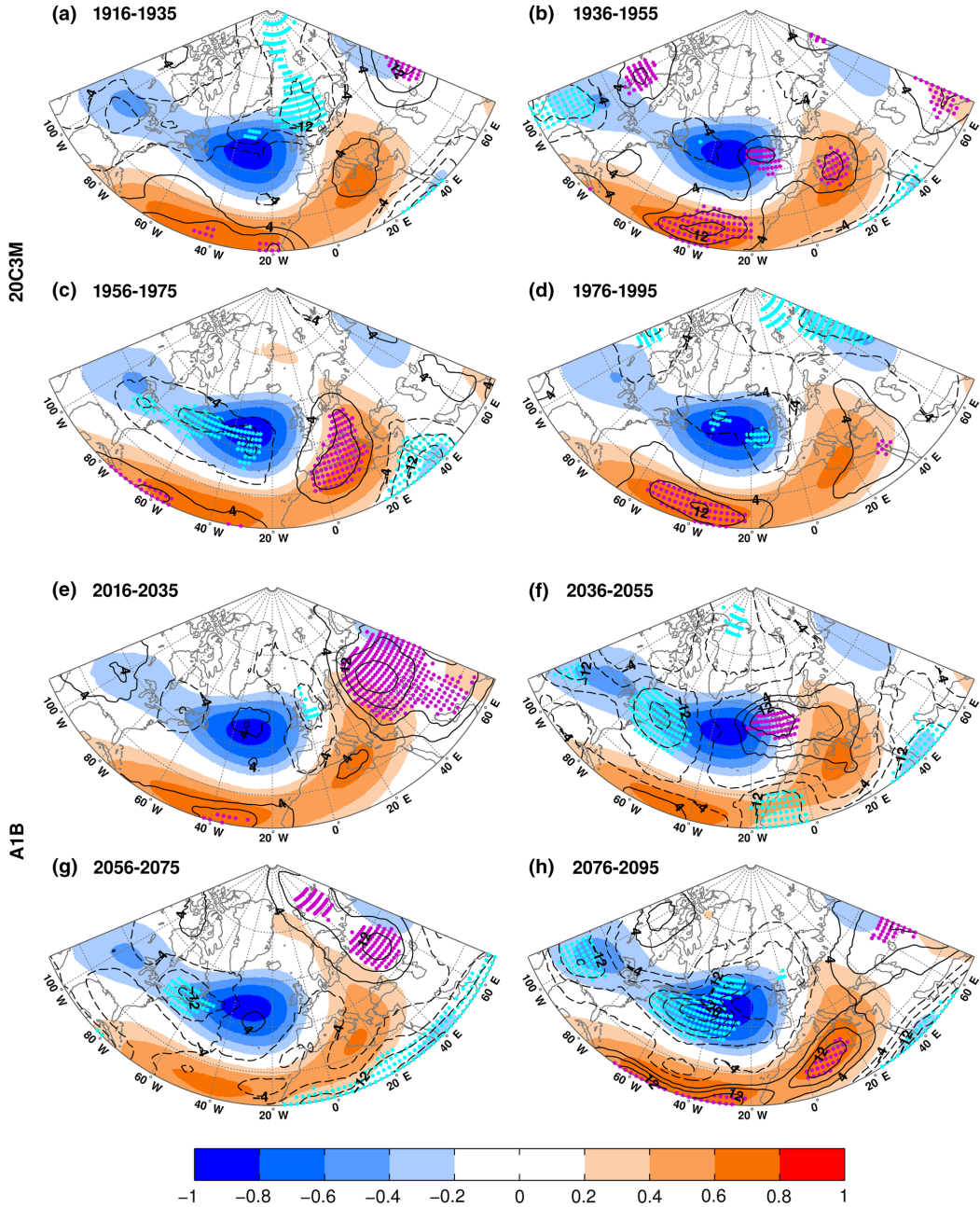


Fig. 12 As in Fig. 11, but for the EA pseudo-pattern

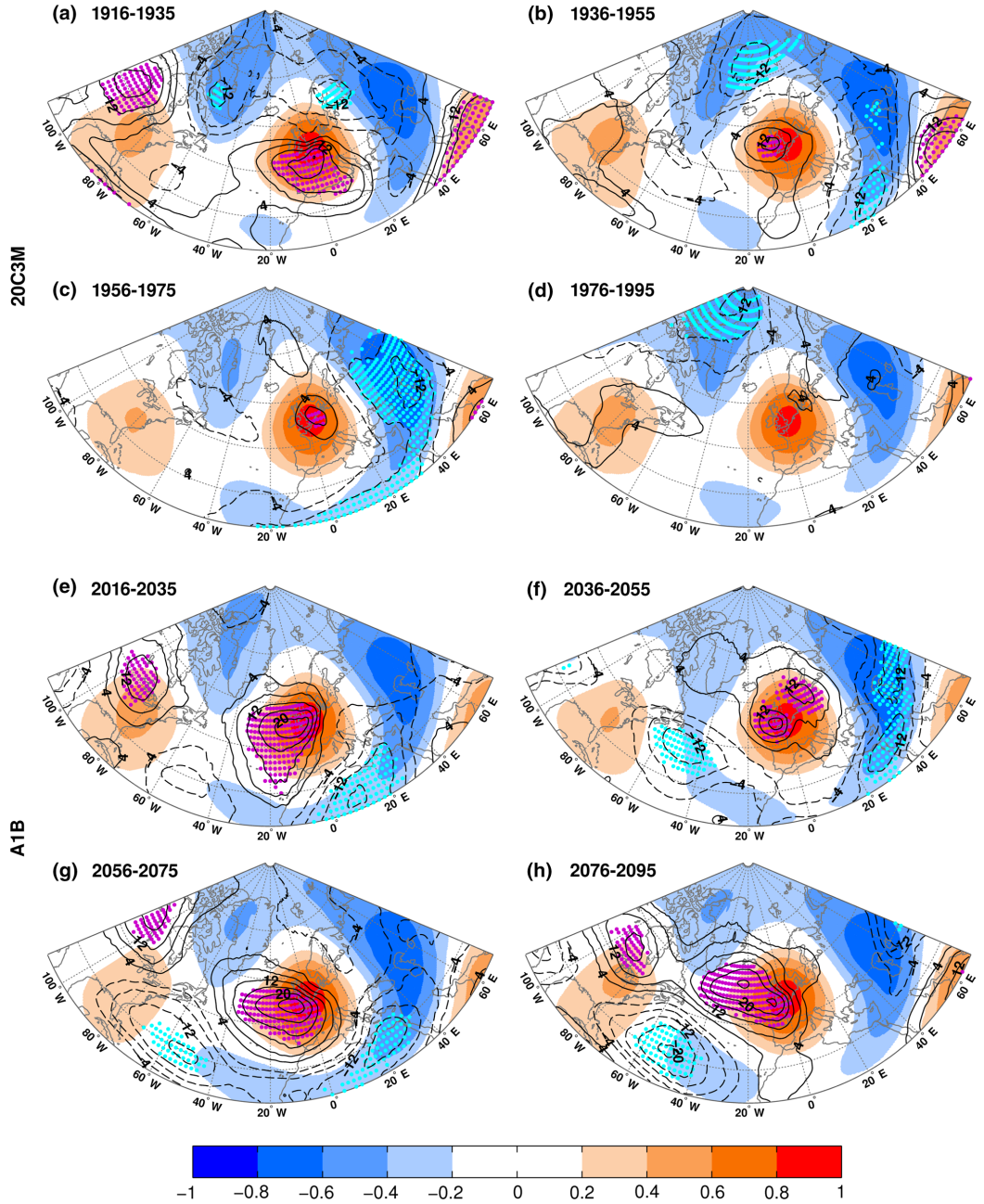


Fig. 13 As in Fig. 11, but for the EATL/WRUS pseudo-pattern

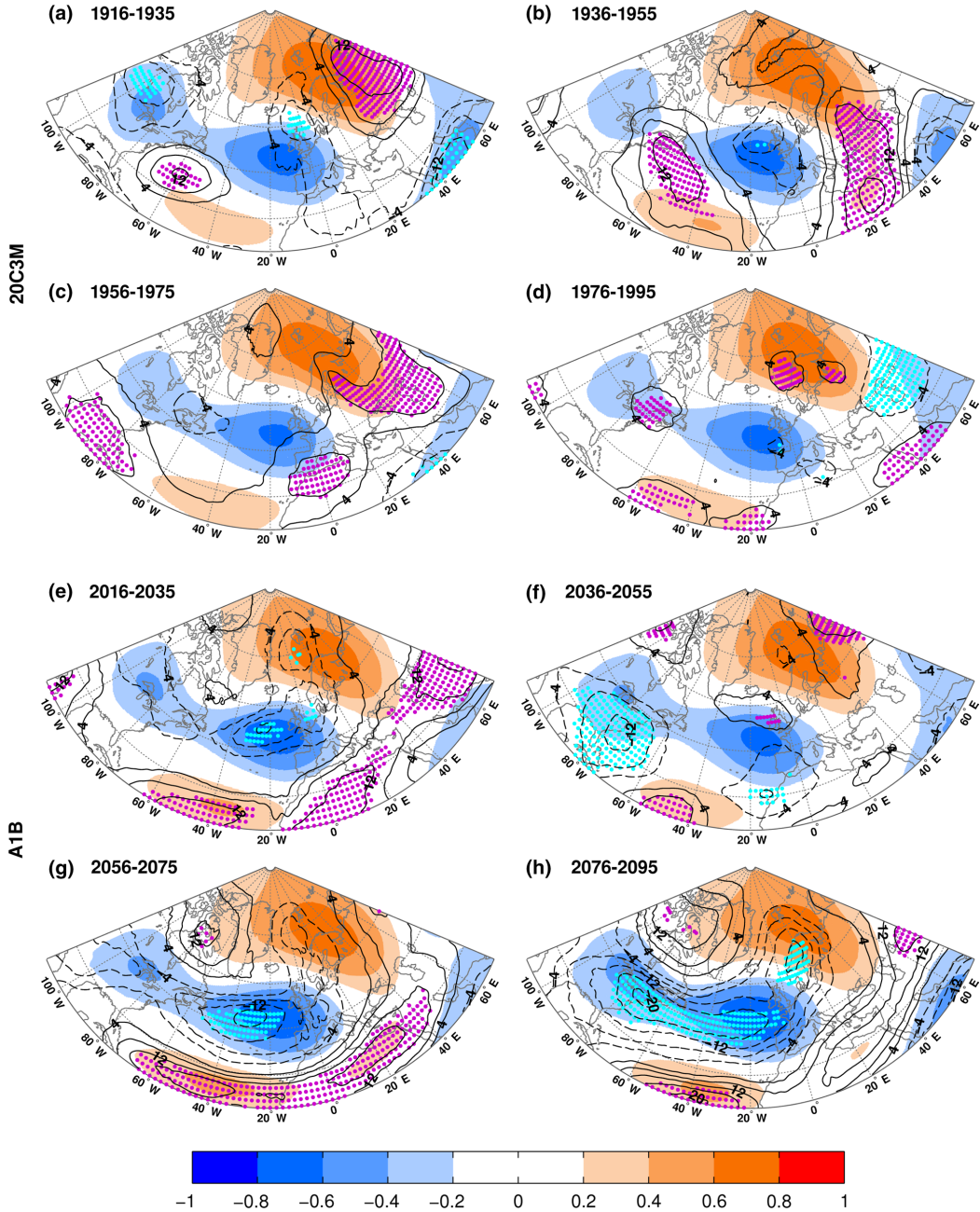
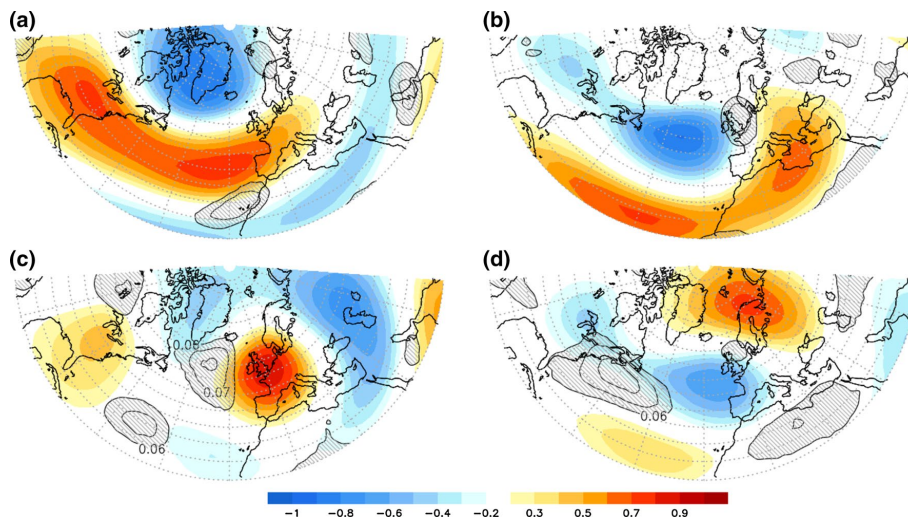


Fig. 14 As in Fig. 11, but for the SCAND pseudo-pattern



**Fig. 15** Average (blue–red shading) and standard deviation (contour lines and grey hatching) over time of the multi-model ensemble mean, for the NAO (a), EA (b), EATL/WRUS (c) and SCAND (d)

pseudo-patterns, obtained for 20-year periods from 1916 to 2095, as shown in Figs. 11, 12, 13 and 14. The contour interval is 0.01, and contour lines below 0.06 are not drawn

In a first stage, we justified the use of PLS regression, in the context of this work, by applying the method to 20CR data. In addition, we compared the PLS method applied to the CGCM3.1(T63) model with the results obtained by Vicente-Serrano and Lopez-Moreno (2008) using REOF analysis. After this preliminary evaluation, we obtained simulated pseudo-indices and their trends for the 23 individual CMIP3 models and the multi-model mean, which were analysed in conjunction with the trends obtained from the  $Z_{500}$  anomaly field. The most noteworthy results obtained after application of the PLS regression to the CMIP3 models, for the 1901–2098 period, are described as follows: in the 20C3M experiment, the pseudo-indices obtained with most of the individual models do not present significant trend, which is in agreement with observations. Nevertheless, for the multi-model mean, the EA and SCAND pseudo-indices show a significant trend. In the SRES A1B experiment, we obtained significant trends in the multi-model ensemble mean for all the indices, with NAO and SCAND having the highest values. The NAO identified by applying PLS approach provides good agreement between the trends of individual models. This feature contrasts with discrepancies of NAO trend projections reported in other studies (IPCC 2013). In the case of the EA and EATL/WRUS, most of the individual models do not reproduce significant trends. The uncertainty (confidence) in the trend of EA and EATL/WRUS (NAO and SCAND) was analysed considering the ratio between the

common trend and the spread of the unforced trend. To put this into perspective, the trends obtained for the multi-model simulated pseudo-indices were compared to the trend of the  $Z_{500}$  anomaly field. This comparison revealed a clear correspondence between them, confirming the consistency of the methodology.

Regarding the pseudo-patterns, we ranked the models according to their performance by means of Taylor diagrams, and the results were in agreement with the studies of Casado and Pastor (2012) and Handorf and Dethloff (2012). Nevertheless, the pseudo-indices and pseudo-patterns obtained with the PLS method are different from the patterns and indices obtained with EOF or REOF analyses because the PLS method tries to extract not only variances, but also spatial configurations that are similar to those of the CPC. Despite the fact that the PLS methodology seeks spatial configurations that are more similar to the reference patterns, we found areas with significant differences over time in the amplitudes of the pseudo-patterns, which revealed signs of non-stationarity. Further research has to be done to corroborate these signs of non-stationarity and to find their causes.

One positive aspect of our results is their usefulness in predicting future variables by statistical downscaling methods based on the present relationships between large-scale and regional-scale variables. The modifications found in the structure of teleconnections and the changes in trends are expected to have implications for regional climates. Considering previous studies about the influence of the

teleconnections on the Iberian Peninsula (Rodríguez-Puebla et al. 1998), precipitation is associated negatively with the NAO and positively with the SCAND, and temperature is associated positively with the EA. The trends of the NAO and SCAND could explain some of the projected decrease in precipitation (Rodríguez-Puebla and Nieto 2010), and an increase in temperature over the Iberian Peninsula in winter-time under warmer conditions (Lopez-Moreno et al. 2011). Thus, the PLS regression used in this study could be considered to obtain qualitative improvements in the interpretation of the TIs trends and their associated impacts on surface climate, making possible its application for different regions and teleconnections than the ones shown here. Our study has focused on the main teleconnections of the Atlantic sector with CMIP3 data, although a comparison of the teleconnection performance will be performed using new, state of the art, GCMs collected in the CMIP5 dataset.

**Acknowledgments** The authors are grateful to the two anonymous reviewers of this paper for their numerous and useful comments on the original manuscript. We are very grateful to Dr. Timothy Osborn, from the Climate Research Unit (CRU) of the University of East Anglia, for his helpful and productive conversations about some aspects of the paper. We would like to acknowledge the modelling groups, the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) and the WCRP's Working Group on Coupled Modelling (WGCM) for their role in making available the WCRP CMIP3 multi-model dataset. Support for this dataset is provided by the Office of Science, U. S. Department of Energy. We would like to thank the NCEP/NCAR for providing the reanalysis, the Climate Prediction Center (CPC) of NOAA for the Northern Hemisphere Teleconnection Indices and the developers of CDAT software. We also thank Guillaume Maze (<http://www.guillaumemaze.org>) for providing a MATLAB script for plotting good Taylor diagrams. We also thank Javier Vegas-Regidor for his support with programming. This work is supported under grants from the Spanish Ministry of Science and Innovation CGL2008-04619 and CGL2011-23209, from the Regional Government of Castile and Leon SA222/A11-2 with European FEDER funds and from the Spanish Ministry of Environment MOVAC ref.200800050084028.

## References

- Abdi H (2010) Partial least squares regression and projection on latent structure regression (PLS Regression). *Wiley Interdiscip Rev Comput Stat* 2(1):97–106
- Barnes EA, Polvani L (2013) Response of the midlatitude jets, and of their variability, to increased greenhouse gases in the CMIP5 models. *J Clim* 26(18):7117–7135
- Barnston AG, Livezey RE (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon Weather Rev* 115(6):1083–1126
- Bladé I, Fortuny D, van Oldenborgh GJ, Liebmann B (2012) The summer North Atlantic Oscillation in CMIP3 models and related uncertainties in projected summer drying in Europe. *J Geophys Res Atmos* 117(D16):D16104. doi:10.1029/2012JD017816
- Casado MJ, Pastor MA (2012) Use of variability modes to evaluate AR4 climate models over the Euro-Atlantic region. *Clim Dyn* 38(1–2):225–237
- Cattiaux J, Cassou C (2013) Opposite CMIP3/CMIP5 trends in the wintertime Northern Annular Mode explained by combined local sea ice and remote tropical influences. *Geophys Res Lett* 40(14):3682–3687
- Chronis T, Raitos DE, Kassisi D, Sarantopoulos A (2011) The summer North Atlantic oscillation influence on the Eastern Mediterranean. *J Clim* 24(21):5584–5596
- Collins WD, Bitz CM, Blackmon ML, Bonan GB, Bretherton CS, Carton JA, Chang P, Doney SC, Hack JJ, Henderson TB, Kiehl JT, Large WG, McKenna DS, Santer BD, Smith RD (2006) The community climate system model version 3 (CCSM3). *J Clim* 19(11):2122–2143
- Comas-Bru L, McDermott F (2014) Impacts of the EA and SCA patterns on the European twentieth century NAO-winter climate relationship. *Quart J R Meteorol Soc* 140(679):354–363
- Compo GP, Whitaker JS, Sardeshmukh PD, Matsui N, Allan RJ, Yin X, Gleason BE, Vose RS, Rutledge G, Bessemoulin P, Brannmann S, Brunet M, Crouthamel RI, Grant AN, Groisman PY, Jones PD, Kruk MC, Kruger AC, Marshall GJ, Maugeri M, Mok HY, Nordli O, Ross TF, Trigo RM, Wang XL, Woodruff SD, Worley SJ (2011) The twentieth century reanalysis project. *Quart J R Meteorol Soc* 137(654):1–28
- Corti S, Molteni F, Palmer TN (1999) Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature* 398(6730):799–802
- de Jong S (1993) SIMPLS: an alternative approach to partial least squares regression. *Chemom Intell Lab Syst* 18(3):251–263
- Delworth TL, Broccoli AJ, Rosati A, Stouffer RJ, Balaji V, Beesley JA, Cooke WF, Dixon KW, Dunne J, Dunne KA, Durachta JW, Findell KL, Ginoux P, Gnanadesikan A, Gordon CT, Griffies SM, Gudgel R, Harrison MJ, Held IM, Hemler RS, Horowitz LW, Klein SA, Knutson TR, Kushner PJ, Langenhorst AR, Lee HC, Lin SJ, Lu J, Malyshev SL, Milly PCD, Ramaswamy V, Russell J, Schwarzkopf MD, Shevliakova E, Sirutis JJ, Spelman MJ, Stern WF, Winton M, Wittenberg AT, Wyman B, Zeng F, Zhang R (2006) GFDL's CM2 global coupled climate models. Part I: formulation and simulation characteristics. *J Clim* 19(5):643–674
- Deser C, Phillips A, Bourdette V, Teng H (2012) Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Clim Dyn* 38(3–4):527–546
- Deser C, Phillips AS, Alexander MA, Smoliak BV (2014) Projecting North American climate over the next 50 years: uncertainty due to internal variability. *J Clim* 27(6):2271–2296
- Diansky NA, Volodin EM (2002) Simulation of present-day climate with a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Izvestiya Atmos Ocean Phys* 38(6):732–747
- Dong B, Sutton RT, Woollings T (2011) Changes of interannual NAO variability in response to greenhouse gases forcing. *Clim Dyn* 37(7–8):1621–1641
- Errasti I, Ezcurra A, Saenz J, Ibarra-Berastegi G (2011) Validation of IPCC AR4 models over the Iberian Peninsula. *Theor Appl Climatol* 103(1–2):61–79
- Faller AJ (1981) An average correlation coefficient. *J Appl Meteorol* 20(2):203–205
- Flato GM, Boer GJ, Lee WG, McFarlane NA, Ramsden D, Reader MC, Weaver AJ (2000) The Canadian Centre for climate modelling and analysis global coupled model and its climate. *Clim Dyn* 16(6):451–467
- Furevik T, Bentsen M, Drange H, Kindem IK, Kvamsto NG, Sorteberg A (2003) Description and evaluation of the Bergen climate model: ARPEGE coupled with MICOM. *Clim Dyn* 21(1):27–51
- Fyfe JC, Boer GJ, Flato GM (1999) The Arctic and Antarctic oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys Res Lett* 26(11):1601–1604

- Garthwaite PH (1994) An interpretation of partial least-squares. *J Am Stat Assoc* 89(425):122–127
- Geladi P, Kowalski BR (1986) Partial least-squares regression: a tutorial. *Anal Chim Acta* 185:1–17
- Gillett NA, Fyfe JC (2013) Annular mode changes in the CMIP5 simulations. *Geophys Res Lett* 40(6):1189–1193
- Gordon C, Cooper C, Senior CA, Banks H, Gregory JM, Johns TC, Mitchell JFB, Wood RA (2000) The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim Dyn* 16(2–3):147–168
- Gordon HB, Rotstain LD, McGregor JL, Dix MR, Kowalczyk EA, O'Farrell SP, Waterman LJ, Hirst AC, Wilson SG, Collier MA, Watterson IG, Elliott TI (2002) The CSIRO Mk3 climate system model. CSIRO Atmospheric Research Technical Paper No. 60:130
- Handorf D, Dethloff K (2012) How well do state-of-the-art atmosphere–ocean general circulation models reproduce atmospheric teleconnection patterns? *Tellus A Dyn Meteorol Oceanogr* 64:1–27. doi:[10.3402/tellusa.v64i0.19777](https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.19777)
- Hannachi A, Jolliffe IT, Stephenson DB (2007) Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: a review. *Int J Climatol* 27(9):1119–1152
- Hannachi A, Unkel S, Trendafilov NT, Jolliffe IT (2009) Independent component analysis of climate data: a new look at EOF rotation. *J Clim* 22(11):2797–2812
- Hannachi A, Barnes EA, Woollings T (2013) Behaviour of the winter North Atlantic eddy-driven jet stream in the CMIP3 integrations. *Clim Dyn* 41(3–4):995–1007
- Hasumi H, Emori S (2004) K-1 coupled GCM (MIROC) description. Center for Climate System Research (CCSR), University of Tokyo, Technical reports
- Hurrell JW (1995) Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269(5224):676–679
- Hurrell JW, Kushnir Y, Visbeck M (2001) The North Atlantic oscillation. *Science* 291(5504):603–605
- Hurrell JW, Deser C (2010) North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *J Mar Syst* 79(3):231–244
- IPCC (2013) Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds)] Cambridge University Press, Cambridge, 1535 pp
- Johns TC, Durman CF, Banks HT, Roberts MJ, McLaren AJ, Ridley JK, Senior CA, Williams KD, Jones A, Rickard GJ, Cusack S, Ingram WJ, Crucifix M, Sexton DMH, Joshi MM, Dong BW, Spencer H, Hill RSR, Gregory JM, Keen AB, Pardaens AK, Lowe JA, Bodas-Salcedo A, Stark S, Searl Y (2006) The New Hadley Centre climate model (HadGEM1): evaluation of coupled simulations. *J Clim* 19(7):1327–1353
- Jungclauss JH, Keenlyside N, Botzet M, Haak H, Luo JJ, Latif M, Marotzke J, Mikolajewicz U, Roeckner E (2006) Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. *J Clim* 19(16):3952–3972
- Kalela-Brundin M (1999) Climatic information from tree-rings of *Pinus sylvestris* L. and a reconstruction of summer temperatures back to AD 1500 in Femundsmarka, eastern Norway, using partial least squares regression (PLS) analysis. *Holocene* 9(1):59–77
- Knutti R, Furrer R, Tebaldi C, Cernak J, Meehl GA (2010) Challenges in combining projections from multiple climate models. *J Clim* 23(10):2739–2758
- Kuzmina SI, Bengtsson L, Johannessen OM, Drange H, Bobylev LP, Miles MW (2005) The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophys Res Lett* 32:L04703. doi:[10.1029/2004GL021064](https://doi.org/10.1029/2004GL021064)
- Le Cozannet G, Lecacheux S, Delvallee E, Desramaut N, Oliveros C, Pedreros R (2011) Teleconnection pattern influence on sea-wave climate in the Bay of Biscay. *J Clim* 24(3):641–652
- Lindgren F, Geladi P, Wold S (1993) The kernel algorithm for PLS. *J Chemom* 7(1):45–59
- Lopez-Moreno JI, Vicente-Serrano SM, Moran-Tejeda E, Lorenzo-Lacruz J, Kenawy A, Beniston M (2011) Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century. *Global Planet Change* 77(1–2):62–76
- Lorber A, Kowalski BR (1988) A note on the use of the partial least-squares method for multivariate calibration. *Appl Spectrosc* 42(8):1572–1574
- Lucarini V, Russell GL (2002) Comparison of mean climate trends in the Northern Hemisphere between National Centers for Environmental Prediction and two atmosphere-ocean model forced runs. *J Geophys Res Atmos* 107(D15). doi:[10.1029/2001JD001247](https://doi.org/10.1029/2001JD001247)
- Luo DH, Gong TT, Diao Y, Zhou W (2007) Storm tracks and annular modes. *Geophys Res Lett* 34:L17701. doi:[10.1029/2007GL030436](https://doi.org/10.1029/2007GL030436)
- Mariotti A, Dell'Aquila A (2012) Decadal climate variability in the Mediterranean region: roles of large-scale forcings and regional processes. *Clim Dyn* 38(5–6):1129–1145
- Marti O, Braconnot P, Bellier J, Benshila R, Bony S, Brockmann P, Cadule P, Caubel A, Denvil S, Dufresne JL, Fairhead L, Filiberti MA, Foujols MA, Fichet T, Friedlingstein P, Gosse H, Grandpeix JY, Hourdin FF, Krinner G, Lvi C, Madec G, Musat I, de Noblet N, Polcher J, Talandier C (2006) The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. Note Ple Modlisation IPSL 26:1–86
- McHugh MJ, Rogers JC (2005) Multi-model representation of the North Atlantic Oscillation in the 20th and 21st centuries. *Geophys Res Lett* 32:L21713. doi:[10.1029/2005GL023679](https://doi.org/10.1029/2005GL023679)
- McIntosh AR, Lobaugh NJ (2004) Partial least squares analysis of neuroimaging data: applications and advances. *Neuroimage* 23:S250–S263
- McIntosh PC, Ash AJ, Smith MS (2005) From oceans to farms: the value of a novel statistical climate forecast for agricultural management. *J Clim* 18(20):4287–4302
- Meehl GA, Covey C, Delworth T, Latif M, McAvaney B, Mitchell JFB, Stouffer RJ, Taylor KE (2007) The WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research. *Bull Am Meteorol Soc* 88(9):1383–1394
- Miller RL, Schmidt GA, Shindell DT (2006) Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models. *J Geophys Res* 111:D18101. doi:[10.1029/2005JD006323](https://doi.org/10.1029/2005JD006323)
- Molteni F, King MP, Kucharski F, Straus DM (2011) Planetary-scale variability in the northern winter and the impact of land-sea thermal contrast. *Clim Dyn* 37(1–2):151–170
- Moore GWK, Renfrew IA, Pickart RS (2013) Multidecadal mobility of the North Atlantic oscillation. *J Clim* 26(8):2453–2466
- Naes T, Martens H (1985) Comparison of prediction methods for multicollinear data. *Commun Stat Simul Comput* 14(3):545–576
- Nieto S, Frias MD, Rodriguez-Puebla C (2004) Assessing two different climatic models and the NCEP-NCAR reanalysis data for the description of winter precipitation in the Iberian Peninsula. *Int J Climatol* 24(3):361–376
- Nieto S, Rodriguez-Puebla C (2006) Comparison of precipitation from observed data and general circulation models over the Iberian Peninsula. *J Clim* 19(17):4254–4275

- OrtizBevia MJ, Alvarez-Garcia FJ, Liguori G, Carretero JH (2012) The Western Mediterranean summer variability and its feedbacks. *Clim Dyn* 39(12):3103–3120
- Osborn TJ, Briffa KR, Tett SFB, Jones PD, Trigo RM (1999) Evaluation of the North Atlantic oscillation as simulated by a coupled climate model. *Clim Dyn* 15(9):685–702
- Osborn TJ (2004) Simulating the winter North Atlantic oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Clim Dyn* 22(6–7):605–623
- Osborn T (2011) Variability and changes in the North Atlantic oscillation index. In: Vicente-Serrano SM, Trigo RM (eds) Hydrological, socioeconomic and ecological impacts of the North Atlantic oscillation in the Mediterranean Region, *Advances in Global Change Research*, vol 46. Springer Science+Business Media B. V., New York, pp 9–22
- Panagiotopoulos F, Shahgedanova M, Stephenson DB (2002) A review of Northern Hemisphere winter-time teleconnection patterns. *J Phys IV (Proceedings)* 12(10):27–47
- Pinto JG, Zacharias S, Fink AH, Leckebusch GC, Ulbrich U (2009) Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. *Clim Dyn* 32(5):711–737
- Preisendorfer RW (1988) *Principal component analysis in meteorology and oceanography*. Elsevier, New York
- Quadrelli R, Wallace JM (2004) A simplified linear framework for interpreting patterns of Northern Hemisphere wintertime climate variability. *J Clim* 17(19):3728–3744
- Richman MB (1986) Rotation of principal components. *J Climatol* 6(3):293–335
- Rodriguez-Fonseca B, Rodriguez-Puebla C (2010) Climate teleconnections affecting Iberian Peninsula. Climate variability, Predictability and expected changes. In: Perez FF, Boscolo R (eds) *Report climate in Spain: past, present and future*, CLIVAR-Spain, chap.4, pp 53–67
- Rodriguez-Fonseca B, Sanchez E, Arribas A (2005) Winter climate variability changes over Europe and the Mediterranean region under increased greenhouse conditions. *Geophys Res Lett* 32:L13702. doi:10.1029/2005GL022800
- Rodriguez-Puebla C, Encinas AH, Nieto S, Garmendia J (1998) Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *Int J Climatol* 18(3):299–316
- Rodriguez-Puebla C, Nieto S (2010) Trends of precipitation over the Iberian Peninsula and the North Atlantic oscillation under climate change conditions. *Int J Climatol* 30(12):1807–1815
- Rospal R, Kramer N (2006) Overview and recent advances in partial least squares. Subspace, latent structure and feature selection 3940:34–51
- Salas-Melia D, Chauvin F, Deque M, Douville H, Gueremy JF, Marquet P, Planton S, Royer JF, Tyteca S (2005) Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. CNRM working note 103:36
- Schenk F, Wagner S, Zorita E (2009) Nonstationarity between the North Atlantic Oscillation (NAO) and its climate impact on Northern Europe. In AGU Fall meeting abstracts, vol 1, p 0261
- Schmidt GA, Ruedy R, Hansen JE, Aleinov I, Bell N, Bauer M, Bauer S, Cairns B, Canuto V, Cheng Y, Del Genio A, Faluvegi G, Friend AD, Hall TM, Hu YY, Kelley M, Kiang NY, Koch D, Lacis AA, Lerner J, Lo KK, Miller RL, Nazarenko L, Oinas V, Perlwitz J, Rind D, Romanou A, Russell GL, Sato M, Shindell DT, Stone PH, Sun S, Tausnev N, Thresher D, Yao MS (2006) Present-day atmospheric simulations using GISS ModelE: comparison to in situ, satellite, and reanalysis data. *J Clim* 19(2):153–192
- Scoccimarro E, Gualdi S, Fogli PG, Manzini E, Grezio A, Navarra A (2007). INGV-SXG: a coupled atmosphere ocean sea-ice general circulation climate model. CMCC Research Paper, 15
- Sen PK (1968) Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *J Am Stat Assoc* 63(324):1379–1389
- Smoliak BV, Wallace JM, Stoelinga MT, Mitchell TP (2010) Application of partial least squares regression to the diagnosis of year-to-year variations in Pacific Northwest snowpack and Atlantic hurricanes. *Geophys Res Lett* 37:L03801. doi:10.1029/2009GL041478
- Stephenson DB, Pavan V, Collins M, Junge MM, Quadrelli R, Participating CMG (2006) North Atlantic oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment. *Clim Dyn* 27(4):401–420
- Stoner AMK, Hayhoe K, Wuebbles DJ (2009) Assessing general circulation model simulations of atmospheric teleconnection patterns. *J Clim* 22(16):4348–4372
- Tan YX, Shi LB, Tong WD, Hwang GTG, Wang C (2004) Multi-class tumor classification by discriminant partial least squares using microarray gene expression data and assessment of classification models. *Comput Biol Chem* 28(3):235–244
- Taylor KE (2001) Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res Atmos* 106(D7):7183–7192
- Tebaldi C, Knutti R (2007) The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philos Trans R Soc Math Phys Eng Sci* 365(1857):2053–2075
- Thompson DWJ, Wallace JM (2001) Regional climate impacts of the northern hemisphere annular mode. *Science* 293(5527):85–89
- Tobias RD (1995) An introduction to partial least squares regression. In: *Proceedings of annual SAS users group international conference*, 20th, Orlando, FL
- Trenberth KE, Branstator GW, Karoly D, Kumar A, Lau NC, Ropelewski C (1998) Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J Geophys Res Oceans* 103(C7):14291–14324
- Ulbrich U, Christoph M (1999) A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Clim Dyn* 15(7):551–559
- Vicente-Serrano SM, Lopez-Moreno JJ (2008) Nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation. *J Geophys Res Atmos* 113:D20120. doi:10.1029/2008JD010382
- Villarini G, Smith JA, Vitolo R, Stephenson DB (2013) On the temporal clustering of US floods and its relationship to climate teleconnection patterns. *Int J Climatol* 33(3):629–640
- Von Storch H (1995) *Spatial patterns: EOFs and CCA*. In: von Storch H, Navarra A (eds) *Anal Clim Var*. Springer-Verlag, India, pp 227–258
- Wallace JM, Gutzler DS (1981) Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon Weather Rev* 109(4):784–812
- Wallace JM, Fu Q, Smoliak BV, Lin P, Johanson CM (2012) Simulated versus observe patterns of warming over the extratropical Northern Hemisphere continents during the cold season. *Proc Natl Acad Sci* 109(36):14337–14342
- Wang Y-H, Magnusdottir G (2012) The shift of the northern node of the NAO and cyclonic rossby wave breaking. *J Clim* 25(22):7973–7982
- Washington WM, Weatherly JW, Meehl GA, Semtner AJ, Bettge TW, Craig AP, Strand WG, Arblaster J, Wayland VB, James R, Zhang Y (2000) Parallel climate model (PCM) control and transient simulations. *Clim Dyn* 16(10–11):755–774
- Wold H (1966) Estimation of principal components and related models by iterative least squares. In: Krishnaiah PJ (ed) *Multivar Anal*. Academic Press, New York, pp 391–420



- Wold S, Ruhe A, Wold H, Dunn WJ (1984) The collinearity problem in linear-regression. The partial least squares (PLS) approach to generalized inverses. *Siam J Sci Stat Comput* 5(3):735–743
- Wold S, Sjostrom M, Eriksson L (2001) PLS-regression: a basic tool of chemometrics. *Chemom Intell Lab Syst* 58(2):109–130
- Woollings T, Hannachi A, Hoskins B, Turner A (2010) A regime view of the North Atlantic oscillation and its response to anthropogenic forcing. *J Clim* 23(6):1291–1307
- Wyatt MG, Kravtsov S, Tsonis AA (2012) Atlantic multidecadal oscillation and northern hemisphere's climate variability. *Clim Dyn* 38:929–949
- Yongqiang Y, Xuehong Z, Yufu G (2004) Global coupled ocean–atmosphere general circulation models in LAGS/IAP. *Adv Atmos Sci* 21(3):444–455
- Yue S, Wang CY (2004) The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water Resour Manag* 18(3):201–218
- Yukimoto S, Noda A, Kitoh A, Hosaka M, Yoshimura H, Uchiyama T, Shibata K, Arakawa O, Kusunoki S (2006) Present-day climate and climate sensitivity in the Meteorological Research Institute coupled GCM version 2.3 (MRI-CGCM2.3). *J Meteorol Soc Jpn* 84(2):333–363