



Facultade de Ciencias do Mar

Universidade de Vigo

FACULTAD DE
CIENCIAS DEL MAR



Máster Interuniversitario en Oceanografía

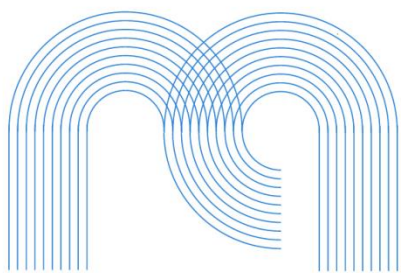
Trabajo de Fin de Máster

EVAPORACIÓN OCEÁNICA Y TRANSPORTE DE HUMEDAD HACIA EL ÁRTICO

María Sánchez Urrea

Tutores: Marta Vázquez Domínguez; Luis Gimeno Presa

Septiembre de 2020



Facultade de Ciencias do Mar

Universidade de Vigo

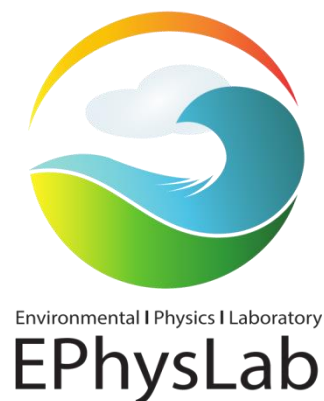
María Sánchez Urrea

TRABAJO DE FIN DE MÁSTER

Evaporación oceánica y transporte de humedad hacia el Ártico

Dirigida por los doctores Marta Vázquez Domínguez
y Luis Gimeno Presa

Septiembre de 2020



Dra. Marta Vázquez Domínguez, investigadora del grupo EphysLab (*Environmental Physics Laboratory*) de la Universidad de Vigo, y **Dr. Luis Gimeno Presa**, investigador del departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo.

INFORMAN:

Que el trabajo titulado "Evaporación oceánica y transporte de humedad hacia el Ártico" presentado por **Dña. María Sánchez Urrea**, con **D.N.I.: 51136817C**, ha sido realizado bajo nuestra dirección en el departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo, y autorizamos su presentación como Trabajo Fin de Máster del Máster Interuniversitario en Oceanografía al considerarlo apto para ser defendido.

Vigo, 11 de Septiembre de 2020

Marta Vázquez Domínguez

Luis Gimeno Presa

Índice

Resumen.....	iii
<i>Abstract</i>	iv
Lista de Figuras	v
Lista de Acrónimos	viii
1. Introducción	1
1.1. Modos de variabilidad climática.....	5
1.1.1. <i>Patrones de teleconexión</i>	5
1.1.2. <i>Patrón de bloqueo de los Urales</i>	7
1.2. Motivación del estudio	8
2. Objetivos	10
3. Material y Métodos	11
3.1. Área de estudio.....	11
3.2. Datos	12
3.3. Modelo FLEXPART	15
3.4. Análisis estadístico	17
3.4.1. <i>Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF)</i>	17
3.4.2. <i>Análisis de Composites (CA)</i>	20
3.4.3. <i>Método bootstrap</i>	22
4. Resultados	24
4.1. Climatología y variabilidad interanual del transporte de humedad	24
4.2. Patrones de teleconexión	28
4.2.1. <i>Oscilación Ártica (AO)</i>	28
4.2.2. <i>Dipolo Ártico (AD)</i>	32
4.2.3. <i>Oscilación del Atlántico Norte (NAO)</i>	35
4.3. Patrón de bloqueo de los Urales	38
4.3.1. <i>Bloqueo de los Urales (UB)</i>	38
4.3.2. <i>Bloqueo de los Urales y la NAO</i>	40
5. Discusión	45
6. Conclusiones	53
Referencias.....	54
Anexos	63

Resumen

El Ártico ha experimentado profundos cambios en las últimas décadas, algunos de ellos estrechamente relacionados con los efectos derivados de una mayor concentración de vapor de agua en la atmósfera. El presente estudio trata de esclarecer la modulación que los principales modos de variabilidad climática que afectan al Ártico ejercen sobre el transporte de humedad proveniente de la fuente del Noratlántica (NATL). Para ello, el modelo Lagrangiano FLEXPART (*FLEXible PARTicle dispersion model*) fue utilizado en el análisis de la contribución de la fuente a la precipitación observada en la región para el período 1980-2018. El impacto de la oscilación Ártica (AO), el dipolo Ártico (AD), la oscilación del Atlántico Norte (NAO) y el patrón de bloqueo de los Urales (UB) sobre la variabilidad del transporte durante las estaciones de invierno y verano fue investigado. Los índices de la AO y el AD fueron obtenidos a partir del análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF), llevado a cabo sobre las anomalías estandarizadas de datos del reanálisis de ERA-Interim de presión media a nivel mar (MSLP) al norte de 70° de latitud. La fuente NATL afecta especialmente al mar de Labrador, los mares de Groenlandia y Noruega, así como a la franja norte del propio océano. No obstante, determinados modos de variabilidad fomentan la intrusión de vapor en la Bahía de Baffin o los mares de Barents y Kara. Se ha encontrado que la fase positiva de la AO (AO^+) favorece un transporte de humedad de largo alcance en ambas estaciones, con efectos significativos sobre la precipitación que se extienden hasta el mar de Kara. La fase positiva de la NAO (NAO^+) y la negativa del dipolo Ártico (AD^-) ejercen una influencia muy similar durante los meses de verano. Por otra parte, la variabilidad de las precipitaciones sobre el mar de Labrador y la Bahía de Baffin se muestra significativamente afectada durante eventos negativos de la AO (AO^-) y la NAO (NAO^-) y eventos positivos de la AD (AD^+), especialmente durante el invierno. Estudios previos sugieren que la combinación $UB-NAO^+$ favorece el transporte de humedad e incrementa de forma significativa el vapor de agua en la región de Kara-Barents. Los resultados obtenidos sugieren que su origen podría no estar ligado completamente a la fuente NATL. Los resultados obtenidos aportan nuevas perspectivas a la complejidad de los procesos involucrados en el transporte de humedad hacia el Ártico.

Palabras clave: Sistema Ártico, transporte de humedad, modos de variabilidad climática, método Lagrangiano.

Abstract

The Arctic has undergone profound changes in the recent decades, some of them closely related to the effects of a higher concentration of water vapour in the atmosphere. This study tries to clarify the modulation that the main modes of climate variability affecting the Arctic exert on the moisture transport from the North Atlantic source (NATL). To this end, the Lagrangian model FLEXPART (FLEXible PARTicle dispersion model) was used to analyse the source contribution to precipitation observed in the region over the period 1980–2018. The impact of Arctic Oscillation (AO), Arctic Dipole (AD), North Atlantic Oscillation (NAO) and Ural Blocking pattern (UB) on transport variability during winter and summer seasons was investigated. The AO and AD index were obtained from the Empirical Orthogonal Functions Analysis (EOF), conducted on standardized anomalies of mean sea level pressure (MSLP) from ERA-Interim re-analysis northward 70° N. The NATL source particularly affects Labrador Sea, Greenland Sea and Norway Sea, as well as the northern sector of the ocean itself. However, certain modes of variability encourage the intrusion of moisture into Baffin Bay or Barents-Kara Sea. The positive phase of AO (AO⁺) has been found to lead long-range moisture transport in both seasons, with significant effects on precipitation that even reach Kara Sea. The positive phase of NAO (NAO⁺) and the negative arctic dipole (AD⁻) exert a very similar influence during the summer months. Moreover, the variability of rainfall over Labrador Sea and Baffin Bay is significantly affected during negative AO (AO⁻) and NAO events (NAO⁻) and positive AD events (AD⁺), especially during winter. Previous studies suggest that the UB-NAO⁺ combination intensify the moisture transport and significantly increase the water vapour over Kara-Barents region. It suggests that its origin may not be completely linked to the NATL source. The results obtained present new perspectives into the complex processes involved in the moisture transport toward the Arctic.

Keywords: Arctic System, moisture transport, modes of climate variability, Lagrangian method.

Lista de Figuras

- 1.1. Principales modos de variabilidad climática que afectan a la región Ártica y su configuración asociada a un mayor transporte de humedad hacia el sistema. Las principales áreas de humedad se muestran coloreadas en marrón, conectadas por flechas que simulan el transporte de humedad desde la fuente hacia el sumidero. La oscilación del Atlántico Norte (azul) en su fase positiva (NAO+) en combinación con el bloqueo anticiclónico de los Urales (azul) favorece la entrada de humedad desde el océano Atlántico ([Luo et al., 2017](#)). La fase positiva de la oscilación Ártica (AO+) y el dipolo Ártico (AD) se muestran en rojo y verde ([Overland y Wang, 2010](#)), respectivamente. L (H) denota anomalías negativas (positivas) de altura geopotencial. Imagen tomada de [Gimeno et al., 2019](#).....9
- 3.1. Situación geográfica del Sistema Ártico definido por [Roberts et al., \(2010\)](#) (línea roja). La extensión de fuente de humedad del Atlántico Norte media anual para el periodo 1980–2012, calculada por [Vázquez et al., \(2016\)](#), se muestra delineada en negro.....11
- 3.2. Distribución espacial del primer modo de variabilidad (EOF) de las anomalías estandarizadas de altura geopotencial a 500 hPa sobre el sector atlántico (20–90° N; 80° O–40° E) para los para las estaciones de a) invierno y b) verano durante el período 1980–2018.....13
- 3.3. Serie temporal del índice de la NAO diario, promediada anualmente para el período 1980–2018 para las estaciones de a) invierno y b) verano. Datos obtenidos del portal de Centro de Predicción Climática....14
- 3.4. Componentes principales (PCs), promediados anualmente, correspondientes a los dos primeros EOFs para el sector 70–90° N para las estaciones de a) invierno y b) verano durante el período 1980–2018. El PC1(AO) se muestra en azul y el PC2 (AD) en marrón.....19
- 3.5. Mapas de regresión del campo de anomalías diarias estandarizadas de MSLP, correspondientes a los dos primeros modos de variabilidad obtenidos del análisis EOF: AO (arriba) y AD (abajo) para a) invierno y b) verano.....20
- 4.1. Climatología media anual y estacional de la precipitación (mm/día) proveniente de la fuente NATL para el periodo 1980–2018. a) Promedio anual; b) estación de invierno (DEF); y c) estación de verano (JJA). La extensión promedio de la fuente NATL ([Vázquez et al., 2016](#)) se muestra en negro; mientras el Sistema Ártico definido por [Roberts et al., \(2010\)](#) aparece delineado en gris.....25
- 4.2. Variación estacional de la extensión de la fuente Noratlántica (NATL) calculada por [Vázquez et al., \(2016\)](#). El contorno negro se corresponde con la extensión anual promedio, el verde representa la extensión de invierno (DEF) y el naranja la de verano (JJA).....26
- 4.3. Tendencia (línea continua) de los valores medios anuales de precipitación (mm/día) en el Sistema Ártico definido por [Roberts et al., \(2010\)](#) durante el período 1980–2018 para a) el ciclo anual completo: $y = -6.02 (\pm 5.31)x + 15604.96 (\pm 10612.97)$; b) la estación de invierno (DEF): $y = -3.05 (\pm 8.38)x + 11091.73 (\pm 16758.59)$; y c) la estación de verano (JJA): $y = -24.07 (\pm 7.62)x + 51766.78 (\pm 15227.47)$. El área sombreada señalan el intervalo de confianza de 95%.....27
- 4.4. Número acumulado de días en eventos de fase positiva (rojo) y negativa (azul) de la AO durante las estaciones de: a) invierno (DEF) y b) verano (JJA) durante el período 1980–2018.....29

4.5. Influencia de la AO sobre el transporte de humedad desde la fuente NATL (negro) hacia el Sistema Ártico (gris). Diferencias en la precipitación (mm/día) entre composites para la fase positiva y negativa durante las estaciones de a) y b) invierno y c) y d) verano para el período 1980-2018. Regiones significativas al 90%, obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites de eventos AO ⁺ y AO ⁻ para e) invierno y f) verano.....	31
4.6. Número acumulado de días en eventos de fase positiva (rojo) y negativa (azul) de la AD durante las estaciones de: a) invierno (DEF) y b) verano (JJA) durante el período 1980–2018.....	33
4.7. Influencia del AD sobre el transporte de humedad desde la fuente NATL (negro) hacia el Sistema Ártico (gris). Diferencias en la precipitación (mm/día) entre composites para la fase positiva y negativa durante las estaciones de a) y b) invierno y c) y d) verano para el período 1980-2018. Regiones significativas al 90%, obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites de eventos AD ⁺ y AD ⁻ para e) invierno y f) verano.....	34
4.8. Número acumulado de días en eventos de fase positiva (rojo) y negativa (azul) de la NAO durante las estaciones de: a) invierno (DEF) y b) verano (JJA) durante el período 1980–2018.....	36
4.9. Influencia de la NAO sobre el transporte de humedad desde la fuente NATL (negro) hacia el Sistema Ártico (gris). Diferencias en la precipitación (mm/día) entre composites para la fase positiva y negativa durante las estaciones de a) y b) invierno y c) y d) verano para el período 1980-2018. Regiones significativas al 90%, obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites de eventos NAO ⁺ y NAO ⁻ para e) invierno y f) verano.....	37
4.10. Número de días de bloqueo de los Urales para las estaciones de invierno (DEF) y verano (JJA) durante el período 1980–2018.....	38
4.11. Influencia del patrón de bloqueo de los Urales sobre el transporte de humedad desde la fuente NATL (negro) hacia el Sistema Ártico (gris). Diferencias en la precipitación (mm/día) entre composites para los eventos de bloqueo durante las estaciones de a) invierno y b) verano para el período 1980-2018.....	39
4.12. Regiones significativas al 90%, obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites de eventos UB y climatología estacional para a) invierno y b) verano.....	40
4.13. Días de bloqueo coincidentes con eventos de fase positiva (rojo) y negativa (azul) de la NAO durante las estaciones de: a) invierno (DEF) y b) verano (JJA) para el período 1980–2018.....	41
4.14. Diferencias en la precipitación (mm/día) sobre el Sistema Ártico (gris) entre composites para la combinación de a) UB-NAO ⁺ y c) UB-NAO ⁻ con respecto a la diferencia de b) NAO ⁺ y d) NAO ⁻ no coincidente con días de UB durante la estación de invierno (DEF) para el período 1980-2018. e) y f) Regiones significativas al 90% obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites.....	43
4.15. Diferencias en la precipitación (mm/día) sobre el Sistema Ártico (gris) entre composites para la combinación de a) UB-NAO ⁺ y c) UB-NAO ⁻ con respecto a la diferencia de b) NAO ⁺ y d) NAO ⁻ no coincidente con días de UB durante la estación de verano (JJA) para el período 1980-2018. e) y f) Regiones significativas al 90% obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites.....	44
5.1. Representación esquemática del transporte de humedad (flechas verdes) hacia el Ártico desde la fuente NATL durante eventos de a) AO ⁺ y b) AO ⁻ . La extensión de fuente de humedad del Atlántico Norte media anual para el periodo 1980–2012, calculada por Vázquez <i>et al.</i> , (2016), se muestra delineada en negro. L (H) hacen referencia a un tipo de circulación ciclónica (anticiclónica).....	47

5.2. Representación esquemática del transporte de humedad (flechas verdes) hacia el Ártico desde la fuente NATL durante eventos de a) AD^+ y b) AD^- . La extensión de fuente de humedad del Atlántico Norte media anual para el periodo 1980–2012, calculada por Vázquez et al., (2016) , se muestra delineada en negro. L (H) hacen referencia a un tipo de circulación ciclónica (anticiclónica).....	49
5.3. Representación esquemática del transporte de humedad (flechas verdes) hacia el Ártico desde la fuente NATL durante eventos de a) NAO^+ y b) NAO^- . La extensión de fuente de humedad del Atlántico Norte media anual para el periodo 1980–2012, calculada por Vázquez et al., (2016) , se muestra delineada en negro. L (H) hacen referencia a un tipo de circulación ciclónica (anticiclónica).....	50
A. Correlaciones de Pearson entre la precipitación diaria total sobre el Sistema Ártico definido por Roberts et al., (2010) y el índice diario de AO y AD correspondientes a los eventos identificados durante el período 1980-2018 para invierno (DEF) y verano (JJA). $p > 0.5$	65
B. Correlaciones de Pearson entre la precipitación diaria (mm/día) total sobre el Sistema Ártico definido por Roberts et al., (2010) y el índice diario de NAO correspondientes a los eventos identificados durante el período 1980-2018 para invierno (DEF) y verano (JJA). $p > 0.5$	66
C. Correlaciones de Pearson entre la precipitación diaria (mm/día) total sobre el Sistema Ártico definido por Roberts et al., (2010) y la intensidad de bloqueo del UB correspondientes a los eventos identificados durante el período 1980-2018 para invierno (DEF) y verano (JJA). $p > 0.5$	66

Lista de Acrónimos

Siglas	Aclaración terminológica
AD	<i>Arctic Dipole</i>
AO	<i>Arctic Oscillation</i>
ARs	<i>Atmospheric Rivers</i>
BKS	<i>Barents-Kara Sea</i>
CA	<i>Composite Analysis</i>
CAOs	<i>Cold Air Outbreaks</i>
C-C	Ecuación de Clausius-Clapeyron
CFS	<i>Global Forecast System</i>
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
EAM	<i>East Asian Monsoon</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EOF	<i>Empirical Orthogonal Functions</i>
ERA-Interim	ERA-Interim
FYI	<i>First-year Ice</i>
GEI	Gases de Efecto Invernadero
IGEO	Instituto de Geociencias
MERRA	<i>Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications</i>
MSLP	<i>Mean Sea Level Pressure</i>
MYI	<i>Multi-year Ice</i>
NAM	<i>Northern Annular Mode</i>
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
NATL	<i>North Atlantic</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PJ	<i>Polar Jet Stream</i>
PNJ	<i>Polar-Night Jet</i>
PWA	<i>Precipitable Water for the entire Atmosphere</i>
SAT	<i>Surface Air Temperature</i>
TDS	<i>Transpolar Drift Stream</i>
UB	<i>Ural Blocking</i>

1. Introducción

El Ártico es considerado uno de los sistemas más vulnerables ante el cambio climático (Anisimov *et al.*, 2007). En las últimas décadas ha experimentado una severa transformación. Algunos de los cambios más evidentes son: i) el aumento de la temperatura – dos veces superior a la media global (fenómeno conocido como Amplificación Ártica) – debido al *feedback* positivo que el hielo establece con distintos mecanismos (ej.: el albedo, la temperatura superficial del agua o la humedad del aire) (Cohen *et al.*, 2014; Vihma, 2014); ii) el marcado declive de la extensión y espesor de la banquisa, especialmente durante el período estival (Serreze & Meier, 2019); iii) el aumento de la proporción de hielo estacional (FYI, *First-year Ice*) frente al multianual (MYI, *Multi-year Ice*) (Comiso, 2012; Stroeve *et al.*, 2012); o iv) la pérdida de masa de glaciares y casquetes polares, los cuales contribuyen a la subida del nivel mar (Gardner *et al.*, 2011). Estudios recientes focalizan además la atención en el impacto inverso que ejerce la retirada del hielo sobre la atmósfera (Orsolini *et al.*, 2011; Hopsch *et al.*, 2012). La complejidad del sistema y la variabilidad regional hacen prácticamente imposible la atribución de los cambios observados a un único factor. El aumento de la concentración de vapor de agua en la atmósfera – siendo éste uno de los gases de efecto invernadero (GEI) más abundantes y eficientes – ha suscitado el interés de la comunidad científica y ha puesto de relieve la necesidad de mejorar el conocimiento actual de cómo afecta el ciclo hidrológico a la región Ártica y de los mecanismos implicados en su variabilidad.

El **ciclo hidrológico** juega un papel fundamental en el sistema climático terrestre. Éste es resultado de una circulación continua de agua (en diferentes estados físicos) a través de una serie de reservorios interconectados – océanos, banquisas de hielo, glaciares, atmósfera o ríos son algunos de los más importantes –, que involucra además procesos de evaporación, transporte atmosférico de humedad, condensación, precipitación y escorrentía superficial (Barry y Chroleay, 2010). La elevada capacidad calorífica del vapor de agua lo convierte en un elemento fundamental en el balance energético global. Al condensar libera calor latente, importante fuente de energía que alimenta la dinámica de la atmósfera (Trenberth & Stepaniak, 2003). Es además un regulador de la radiación infrarroja, siendo responsable del ~60% del efecto invernadero natural del planeta (Kiehl & Trenberth, 1997;

Barry & Chroley, 2010). En el contexto actual de **calentamiento global**, su elevada sensibilidad a la temperatura – relación definida en la ecuación de Clausius-Clapeyron (C-C) – ha puesto de nuevo el foco sobre la relevancia de este gas y los mecanismos de retroalimentación en los que se halla inmerso. Los modelos climáticos pronostican que el *feedback* positivo entre temperatura y concentración de GEI en la atmósfera dará lugar a un aumento de la evaporación y la precipitación global (*Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, 2013). Esta intensificación del ciclo hidrológico podría alterar la localización e intensidad de las fuentes de humedad, además de potenciar el transporte hacia las regiones sumidero (Gimeno *et al.*, 2012). La magnitud de estas predicciones varía según el modelo y el escenario sobre el que se fundamentan; no obstante existe cierto consenso en los resultados. De acuerdo a la C-C y considerando que la humedad específica de la troposfera permanece constante, los modelos predicen un **incremento de la humedad atmosférica en torno al 6-7%** por cada grado Kelvin que ascienda la temperatura media global. Sin embargo, una mayor concentración de vapor de agua en la atmósfera no se traduciría íntegramente en precipitación. En sus análisis Allen *et al.* (2002), Held *et al.*, (2006) o Wentz *et al.* (2007) constataron que la precipitación crecería a una tasa de $\sim 2\% \text{ K}^{-1}$, especialmente en bandas de latitud elevada y regiones tropicales. Los impactos del calentamiento global muestran profundas diferencias regionales, por lo que se espera que la variabilidad local de las precipitaciones sea también elevada (*Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, 2013).

En el **Ártico**, las proyecciones a largo plazo predicen un aumento de la precipitación superior a la media global ($\sim 4.5\% \text{ K}^{-1}$) (Bintanja & Selten, 2014). El **transporte de humedad** desde fuentes externas se ha intensificado en las últimas décadas (Zhang *et al.*, 2013) y se prevé un aumento en la evaporación local (Bintanja & Selten, 2014). La mayor concentración de vapor de agua en la atmósfera afecta a la nubosidad, la precipitación y la temperatura del aire – cuyo aumento deriva del efecto invernadero y la liberación de calor latente. El forzamiento radiativo de las nubes es positivo durante la mayor parte del año (Intrieri *et al.*, 2002). Un incremento de la nubosidad en invierno, temporada en la que predominan los cielos claros, afectaría gravemente al balance provocando que una mayor proporción de la radiación infrarroja se reemitiera hacia la superficie (Serreze & Barry, 2011). El tipo, la altura o la composición de las nubes son también factores determinantes en la respuesta del hielo (Intrieri *et al.*, 2002; Eastman & Warren, 2010). Episodios de mínima extensión de la capa favorecen la evaporación local dada la mayor superficie

oceánica que permanece al descubierto, aumentando la nubosidad en la región (*feedback* positivo) (Vavrus *et al.*, 2011). Los **efectos de la precipitación** sobre el Sistema Ártico difieren en función de la forma (lluvia o nieve), la intensidad, la estacionalidad y la región (Gimeno-Sotelo *et al.*, 2019). Por ello, sus impactos sobre la **capa de hielo** pueden llegar a ser confusos o incluso contradictorios. En verano las precipitaciones en forma de nieve, la cual posee un alto nivel de reflectividad, reducen el deshielo (Curry, Schramm, & Ebert, 1995; Chen *et al.*, 2008). En las regiones terrestres colindantes, ésta se acumula durante el invierno sobre glaciares y capas de hielo aumentando su espesor – única fuente implicada en su balance de masa (Mortin *et al.*, 2016). Durante la estación estival, gran parte del hielo acumulado en estas zonas se derrite. Ello, unido a la descarga fluvial – que ha aumentado en las últimas décadas (Dai & Trenberth, 2002; Peterson *et al.*, 2002) – supone un importante aporte de agua dulce para el océano Ártico y sus mares marginales. Este aporte altera la posición de la haloclina permanente, afectando a la estratificación de la columna, la formación de hielo o circulación de aguas profundas (Carmack, *et al.*, 2015). En invierno, la nieve puede estimular la insolación térmica reduciendo el desarrollo de la capa. Por otra parte, la lluvia siempre aparece correlacionada de forma positiva con el aumento del deshielo (Doyle *et al.*, 2015; Bintanja, 2018).

Numerosos **mecanismos** han sido identificados como potenciales promotores de la intensificación del transporte de humedad hacia el Ártico. A escalas de tiempo sinópticas, destacan: i) Eventos extremos de transporte asociados a **ondas planetarias** (ondas de Rossby atmosféricas) (Wood *et al.*, 2013; Liu & Barnes, 2015). Éstas se manifiestan en latitudes medias del hemisferio norte como marcadas crestas y vaguadas de la presión superficial a 500 hPa, y son resultado del debilitamiento del vórtice polar (Barry & Chroleay, 2010). Liu & Barnes (2015) establecen un nexo entre la entrada anómala de humedad al sistema y la rotura (ciclónica y anticiclónica) de las ondas. Se atribuyen a esta causa más del 50% del transporte que atraviesa el límite 60° N a escala de días y se asocia el tipo de rotura dominante a la movilidad latitudinal que experimenta la corriente en chorro polar (PJ, *polar jet stream*) durante las estaciones de verano (rotura anticiclónica) e invierno (rotura ciclónica). Estudios como los de Strong & Magnusdottir (2008) o Ryoo *et al.*, 2013 evalúan la relación que estas ondas desarrollan con modos de variabilidad climática. ii) Los **ríos atmosféricos** (ARs, *Atmospheric Rivers*), corredores estrechos asociados a vientos intensos en niveles troposféricos bajos que transportan grandes volúmenes de vapor de agua (Gimeno *et al.*, 2016). Newman *et al.* (2012) y Payne &

Magnusdottir (2014) encuentran correlaciones positivas entre estas anomalías de baja frecuencia y el transporte de humedad extra-tropical.

A escala anual, el creciente número de **ciclones** (*eddies* transitorios) que logran alcanzar la región, constituye uno de los principales mecanismos de transporte (Villamil-Otero *et al.*, 2018). Jakobson & Vihma (2010) sugieren que más del 80% del flujo de humedad meridional que atraviesa anualmente el límite de 70° N es aportado por esta tipología de *eddy*, frente al aportado por *eddies* estacionarios (<10%) o por la circulación meridional promedio (1–12%, variable según la estación). Sorteberg & Walsh (2008) estiman que la actividad ciclónica localizada en los mares de Groenlandia y Siberia Oriental sería responsable del 55% de la variabilidad anual del transporte.

Finalmente, para escalas de tiempo superiores, el incremento de humedad podría estar relacionado con: i) El aumento de la **evaporación** en latitudes medias (Gimeno *et al.*, 2013). ii) Los **patrones de teleconexión** y la circulación atmosférica a gran escala, cuya variabilidad podría jugar un papel decisivo en la regulación del transporte. Pese a que aún no existe un mapa preciso del funcionamiento del sistema, son varios los modos de variabilidad que han sido reseñados por favorecer la intensificación del transporte. Entre ellos, el bloqueo atmosférico de los Urales (UB), la oscilación Ártica (AO, Arctic Oscillation), el dipolo Ártico (AD, Arctic Dipole) y la oscilación del Atlántico Norte (NAO, North Atlantic Oscillation) (Gimeno *et al.*, 2019). En su estudio, Jakobson & Vihma (2010) analizaron los índices de la AO y la NAO en relación al flujo de humedad meridional y a la precipitación anual neta, obteniendo correlaciones significativas para el transporte de humedad y para la precipitación asociada a la oscilación Ártica. Asimismo, Rogers *et al.* (2001) ratifican el *feedback* positivo que la NAO ejerce sobre el balance de humedad ($E - P$) en el Ártico durante los meses de invierno. No obstante, en la literatura también encontramos ejemplos contradictorios. Vázquez *et al.* (2016) no hallaron correlaciones positivas para este *feedback*, y revelan una influencia moderada de la circulación sobre la configuración de las precipitaciones en la región. Autores como Stroeve *et al.*, (2012) o Zhang *et al.* (2013) verifican un incremento del transporte de entalpía y humedad hacia el sistema derivado de la persistencia reciente del dipolo Ártico. Asimismo, el bloqueo atmosférico se define como uno de los agentes más influyentes en el transporte de humedad global, aunque su eficacia en el Atlántico Norte podría estar regulada por la fase de la NAO (Luo *et al.*, 2017).

1.1. Modos de variabilidad climática

La variabilidad del transporte de humedad hacia el Ártico reside en la complejidad del sistema y los agentes involucrados. Un mejor entendimiento de los factores que desencadenan cambios en el transporte es necesario para poder estimar y predecir los impactos (Ding *et al.*, 2017). En este trabajo, la atención se ha focalizado en los cuatro modos previamente mencionados: i) los patrones de teleconexión atmosférica: AO, AD, NAO; y ii) el bloqueo de los Urales.

1.1.1. Patrones de teleconexión

Las teleconexiones se definen como interacciones entre variables atmosféricas y oceánicas de duración variable (de días a meses) que operan a gran escala e influyen la variabilidad interanual e interdecadal de la circulación atmosférica (Barry y Chroley, 2010). Estas interacciones originan modos persistentes de presión y anomalías de circulación que engloban vastas áreas geográficas, conocidos como patrones de teleconexión o modos de variabilidad de baja frecuencia. Cada patrón cuenta con un ‘centro de acción’ – localización de máxima amplitud del fenómeno –, a partir del cual es posible analizar su variabilidad. Los cambios son conducidos por la conservación de la masa, de forma que si la variable se fortalece en un centro debe debilitarse en el opuesto (Barnston and Livezey, 1987). Ello hace posible que cada patrón pueda ser descrito en base a dos fases: positiva y negativa.

Uno de los modos más importantes de circulación extra-tropical del hemisferio norte es la **oscilación Ártica (AO)** – también conocida como modo anular del norte (NAM, *Northern Annular Mode*) (Figura 3.5). Este patrón se reconoce por un diseño anular centrado en la región polar que se extiende hasta $\sim 45^\circ$ N, produciendo una anomalía de altura geopotencial opuesta a la observada en sus alrededores. Esta configuración favorece un flujo zonal – conocido como la corriente en chorro polar – que avanza a lo largo de $35^\circ - 55^\circ$ N, en función de la estación del año. Su área de influencia se extiende a ambos lados, siendo relevante tanto en el océano Atlántico como en el Pacífico. Durante la fase positiva de la AO se crea una anomalía de geopotencial negativa en el polo y se intensifica la PJ, que circunvala la región confinando las masas de aire frío. Sin embargo, en la fase negativa la anomalía se invierte y el cinturón se debilita y se deforma, favoreciendo la intrusión de masas de aire frío a latitudes más bajas (Thompson & Wallace, 2001; Thompson *et al.*, 2003). La AO afecta a la variabilidad climática del hemisferio norte a diferentes escalas

temporales. Variables climáticas como la temperatura superficial, la precipitación en China (Gong & Wang, 2003; Mao *et al.*, 2011) o el monzón del este asiático (EAM, *East Asian Monsoon*) (Gong & Ho, 2003) aparecen correlacionadas con este patrón. Además, es capaz de modular la intensidad de las tormentas en áreas templadas y la frecuencia de bloqueos y *Cold Air Outbreaks* (CAOs) – incursiones de masas de aire frío hacia zonas relativamente más cálidas (Bracegirdle & Kolstad, 2010) – a latitudes elevadas (Thompson & Wallace, 2001). El índice de la AO suele ser un reflejo del estado del vórtice polar estratosférico. Valores elevados se corresponden con un vórtice fortalecido. Durante el invierno hemisférico, la disminución paulatina de radiación solar incidente provoca el enfriamiento de la masa de aire polar. Ello reduce el gradiente térmico en la troposfera, provocando una caída de los valores de presión que dan lugar a la intensificación de la Baja Ártica (*Arctic Low*). El efecto combinado del intenso gradiente térmico (vertical y horizontal) y el movimiento de rotación terrestre induce un resultado semejante en la estratosfera; aunque de mayor envergadura dado que se trata de un ambiente barotrópico con ausencia de frentes (Jaiser *et al.* 2013). La corriente en chorro polar tiene su homólogo estratosférico, conocido como *polar-night jet* (PNJ) (Boville *et al.*, 1984).

La **anomalía del dipolo Ártico (AD)** – patrón observado por primera vez en la década de los 2000 – se caracteriza por una peculiar disposición del campo de presión (Figura 3.5). El dipolo cuenta con dos centros de acción de signo opuesto que dividen el océano Ártico en dos mitades. Durante la AD⁺ el centro de anomalías positivas se halla localizado sobre la región de Groenlandia y el Archipiélago Ártico Canadiense, mientras que el de anomalías negativas se desarrolla en el mar de Láptev. Su configuración genera una intensa anomalía de viento meridional que amplifica la exportación de hielo marino desde el océano Ártico durante su fase positiva, al solaparse con la corriente de deriva transpolar (TDS, *Transpolar Drift Stream*). Durante la fase negativa el campo de anomalías se invierte, restringiendo la salida de hielo (Watanabe *et al.*, 2006). Este patrón de vientos también influye en el transporte de entalpía y humedad hacia el Ártico (Overland y Wang, 2010).

La **oscilación del Atlántico Norte (NAO)** – considerada uno de los patrones más destacados y recurrentes – gobierna la variabilidad climática de la región Ártica (desde la costa oeste de Estados Unidos a Siberia) y del Atlántico Norte (extendiéndose hasta el límite subtropical) (Figura 3.2). Pese a ser reconocible durante el todo el ciclo estacional, es en la estación fría (Noviembre–Abril) cuando se halla más intensificada (Hurrell *et al.*, 2003). La NAO puede definirse como la redistribución de la masa atmosférica que tiene

lugar entre el Ártico (depresión de Islandia, *Icelandic Low*) y el Atlántico subtropical (Anticiclón de las Azores, *Azores High* o *Bermuda High*) (Walker, 1924; Hurrell, 1995). Este dipolo de anomalías, que oscila de una fase a otra, altera la velocidad y dirección media del viento, el transporte de entalpía y humedad, así como la intensidad de las tormentas y *westerly jet streams* (Hurrell, 1995).

1.1.2. Patrón de bloqueo de los Urales

Los patrones de bloqueo ejercen un importante papel en la dinámica atmosférica del hemisferio norte. Estos sistemas de altas presiones se caracterizan por un movimiento sinóptico *quasi*-estacionario que distorsiona la progresión habitual hacia el este de los sistemas de baja presión, y ocasionalmente es capaz de invertir el flujo dominante de vientos. Generalmente su duración comprende varios días, aunque pueden persistir durante semanas (Barry & Chroley, 2010). Afectan además al régimen de precipitación; su presencia da lugar a la escasez de lluvias sobre gran parte del continente europeo, aunque pueden provocar incrementos anómalos en regiones remotas al desviar el trayecto de las tormentas (*storm track*) (Trigo *et al.*, 2004). El **bloqueo de los Urales (UB)** – identificado como el tercer pico de frecuencia en el hemisferio norte (Shukla & Mo, 1983) – afecta a la variabilidad climática de la franja norte euroasiática, especialmente a las regiones de Siberia y los mares de Barents y Kara (BKS, *Barents-Kara Sea*). Los patrones de bloqueo se desarrollan desde la superficie hasta la alta troposfera, induciendo la propagación de ondas planetarias en altura. Al alcanzar su pico de actividad el patrón se observa en superficie como una anomalía de circulación con apariencia de onda. Tiene lugar entonces una advección de masa dirigida hacia el norte en el ascenso a la cresta de la onda, y otra dirigida hacia el sur en el descenso a la vaguada. Ello desencadena en un transporte de aire cálido y húmedo hacia latitudes elevadas (calentamiento de la región BKS) y aire frío y seco hacia latitudes más bajas (descenso de las temperaturas sobre Siberia) (Luo *et al.*, 2016b; Yao *et al.* 2018). Por otra parte, las ondas que alcanzan la estratosfera afectan al vórtice polar, el cual se debilita durante la actividad de bloqueo (Tyrlis *et al.*, 2019). La respuesta de la circulación atmosférica al UB durante el invierno ha sido ampliamente estudiada; no así durante los meses de verano, para los que existe mayor desconocimiento.

1.2. Motivación del estudio

Los riesgos derivados de un incremento en la proporción, la distribución e intensidad de las precipitaciones son substanciales tanto a nivel global como regional. La vulnerabilidad que experimenta la región Ártica ante los cambios y la compleja relación que se establece entre la precipitación y el hielo la convierten en un importe sujeto de estudio para análisis climáticos. No obstante, esta región se halla sometida a una inherente e intensa variabilidad climática. Las tendencias interanuales y decadales de los diferentes modos de variabilidad superpuestas evidencian una dificultad añadida a la hora de detectar a los agentes precursores del cambio a largo plazo.

El presente estudio parte del artículo de revisión ‘Arctic moisture transport and the decline in Arctic Sea Ice’ de [Gimeno *et al.*, 2019](#), específicamente de la representación gráfica de los principales modos de variabilidad que afectan a la región Ártica ([Figura 1.1](#)). Entre los mayores retos futuros para la investigación en este campo se enumeran: i) la mejora del conocimiento sobre los principales nexos de unión entre el transporte de humedad y los patrones de circulación atmosférica a gran escala, ii) el efecto que provoca su variabilidad en la precipitación y iii) si los agentes precursores del deshielo difieren en función del patrón. Este trabajo, centrado en los dos primeros objetivos, pretende ampliar la visión del transporte de humedad hacia el Ártico, específicamente desde la fuente oceánica Noratlántica. Para ello, desarrolla en profundidad el papel que juegan la oscilación Ártica, la anomalía del dipolo Ártico, la oscilación del Atlántico Norte y el bloqueo de los Urales y cómo afecta su variabilidad al patrón de precipitación.

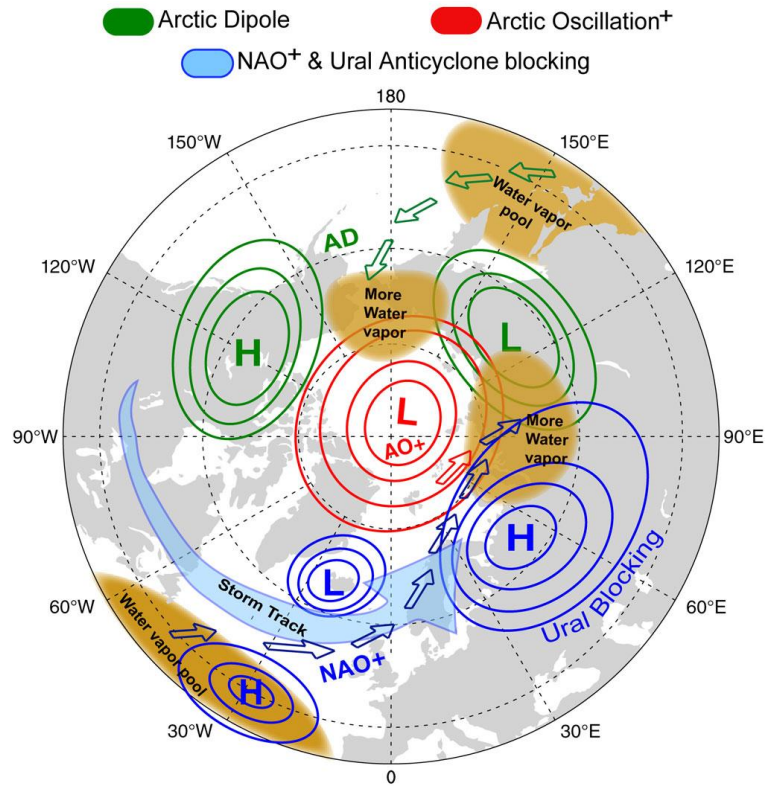


Figura 1.1: Principales modos de variabilidad climática que afectan a la región Ártica y su configuración asociada a un mayor transporte de humedad hacia el sistema. Las principales áreas de humedad se muestran coloreadas en marrón, conectadas por flechas que simulan el transporte de humedad desde la fuente hacia el sumidero. La oscilación del Atlántico Norte (azul) en su fase positiva (NAO+) en combinación con el bloqueo anticiclónico de los Urales (azul) favorece la entrada de humedad desde el océano Atlántico (Luo *et al.*, 2017). La fase positiva de la oscilación Ártica (AO+) y el dipolo Ártico (AD) se muestran en rojo y verde (Overland y Wang, 2010), respectivamente. L (H) denota anomalías negativas (positivas) de altura geopotencial. Imagen tomada de Gimeno *et al.*, 2019.

2. Objetivos

El presente estudio pretende profundizar en la relación existente entre el transporte de humedad en el Sistema Ártico y los cuatro principales modos de variabilidad climática que afectan a dicha región: i) la oscilación Ártica (AO), ii) el dipolo Ártico (AD), iii) la oscilación del Atlántico Norte (NAO) y iv) el bloqueo anticiclónico de los Urales (UB). Para ello, se han considerado dos objetivos principales:

1. Analizar la influencia estacional que los mencionados patrones de teleconexión atmosférica desarrollan sobre el transporte de humedad hacia el Ártico, específicamente desde la fuente Noratlántica y durante los meses de verano (JJA) e invierno (DEF):
 - 1.1. Obtener mediante un análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) los componentes principales y la distribución espacial diaria de los dos primeros modos de variabilidad de la presión media a nivel del mar (MSLP, *Mean Sea Level Pressure*), coincidentes con los patrones AO y AD, respectivamente.
 - 1.2. Analizar la variabilidad estacional del transporte de humedad durante eventos de fase positiva y fase negativa de los patrones de teleconexión AO, AD y NAO.
2. Examinar la respuesta estacional del transporte de humedad hacia el Ártico desde la fuente Noratlántica frente al patrón de bloqueo de los Urales (UB) y la modulación que la NAO ejerce sobre el transporte cuando ambos modos se combinan:
 - 2.1. Analizar la variabilidad estacional del transporte de humedad durante eventos de UB frente a la propia variabilidad climatológica.
 - 2.2. Comparar el impacto que los eventos combinados de UB y fase positiva (negativa) de la oscilación del Atlántico Norte inducen en el transporte de humedad frente a la situación promedio de eventos – positivos y negativos de la NAO – no coincidentes con eventos de bloqueo.

3. Material y Métodos

3.1. Área de estudio

En este estudio la región ártica fue delimitada en base a la definición propuesta por [Roberts *et al.*, \(2010\)](#), quienes consideran el Sistema Ártico como “la geosfera y biosfera al norte de la isoterma boreal media decadal de 10°C de la superficie oceánica, el contorno de 0°C de aire superficial que circunda el Polo Norte y el límite meridional del terreno que drena el Alto Ártico” ([Figura 3.1](#)). Esta definición, que tiene en cuenta aspectos físicos e hidrológicos, alberga un área de mayor complejidad que acoge regiones continentales, oceánicas, glaciares y cuencas de ríos de zonas muy diversas.

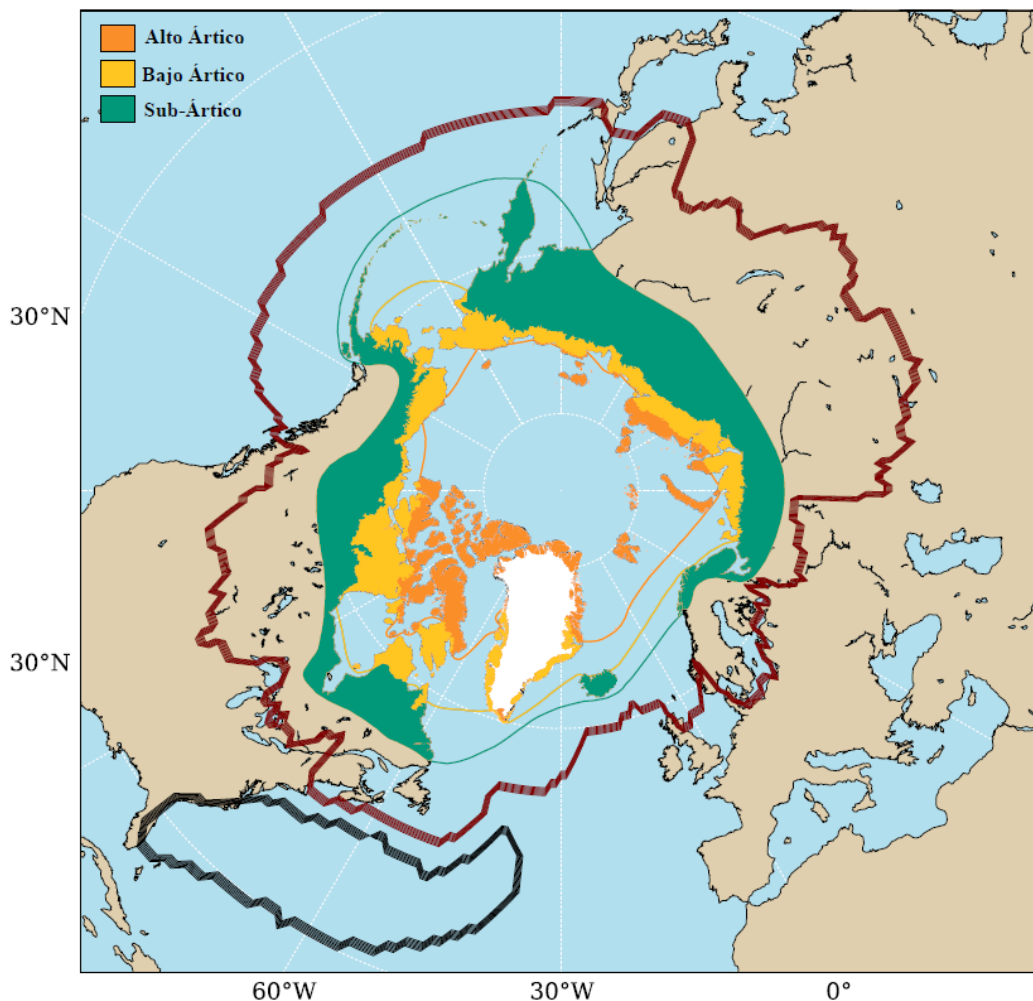


Figura 3.1: Situación geográfica del Sistema Ártico definido por [Roberts *et al.*, \(2010\)](#) (línea roja). La extensión de fuente de humedad del Atlántico Norte media anual para el periodo 1980–2012, calculada por [Vázquez *et al.*, \(2016\)](#), se muestra delineada en negro.

El Atlántico Norte (NATL) es considerado una de las cuatro principales fuentes de humedad para el dominio Ártico junto a Norteamérica, Siberia y el océano Pacífico (Vázquez *et al.*, 2016). La ausencia de una marcada orografía en la costa occidental de Europa permite que la humedad penetre en el Sistema Ártico. Asimismo, la fuente NATL provee de humedad para la precipitación a toda la costa este norteamericana, a la región Mediterránea (en invierno) o a diversas cuencas fluviales que desembocan en el Atlántico (Gimeno *et al.*, 2012).

3.2. Datos

Datos diarios de presión media a nivel del mar (MSLP, *Mean Sea Level Pressure*) del reanálisis de ERA-Interim (ERA-I) (Dee *et al.*, 2011), con una resolución espacial de 0.75° x 0.75° y durante el período 1980–2018 (<https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily>), fueron empleados en el cálculo de dos de los modos de variabilidad climática más importantes que afectan al Ártico: la oscilación Ártica (AO) y el dipolo Ártico (AD). Éstos fueron previamente promediados para obtener un valor diario medio. ERA-I es un reanálisis atmosférico de ámbito global desarrollado por el Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF, *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), disponible para el periodo 01/01/1979 – 31/08/2019 en intervalos de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 UTC) con una resolución espacial de aproximadamente 79 km y 60 niveles en la vertical, desde la superficie hasta 0.1 hPa (Berrisford *et al.*, 2011; Dee *et al.*, 2011). Lorenz y Kunstmann (2012) avalan el uso de ERA-Interim en la reproducción del ciclo hidrológico, dado que muestra una “similitud razonable con bases de datos observacionales” frente a otros modelos de reanálisis como MERRA (*Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications*) o CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*). Pese a sus limitaciones, los productos derivados del reanálisis nos permiten monitorizar los cambios y la variabilidad climática a través de una malla coherente en el espacio y el tiempo. Éstos siguen procedimientos de asimilación congruentes y emplean una gran cantidad de observaciones, lo que se traduce en una herramienta de gran potencial en estudios climáticos (Rogers *et al.*, 2001).

El índice diario de la NAO fue obtenido desde el portal NOAA / Centro de Predicción Climática (CPC, *Climate Prediction Center*), a través de la página web: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>. El procedimiento empleado en el cálculo de dicho índice está basado en el Análisis de Componentes

Principales Rotados (RPCA, *Rotated Principal Component Analysis*) descrito por Barnston y Livezey (1987), aplicando como algoritmo de rotación ortogonal el criterio VARIMAX (Kaiser, 1958). Este tipo de rotación maximiza el criterio de simplicidad, reduciendo así el número de variables correlacionadas con cada factor (Hannachi *et al.*, 2007). Este primer paso permite aislar el patrón de teleconexión principal para todos los meses y construir las series temporales de los patrones. Posteriormente, la técnica RPCA es aplicada sobre la media mensual de las anomalías estandarizadas de altura geopotencial a 500 hPa – obtenidas desde el CDAS (*Climate Data Assimilation System*) – en el sector 20–90° N. Las anomalías estandarizadas son calculadas en base a la media climatológica diaria de 1950–2000 y su desviación estándar. Una descripción más detallada puede encontrarse en: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telepatcalc.shtml>.

Este índice difiere ligeramente de otra de sus versiones más conocidas: el índice de la NAO de Hurrell (o *station-based NAO index*), obtenido a partir de la diferencia normalizada de MSLP entre las estaciones de Lisboa (Portugal) y Stykkisholmur/Reykjavik (Islandia) (Hurrell *et al.*, 2003). La Figura 3.2 muestra la distribución espacial del primer EOF obtenido sobre la altura geopotencial de 500 hPa para el sector Atlántico (20–90° N) – para las estaciones de invierno (DEF) y verano (JJA) –; el promedio anual del índice diario de la NAO para ambas estaciones se muestra en la Figura 3.3.

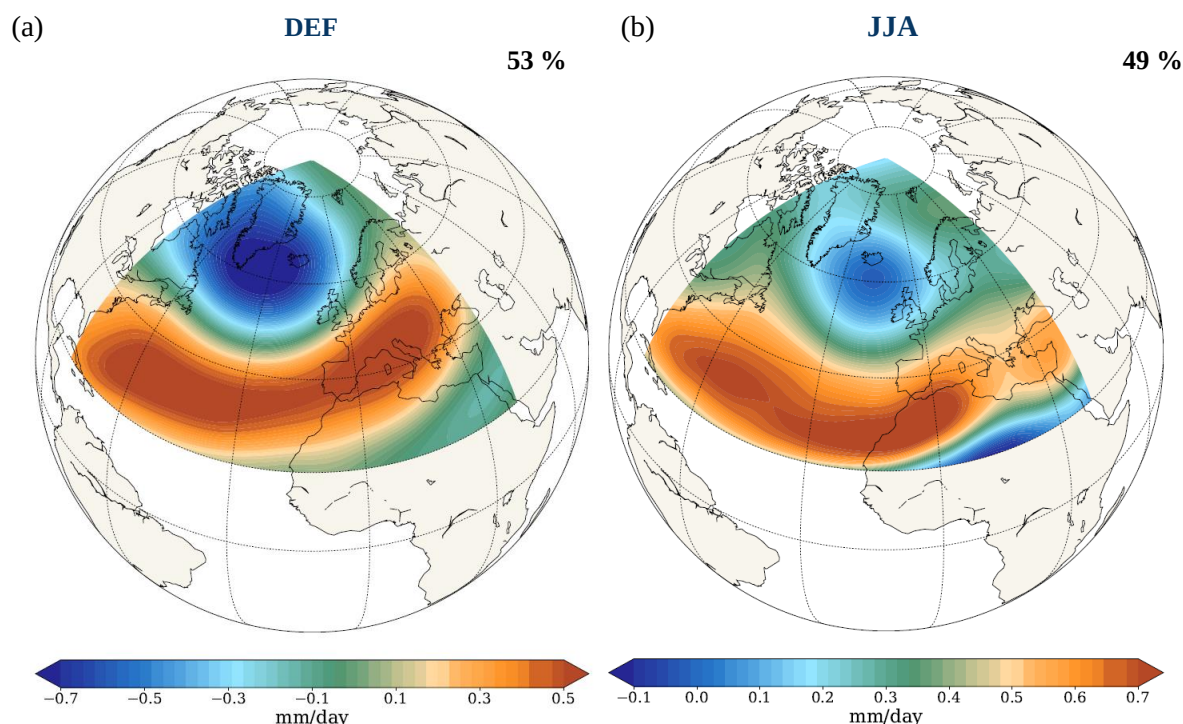


Figura 3.2: Distribución espacial del primer modo de variabilidad (EOF) de las anomalías estandarizadas de altura geopotencial a 500 hPa sobre el sector atlántico (20–90° N; 80° O–40° E) para los para las estaciones de a) invierno y b) verano durante el período 1980–2018.

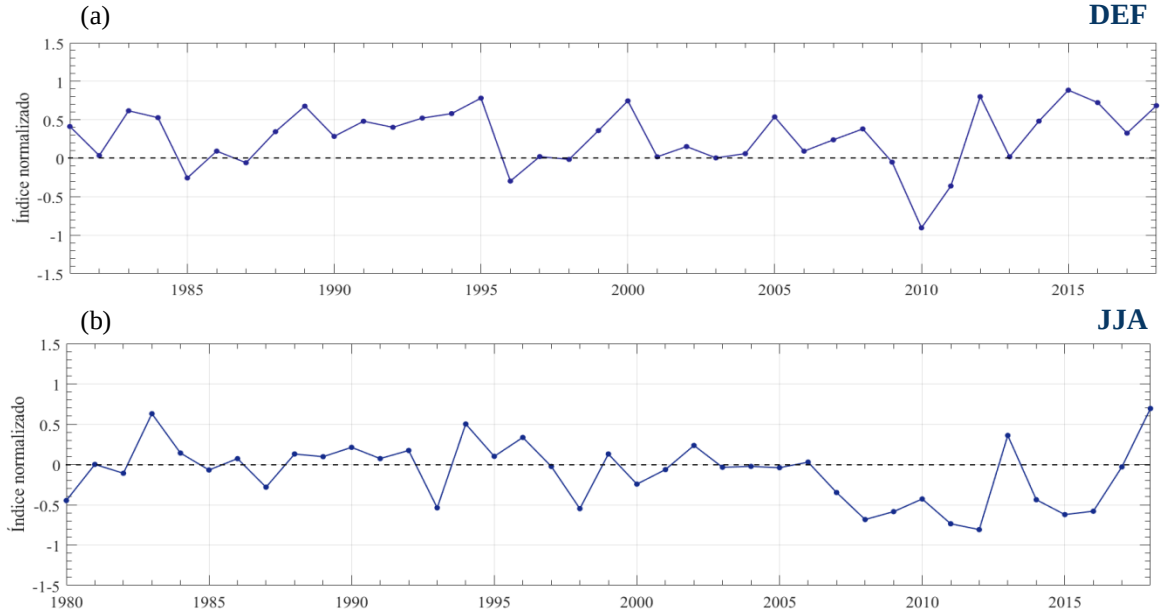


Figura 3.3: Serie temporal del índice de la NAO diario, promediada anualmente para el período 1980-2018 para las estaciones de a) invierno y b) verano. Datos obtenidos del portal de Centro de Predicción Climática.

Los datos de eventos de bloqueo en el hemisferio norte para el periodo 1980–2018 fueron proporcionados por David de Barriopedro (IGEO, Instituto de Geociencias). Éstos fueron identificados según la versión que Barriopedro *et al.* (2006) desarrollaron a partir del índice de bloqueo propuesto por Tibaldi y Molteni (1990) (TM90 en lo sucesivo). El índice de TM90 está basado en dos gradientes meridionales de altura geopotencial Z a 500 hPa: GHGN y GHGS – referidos, respectivamente, a latitudes altas y medias. Ambos son computados diariamente para cada valor de longitud λ a tres latitudes de referencia en el hemisferio norte (ϕ_N , ϕ_0 , ϕ_S):

$$\begin{aligned} \text{GHGN} &= \frac{Z(\lambda, \phi_N) - Z(\lambda, \phi_0)}{\phi_N - \phi_0}; \\ \text{GHGS} &= \frac{Z(\lambda, \phi_0) - Z(\lambda, \phi_S)}{\phi_0 - \phi_S} \end{aligned} \quad [3.1]$$

En su estudio, Barriopedro *et al.* (2006) emplean como latitudes de referencia: $\phi_N = 77.5^\circ\text{N} + \Delta$, $\phi_0 = 60.0^\circ\text{N} + \Delta$ y $\phi_S = 40.0^\circ\text{N} + \Delta$; y cinco valores de Δ que permiten mejorar la resolución espacial: $\Delta = -5.0^\circ$, -2.5° , 0.0° , 2.5° y 5.0° . Asimismo, añaden una tercera condición a las dos inicialmente propuestas por TM90. Para una región determinada, se considera un evento de bloqueo si se satisfacen las condiciones: (1) $\text{GHGN} < -10 \text{ gpm}^\circ\text{lat}$, (2) $\text{GHGS} > 0$ y (3) $Z(\lambda, \phi_0) - \overline{Z(\lambda, \phi_0)} > 0$ en al menos uno de los cinco valores de Δ y simultáneamente la anomalía de la altura a ϕ_0 es positiva durante al menos tres días

consecutivos. El campo diario de altura geopotencial (00:00 UTC) de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ fue extraído del reanálisis del NCEP-NCAR (*National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research*) para el periodo 1980–2018.

3.3. Modelo FLEXPART

FLEXPART (*FLEXible PARTicle dispersion model*) v9.0 – originariamente pensado para el estudio de la dispersión de contaminantes atmosféricos (Stohl *et al.*, 1998) – constituye un modelo Lagrangiano principalmente dedicado a la simulación a meso y macro-escala del transporte, la difusión turbulenta o la deposición seca y húmeda de partículas liberadas desde un área fuente. Actualmente, su uso se ha extendido en el ámbito de la investigación, dado que permite el análisis y la modelización de procesos tales como el ciclo hidrológico, en los que el transporte atmosférico juega un papel clave. El modelo usa principalmente datos procedentes del ECMWF, aunque códigos específicos para datos del modelo GFS (*Global Forecast System*) del NCEP u otros modelos de mesoescala (ej.: MM5, WRF) también están disponibles. Asimismo, FLEXPART puede ser ejecutado en: i) modo *forward*: permite examinar el destino de las partículas y los cambios sufridos a lo largo de su trayectoria; o ii) modo *backward*: permite localizar la(s) fuente(s) potencial(es) de partículas para un receptor preestablecido. El código fuente y un extenso manual están disponibles en la web: <https://www.flexpart.eu/>. Asimismo, un análisis más detallado de esta herramienta puede encontrarse en Stohl & James, 2005; Eckhardt *et al.*, 2008 o Vázquez, 2017.

En lo referente al estudio del transporte de humedad, son tres las herramientas que destacan sobre el resto: i) modelos analíticos o de cajas; ii) trazadores físicos (isótopos); y iii) trazadores numéricos de vapor de agua, entre los que se encuentran los modelos Lagrangianos y Eulerianos (Gimeno *et al.*, 2012). Los modelos Lagrangianos se basan en el cómputo de las trayectorias individuales a través del espacio y el tiempo de un determinado número de ‘partículas’ N – elementos de volumen finito e idéntica masa en los que la atmósfera es homogéneamente dividida –; los Eulerianos focalizan la atención en la evolución que una región del espacio experimenta con el paso del tiempo a medida que el fluido la atraviesa, lo que ofrece ciertas ventajas. El diagnóstico de las fuentes en alta resolución espacial, la simplicidad del análisis en el esclarecimiento del nexo fuente-sumidero o la posibilidad de que el flujo pueda ser monitorizado hacia delante/atrás en el tiempo son algunas de las más destacadas (Gimeno *et al.*, 2012).

En FLEXPART, las partículas liberadas a partir de un área preestablecida son advectadas usando campos de viento tridimensionales y sus propiedades son analizadas a lo largo de su recorrido. Su posición (latitud ϕ , longitud λ , altura h) y humedad específica (q) – masa de vapor de agua por kilogramo de aire húmedo –, entre otras propiedades (ej.: densidad del aire, vorticidad potencial), son almacenadas en intervalos de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 UTC). El cambio neto en el contenido de humedad de cada partícula puede ser expresada como:

$$(e - p)_n = m \frac{dq}{dt} ; \quad [3.2]$$

donde $(e - p)_n$ representan las pérdidas y ganancias de humedad a lo largo de la trayectoria de cada partícula n de masa m (Stohl y James, 2004). De esta forma, el flujo de agua dulce sobre un área determinada A puede considerarse equivalente al sumatorio de los cambios de humedad de cada una de las partículas que componen la columna atmosférica sobre A :

$$E - P \approx \frac{\sum_{n=1}^N (e - p)}{A} ; \quad [3.3]$$

donde E y P representan las tasas de evaporación y precipitación por unidad de área, respectivamente. Por tanto, asumiendo que E y P no pueden coexistir en un mismo punto al mismo tiempo, podemos determinar que existe evaporación neta cuando $E - P > 0$ y precipitación neta cuando $E - P < 0$ – ambos valores son estimaciones y no son comparables a datos reales de precipitación.

Las salidas del modelo FLEXPART v9.0 en modo *forward* fueron empleadas en el presente trabajo con el propósito de analizar la contribución a la precipitación que la fuente Noratlántica (NATL) realiza sobre el Sistema Ártico. Inicialmente, FLEXPART fue ejecutado para llevar a cabo un experimento global que permitiese monitorizar diariamente la humedad atmosférica a lo largo de su trayectoria durante el periodo 1980–2018. Para ello, el modelo fue alimentado con datos de reanálisis de ERAI con resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ y 61 niveles verticales y la atmósfera dividida homogéneamente en un total $N \sim 2 \times 10^6$ partículas. La posición (ϕ, λ, h) y humedad específica (q) de cada una de ellas fue almacenada cada 6 horas, obteniendo un archivo diario de salida. Vázquez *et al.* (2016), haciendo uso del modelo en su versión *backward*, identificaron las principales fuentes de humedad que contribuyen al Sistema Ártico, entre las que se incluye la fuente Noratlántica.

La extensión de la fuente NATL es aquí utilizada como área de referencia. De esta forma, las partículas que diariamente se localizan sobre ella son rastreadas hacia delante en el tiempo durante un período de 10 días. El criterio para definir este periodo se basa en la afirmación de Numagati (1999), según la cual el tiempo medio de residencia del vapor de agua en la atmósfera es de 10 días. Las salidas del modelo en su versión *forward* permiten analizar la evolución que cada partícula experimenta en su contenido de humedad a lo largo de su trayectoria desde la fuente NATL (ecuación [3.2]). El balance diario de humedad atmosférica ($E - P$) para cada punto del *grid* se obtiene integrando la contribución ($e - p$) de todas las partículas observadas en la columna atmosférica superior (ecuación [3.3]) durante 10 días de transporte ($i10$). El campo de $(E - P)i10$ revela, para cada punto del *grid*, si las partículas adquieren o pierden humedad. Finalmente, el campo $(E - P)i10 < 0$ fue seleccionado, definiendo así aquellas regiones en las que precipitación excede a la evaporación (sumideros de humedad). Una máscara del Sistema Ártico ha sido aplicada a los resultados globales a fin de analizar la variabilidad del transporte en esta región concreta.

3.4. Análisis estadístico

3.4.1. Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF)

El método de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF, *Empirical Orthogonal Functions*) – término acuñado por Lorenz (1956) y considerado homólogo al Análisis de Componentes Principales (Hotelling, 1933, 1935) según la disciplina de interés –, constituye uno de los análisis más comúnmente utilizados en investigación climática, tanto para la realización de comparativas entre observaciones, datos de reanálisis y modelos (Hannachi *et al.*, 2007) como para la extracción individual de los modos de variabilidad climática (Pavan *et al.*, 2000; Wallace y Thompson, 2002). El objetivo principal de esta técnica es obtener un nuevo y reducido conjunto de variables, combinación lineal de las variables originales, que explique la varianza máxima. Sin embargo, los problemas que plantea la interpretación de los EOFs han llevado al desarrollo de múltiples versiones de esta herramienta – basadas en transformaciones lineales, rotaciones (ej.: REOFs) u otras alternativas (ej.: SEOFs (*simplified EOFs*)) – que pretenden simplificar el resultado original. Un análisis más detallado puede encontrarse en Storch y Zwiers (1999), Jolliffe (2002) o (Hannachi *et al.*, 2007).

El análisis EOF, siguiendo la metodología empleada por Wu *et al.*, 2006, fue aplicado sobre las anomalías estandarizadas de datos medios diarios de MSLP al norte de 70° de

latitud para el cálculo de los modos de variabilidad dominantes sobre el Ártico (AO y AD). La matriz de datos inicial (F) se calcula concatenando los datos diarios para todos los años del periodo 1980–2018, obteniendo así una estructura tridimensional función del tiempo y el espacio: $F_{ijk} = F(t_i, \phi_j, \lambda_k)$. El análisis requiere una matriz de entrada bidimensional, por lo que F es reconfigurada ligando las dimensiones espaciales y generando el campo espacio-temporal $X(t_i, s_j)$. La matriz de anomalías estandarizadas (X') permite detectar la variabilidad que los datos muestran con respecto al campo climatológico medio. La estandarización (media = 0, desviación estándar = 1) elimina las unidades y permite hacer comparaciones entre diferentes variables. Con el fin de evitar que la distribución geométrica del campo ($0.75^\circ \times 0.75^\circ$) afectase al análisis – dado que la longitud converge hacia el polo – la matriz de anomalías fue además previamente pesada (X'_w). Para ello, cada punto del *grid* fue dividido por la raíz cuadrada del coseno de la latitud correspondiente.

El análisis EOF nos permite explicar la variabilidad observada en los datos en base a los llamados modos de variabilidad. El mayor porcentaje de la variabilidad original se concentra en los modos superiores, considerados significativos. Cada modo se halla representado por un patrón espacial (autovectores o EOFs) y una serie temporal asociada (componentes principales), ambos no correlacionados entre sí dada su condición de ortogonalidad. La matriz de covarianza, de la cual se obtienen los autovalores y autovectores, es calculada a partir de X'_w . Los autovalores asociados a cada uno de los EOFs se corresponden con el porcentaje de la varianza que explica cada PC. Finalmente, los componentes principales son definidos al proyectar sobre los EOFs el campo de anomalías X'_w . En este trabajo, los PCs han sido normalizados a la varianza unitaria – método también conocido como *autoscaling* – dividiéndolos por la raíz cuadrada de los autovalores. Asimismo, para el análisis estacional, fueron extraídos los PCs diarios de los meses de invierno (DEF) y verano (JJA).

De forma simplista, el análisis reduce la dimensionalidad de la matriz de anomalías X'_w , y ésta puede ser presentada como el producto de dos matrices (tiempo y espacio):

$$X'_w(t_i, \phi_j, \lambda_k) = \sum_{m=1}^M PC_m(t_i) EOF_m(\phi_j, \lambda_k); \quad [3.4]$$

siendo $m = 1, \dots, M$ es el número de funciones empíricas ortogonales.

La serie temporal de los dos primeros componentes principales – normalizados y promediados anualmente –, junto a su distribución espacial (EOFs) se muestra en la [Figura 3.4](#) y [3.5](#), respectivamente. Ambos logran explicar respectivamente el 47% (42%) y el 16% (15%) de la varianza total para los meses de invierno (verano). Estos valores oscilan en función de la base de datos y el programa de análisis empleado; no obstante, son similares con los resultados obtenidos por autores como [Watanabe et al. \(2006\)](#) o [Wang et al., 2009](#). El primer EOF se caracteriza por una estructura anular, correspondiente a la oscilación Ártica (AO) ([Wang & Ikeda, 2000](#)). El segundo EOF muestra un patrón dividido en el que se distinguen dos centros de acción de signo opuesto. En la franja atlántica, que comprende Groenlandia y el Archipiélago Ártico Canadiense, el centro se sitúa sobre el mar de Groenlandia. En el mar de Laptev y extendiéndose sobre la región de Siberia encontramos el segundo centro. Este patrón se identifica como el dipolo Ártico ([Wu et al., 2006](#)).

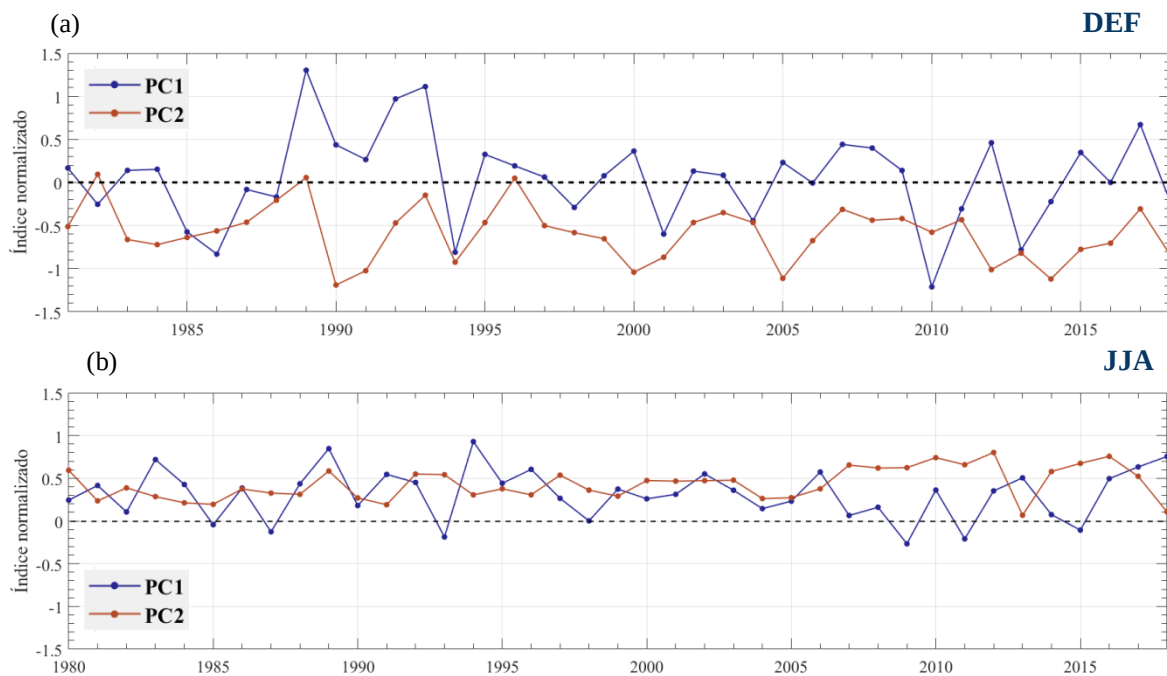


Figura 3.4: Componentes principales (PCs), promediados anualmente, correspondientes a los dos primeros EOFs para el sector 70–90° N para las estaciones de a) invierno y b) verano durante el período 1980-2018. El PC1(AO) se muestra en azul y el PC2 (AD) en marrón.

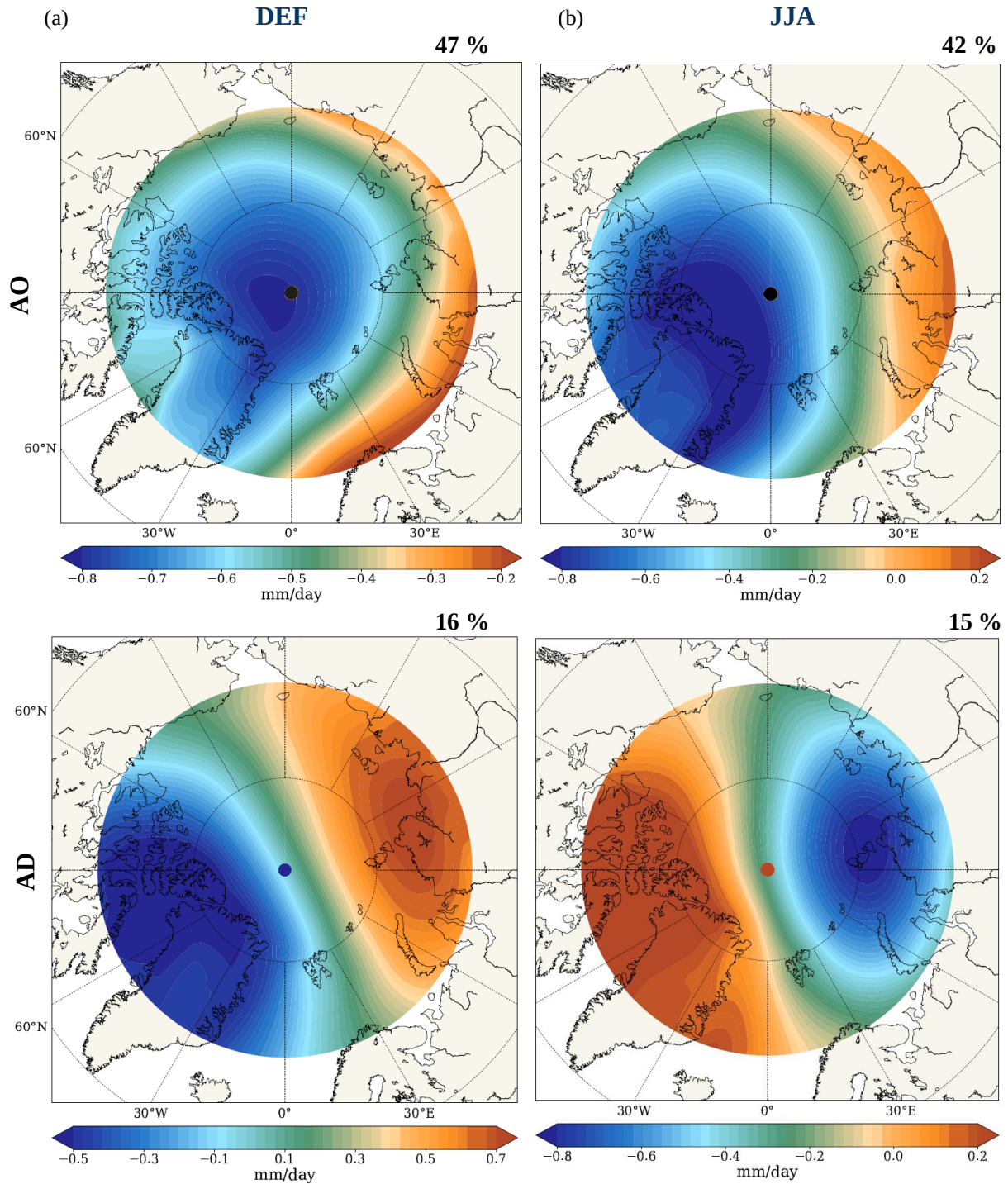


Figura 3.5: Mapas de regresión del campo de anomalías diarias estandarizadas de MSLP, correspondientes a los dos primeros modos de variabilidad obtenidos del análisis EOF: AO (arriba) y AD (abajo) para a) invierno y b) verano.

3.4.2. Análisis de Composites (CA)

El análisis de composites (CA, *Composite Analysis*) – también conocido como *Superposed Epoch Analysis* – fue desarrollado originariamente por Chree (1913) y constituye en la actualidad una herramienta útil y de uso extendido en diversas disciplinas.

Esta técnica, conceptualmente simple, se fundamenta en la extracción de subconjuntos de datos que obedezcan a un criterio previamente impuesto. Cada subconjunto es después promediado, y los resultados son comparados entre sí. En estudios climáticos, ayuda a entender cómo una variable X puede verse afectada por los patrones de un determinado fenómeno atmosférico, generalmente representados como un índice. En primer lugar, los llamados ‘eventos’ – clasificados en positivos y negativos (autores como [Luo et al., \(2016b\)](#) consideran también la categoría de neutro) – son identificados a partir del índice en base a un criterio. La duración de éstos se convierte en una clave temporal impuesta a la matriz de datos, de modo que los días en los que tienen lugar determinan la escala temporal que abarca el subconjunto. El CA permite en cierto sentido ‘aislar’ la señal que el evento infiere sobre la variable, disminuyendo el ruido que puedan generar otros factores por los que ésta pueda verse afectada ([Xie et al., 2017](#)). Este método no permite la validación de los resultados, por lo que resulta necesario aplicar un test de significancia estadística *a posteriori* o cualquier otro procedimiento que permita demostrar su consistencia.

Los cambios en la circulación atmosférica pueden ejercer cierta influencia en el transporte de humedad a nivel estacional. Esta técnica fue empleada con el objetivo de identificar las diferencias en el transporte, desde la fuente Noratlántica al Sistema Ártico, asociadas a: i) las fases positiva y negativa de cada uno de los patrones de teleconexión previamente mencionados (AO, AD y NAO); ii) el patrón de bloqueo de los Urales (UB), frente a la climatología estacional promedio de $(E-P)_{i10} < 0$; y iii) episodios en los que un evento de bloqueo se desarrolla se forma simultánea a un evento (positivo o negativo) de uno de los patrones de teleconexión frente a la situación promedio de $(E-P)_{i10} > 0$ durante los eventos (positivos o negativos) de dicho patrón.

En la identificación de los eventos de cada uno de los patrones de teleconexión dos criterios fueron empleados, lo que permitió aislar los episodios más extremos. Un evento positivo (negativo) es considerado si el índice diario es superior a una desviación estándar $(STD) \geq +0.5$ (≤ -0.5) durante al menos tres días consecutivos. Por otra parte, un criterio más restrictivo define un evento positivo (negativo) extremo si la STD es $\geq +1.0$ (≤ -1.0). El cálculo de media de los composites se realiza según la ecuación:

$$C_{\Gamma} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_{it} ; \quad [3.5]$$

donde X es el subconjunto de datos de la variable analizada ($(E-P)_{i10} > 0$) condicionada por el índice t , y n el número de días para los cuales el criterio se satisface.

Tras el análisis preliminar, debido a la similitud de ambos resultados y problemas derivados del escaso número de días obtenidos según el segundo criterio para determinados patrones, se decidió mostrar únicamente los resultados obtenidos con el criterio menos restrictivo.

Por otra parte, la identificación de eventos de bloqueo de los Urales fue llevada a cabo a partir de la serie original de eventos proporcionada. En ella se habían calculado los eventos de bloqueo en base a las regiones de formación preferentes: Atlántica (100° O, 0°), Europea (0° , 90° E), Pacífico Este (90° E, 180°) y Pacífico Oeste (180° , 100° O). En primer lugar, el dominio de influencia de este patrón fue definido como el sector $30\text{--}90^{\circ}$ E (Luo *et al.*, 2016a; Chen *et al.*, 2018; Yao *et al.*, 2018). Se consideró como evento de bloqueo de los Urales todo aquel evento cuyo centro de acción permaneciese sobre la región $30\text{--}90^{\circ}$ E durante al menos tres días consecutivos (UB *quasi*-estacionarios). En la serie original todo el período de estudio se define en años de 365 días, por lo que se han eliminado para el resto de los análisis los días bisiestos.

3.4.3. Método bootstrap

El método estadístico no-paramétrico bootstrap – introducido por Efron (1992) – constituye un test de significancia estadística basado en el remuestreo de los datos. A partir de la muestra original se extraen submuestras mediante un muestreo aleatorio simple (con reposición). Esta técnica se basa en la premisa de que cualquier elemento de la muestra tiene la misma probabilidad de ser seleccionado en cada uno de los muestreos, permitiendo que todas las submuestras tengan el mismo número de elementos. Sin embargo, debe utilizarse cuando el tamaño original de la muestra sea lo suficientemente grande para garantizar una baja probabilidad de reelección de cada elemento. El estimador de interés es calculado sobre las submuestras y almacenado en un vector. Generalmente, es común utilizar el método de los percentiles – sobre el vector obtenido – para calcular el intervalo de confianza. Este método constituye una de las técnicas más utilizadas en estadística para el cálculo de intervalos, dado que no resulta necesario que se satisfagan condiciones teóricas sí requeridas por métodos paramétricos.

En el presente estudio, el método bootstrap permite evaluar la significancia estadística de la diferencia de composites. Con ello se pretende analizar si la diferencia entre la precipitación estacional asociada a los eventos de fase positiva y negativa de cada patrón de teleconexión es significativa o, si por el contrario, esta situación se asemeja a la realidad

estacional promedio. La climatología estacional de precipitación para el período 1980–2018 – datos diarios de $(E-P)_{i10} < 0$ para invierno (DEF) y verano (JJA), por separado – fue aquí empleada como muestra original. Para cada fase fueron tomadas un total de 1000 submuestras, cuyo tamaño responde al número total de días en los que tienen lugar eventos positivos (negativos). El método de los percentiles – específicamente el percentil 90 – fue empleado en el cálculo del intervalo de confianza. Por tanto, el valor absoluto de la diferencia debe estar por encima del valor especificado por el percentil 90 para ser considerado significativo.

Posteriormente, esta técnica fue también aplicada sobre la diferencia de composites entre: i) UB y climatología; y ii) episodios combinados de bloqueo de los Urales y fase positiva (negativa) de cada patrón frente a la situación promedio de eventos positivos (negativos). De esta forma, podemos valorar a nivel espacial la influencia que los modos de variabilidad climática ejercen sobre el transporte de humedad hacia el Ártico.

4. Resultados

4.1. Climatología y variabilidad interanual del transporte de humedad

En las últimas décadas, la variabilidad climática a largo plazo de la región Ártica se ha relacionado con la actividad de los distintos patrones de circulación atmosférica de macro-escala. Sin embargo, antes de evaluar cómo afecta cada uno de ellos al balance de humedad, es preciso conocer la situación climatológica del Ártico. El campo integrado de $(E - P)_{10} < 0$, promediado para cada estación a partir de datos diarios, nos permite evaluar la contribución de humedad que la fuente Noratlántica realiza al dominio Ártico. La [Figura 4.1](#) recoge la variabilidad de la ‘precipitación estimada’ (precipitación en lo sucesivo) a lo largo del ciclo anual y estacional (invierno (DEF) y verano (JJA)) durante el periodo de 38 años 1980–2018.

El patrón de precipitación estacional observado no revela grandes diferencias estacionales – invierno ([Figura 4.1b](#)) y verano ([Figura 4.1c](#)) –, y tampoco dista de la climatología media anual ([Figura 4.1a](#)). En general, la mayor pérdida de humedad de las partículas se concentra en torno a la fuente. Se observan valores máximos (> 3.0 mm/día) a lo largo de toda la costa este canadiense – en especial sobre las provincias de Quebec, Nueva Escocia y Terranova –, que se mantienen a lo largo del paralelo 60° en el límite sur de Groenlandia. La precipitación disminuye de forma progresiva conforme avanzamos hacia la cuenca Ártica, aunque su alcance se ve reducido durante la estación estival. Este hecho afecta principalmente a la costa oeste de Alaska; mientras que durante los meses de invierno registra valores superiores a 0.5 mm/día, en verano apenas percibe humedad (< 0.2 mm/día). La progresión es más homogénea a lo largo del sector longitudinal 120° O – 60° E, permitiendo que regiones del sur de Canadá lleguen a percibir ~ 1 mm de precipitación diaria.

La fuente Noratlántica presenta una notable variabilidad estacional ([Figura 4.2](#)). Durante el invierno, la superficie total se encuentra más próxima al promedio anual. No ocurre así en verano, período en el que registra su mínima extensión. La humedad estimada que entra al Sistema alcanza valores en torno a $6\text{--}7$ mm/día durante el invierno, cuando la fuente se halla en su máxima extensión. Sin embargo, estos valores se duplican durante los meses de verano, llegando a superar los 12 mm diarios en el límite norte de la fuente. Ello es debido

a una concentración más elevada de vapor de agua en la atmósfera derivada del aumento de la temperatura, característico de esta estación. Estas discrepancias entre la extensión de la fuente y el correspondiente aporte de humedad en función de la estación del año concuerdan con resultados obtenidos por otros autores (Sorteberg & Walsh, 2008; Jakobson & Vihma, 2010; Vázquez *et al.*, 2016). Sorteberg & Walsh (2008) – a partir de sus cálculos del flujo de humedad meridional a través de 70° N – sugieren que la mayor abundancia de humedad en la atmósfera durante el periodo estival favorece el transporte, convirtiéndose así en el principal contribuidor a escala anual (un 35% del total).

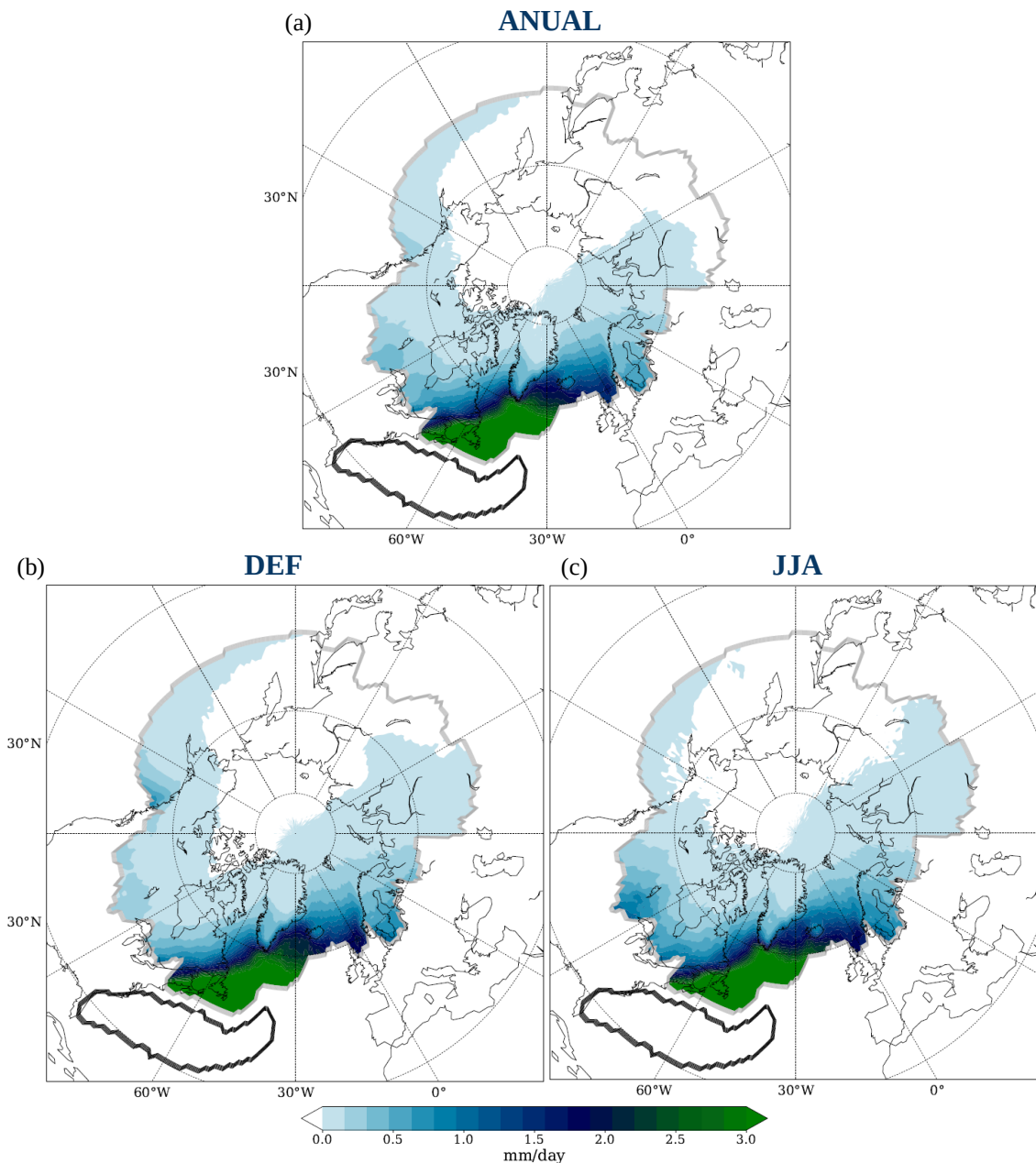


Figura 4.1: Climatología media anual y estacional de la precipitación (mm/día) proveniente de la fuente NATL para el periodo 1980–2018. a) Promedio anual; b) estación de invierno (DEF); y c) estación de verano (JJA). La extensión promedio de la fuente NATL (Vázquez *et al.*, 2016) se muestra en negro; mientras el Sistema Ártico definido por Roberts *et al.*, (2010) aparece delineado en gris.

La contribución media de la fuente NATL al dominio Ártico es de un 12% en verano – considerando como fuentes principales el océano Atlántico Norte, el océano Pacífico, Norteamérica y Siberia – y asciende a un 33% durante el invierno – considerando únicamente las fuentes oceánicas (Vázquez *et al.*, 2016). La extensión anual promedio fue la utilizada en el experimento original, por lo que es ésta la empleada en la representación gráfica de los resultados.



Figura 4.2: Variación estacional de la extensión de la fuente Noratlántica (NATL) calculada por Vázquez *et al.*, (2016). El contorno negro se corresponde con la extensión anual promedio, el verde representa la extensión de invierno (DJF) y el naranja la de verano (JJA).

La evolución temporal de la precipitación media anual y estacional, derivada únicamente de la contribución de la fuente NATL al dominio Ártico, queda recogida en la Figura 4.3. El ciclo anual revela cierta estabilidad hasta 2012, momento a partir del cual se registran valores anómalos durante los tres años posteriores y de nuevo durante 2018. En general, el balance $(E - P)_{10} < 0$ anual se mantiene en torno a 3200 – 4200 mm diarios. Durante la estación invernal, el patrón de precipitaciones se halla más disperso y pocos años registran valores superiores a 4200 mm/día (1983, 1996 y 2005). La región experimenta un descenso más acusado (24 mm/año) durante el verano y en especial durante la última década, en la

que se registran mínimos históricos en 2009, 2013 y 2015. El análisis revela una tendencia de descenso en las precipitaciones al considerar la región Ártica en su totalidad, tanto a nivel anual como estacional. Sin embargo, este declive sólo aparece como significativo ($p < 0.01$) en la estación de verano.

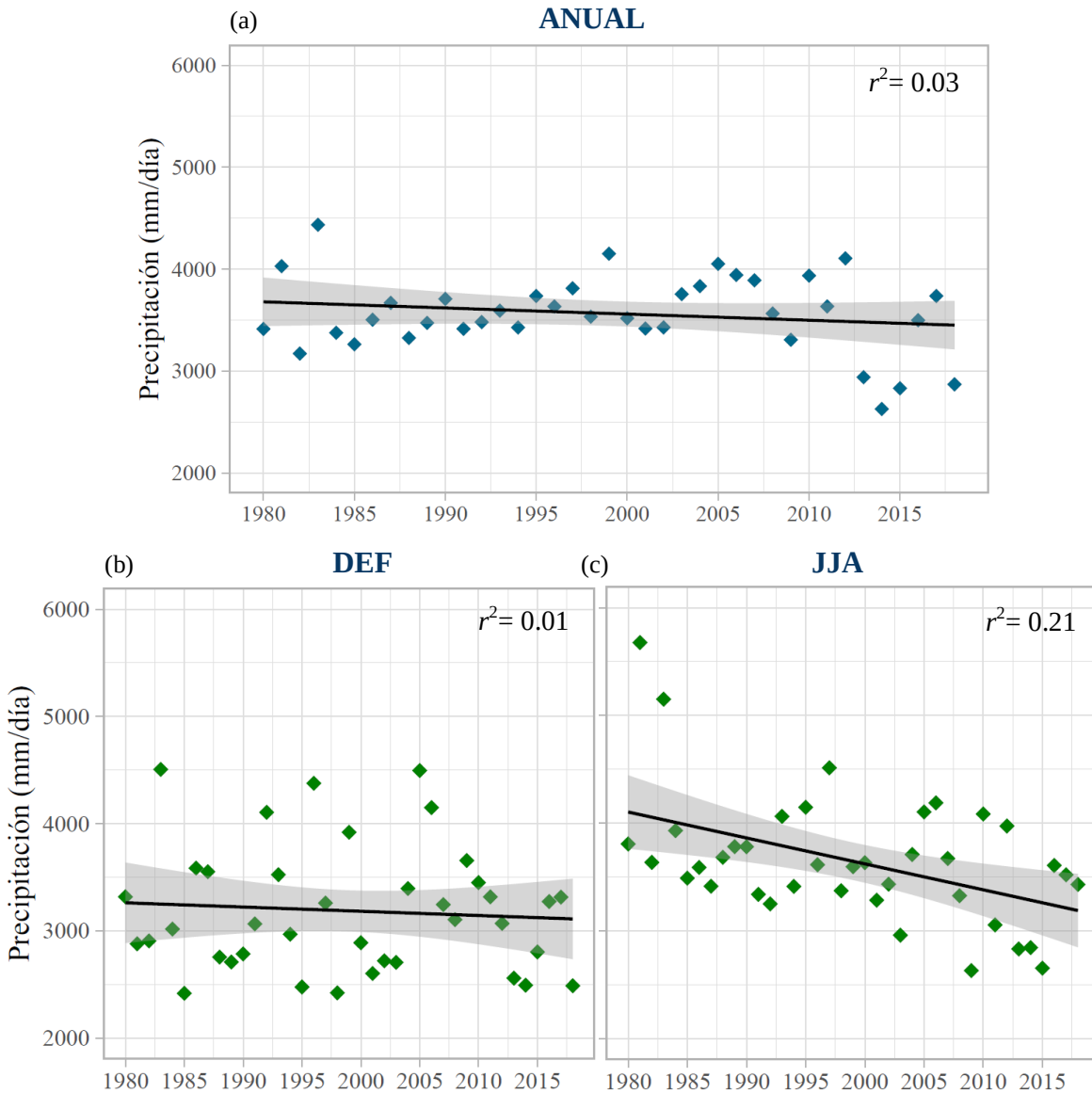


Figura 4.3: Tendencia (línea continua) de los valores medios anuales de precipitación (mm/día) en el Sistema Ártico definido por [Roberts et al., \(2010\)](#) durante el período 1980-2018 para a) el ciclo anual completo: $y = (-6.02 \pm 5.31)x + (15604.96 \pm 10612.97)$; b) la estación de invierno (DEF): $y = (-3.05 \pm 8.38)x + (11091.73 \pm 16758.59)$; y c) la estación de verano (JJA): $y = (-24.07 \pm 7.62)x + (51766.78 \pm 15227.47)$. El área sombreada señalan el intervalo de confianza de 95%.

4.2. Patrones de teleconexión

El transporte de humedad en el Ártico está gobernado por patrones de circulación a gran escala. El análisis en modo *forward* de FLEXPART no sólo nos permite evaluar la contribución específica de cualquiera de las fuentes sobre un área determinada, sino que además posibilita establecer un nexo con aquellos mecanismos que regulan el transporte. La potencial influencia de los principales patrones de teleconexión que afectan al Ártico sobre la humedad transportada desde la fuente NATL fue evaluada a partir del mencionado análisis de composites y su significancia testada mediante el método bootstrap.

4.2.1. Oscilación Ártica (AO)

La oscilación Ártica se define como el primero de los componentes principales de la MSLP en el hemisferio norte. Esta anomalía negativa de presión de apariencia circular explica casi el 50% de la variabilidad climática observada al norte de 70° N – específicamente, el 47% en invierno y el 42% en verano. Estudios previos, revelan el papel que desempeña la AO en el transporte de vapor hacia la región Ártica, en especial durante eventos de fase positiva (Oshima & Yamazaki, 2004; Kapsch *et al.*, 2019).

La Figura 4.4 muestra la distribución temporal de la duración acumulada (en días) de los eventos positivos y negativos identificados. Otros parámetros tales como el número, la duración media o la intensidad de los eventos pueden ser evaluados. No obstante, teniendo en cuenta la condición diaria sobre la que se fundamenta este trabajo, se ha decidido poner el énfasis sobre el número total de días que satisfacen el criterio impuesto. En invierno, un total de 1113 días de AO^+ y 956 días de AO^- fueron contabilizados, frente a los 1502 y 442 días obtenidos respectivamente para el verano. La serie temporal del índice de la AO revela una variabilidad interdecadal mucho más acusada durante la estación invernal (Figura 3.4), que aparece también reflejada en la pauta que describe la duración anual de los eventos (Figura 4.4a). Ésta alcanza valores máximos en 1989 y 1993, años en los que llegaron a superarse los 55 días de AO^+ , frente a la media estacional de 29 días. A partir de 1995, la AO se muestra preferentemente neutral con una equiparación en los días de fase positiva y negativa, a excepción de 2010 y 2013 que son años anómalamente negativos. El año 2010 se corresponde con el mínimo histórico de la serie, con 64 días de AO^- contabilizados – valor muy superior a la media (25 días). En verano, la fase positiva es claramente dominante a lo largo de toda la serie; más de un 70% de los años evaluados superan los 30 días de NAO^+ .

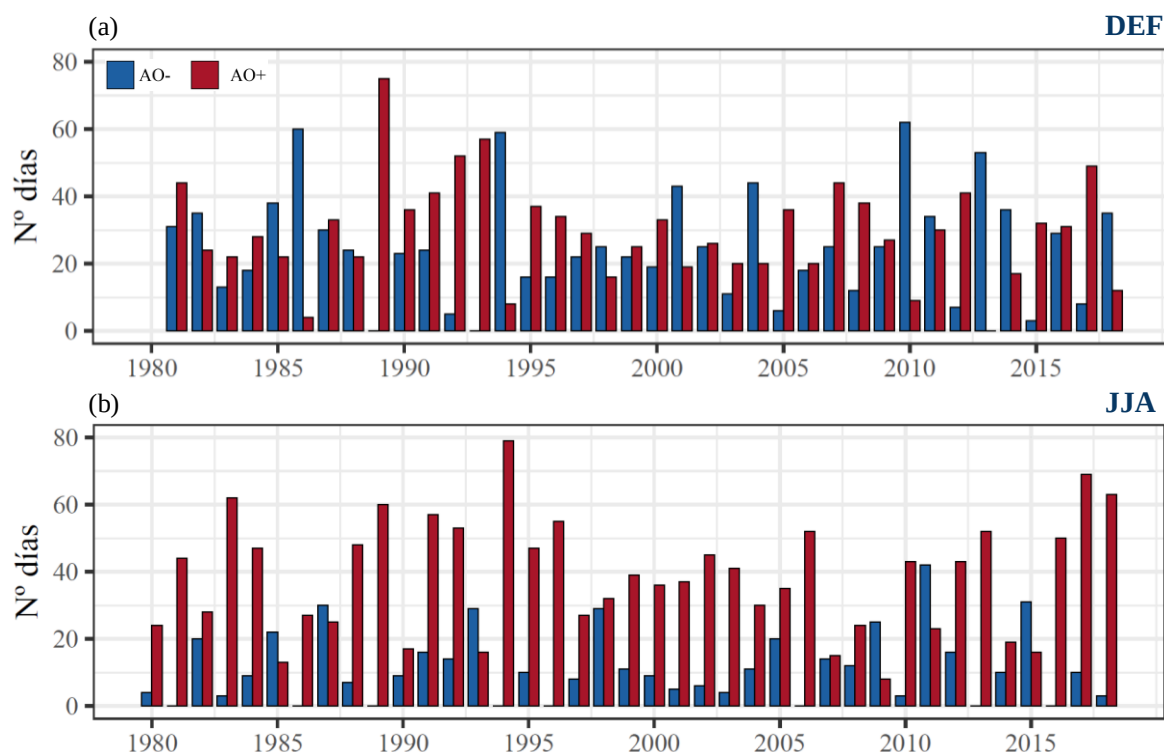


Figura 4.4: Número acumulado de días en eventos de fase positiva (rojo) y negativa (azul) de la AO durante las estaciones de: a) invierno (DEF) y b) verano (JJA) durante el período 1980–2018.

La distribución media del campo ($E - P$) $i_{10} < 0$ durante eventos en fase positiva y negativa de la AO para los meses de invierno (DEF) y verano (JJA) queda recogida en la [Figura 4.5\(a-d\)](#). En invierno, la distribución de la precipitación durante eventos de AO^+ y AO^- no revela *a priori* grandes diferencias. La fase positiva – caracterizada por una anomalía negativa de MSLP – favorece la intensa circulación ciclónica del campo de vientos. Esta circulación estimula la PJ, encerrando así la masa de aire frío polar y favoreciendo la advección de vapor desde regiones aledañas, especialmente desde la región de Siberia y los mares de Barents y Kara ([Kapsch et al., 2019](#)). El patrón de precipitaciones muestra de forma discreta esta intrusión ([Figura 4.5a](#)), con valores por debajo de 0.5 mm diarios. En el mar de Noruega, al compararlo con el mapa de AO^- , se aprecia una progresión ascendente de la precipitación hacia el polo. En algunos puntos de esta región pueden llegar incluso a superarse los 2 mm de precipitación diaria. La fase negativa de este patrón se caracteriza por una anomalía anticiclónica de la circulación ([Wu et al., 2006](#)). El mapa revela una zona de elevada precipitación dirigida hacia Groenlandia ([Figura 4.5b](#)), que se bifurca al alcanzar la franja sur de la isla. No obstante, estos cambios sí parecen estar bien representados en los resultados obtenidos a partir del test bootstrap. La [Figura 4.5e](#) representa la diferencia de composites entre ambas fases de la AO. En ella se observa cómo la fase positiva domina en la zona de entrada al océano Ártico desde el Atlántico (regiones

marcadas en rojo); mientras la negativa domina, con menor intensidad, en el mar de Labrador (regiones marcadas en azul). El área definida como significativa se prolonga más allá de estas regiones, bordeando la costa norte de Rusia y extendiéndose sobre el estrecho de Davis y la Bahía de Baffin.

En verano, la distribución espacial de la precipitación durante eventos de AO^+ se asemeja a la de invierno en los mares de Noruega y Groenlandia (Figura 4.5c). No obstante, la región que abarca la mayor pérdida de humedad, situada al norte de la fuente, amplía su extensión. Pese a la escasa relevancia que la fase negativa de la AO presenta en los meses de verano, el patrón de precipitaciones sí parece responder ante este forzamiento (Figura 4.3d). El área de máxima precipitación aparece ligeramente desplazada hacia el oeste y algo más dispersa; parte de la humedad logra sortear los montes Apalaches y asciende hacia el norte por las Grandes Llanuras, donde precipita. En zonas próximas a los Grandes Lagos se alcanzan valores de ~ 1 mm/día. El mar de Labrador también registra mayor nivel precipitaciones, especialmente en su franja este donde llegan a superarse los 2.5 mm/día. El test *a posteriori* declara esta región y la Bahía de Baffin como significativas en el efecto que la AO^- ejerce sobre la variabilidad de las precipitaciones. Asimismo, destaca el papel de la fase positiva en el núcleo de precipitación máxima y la región que bordea Islandia y que se extiende hacia el norte a través de los mares de Barents y Kara llegando incluso a afectar al mar de Láptev.

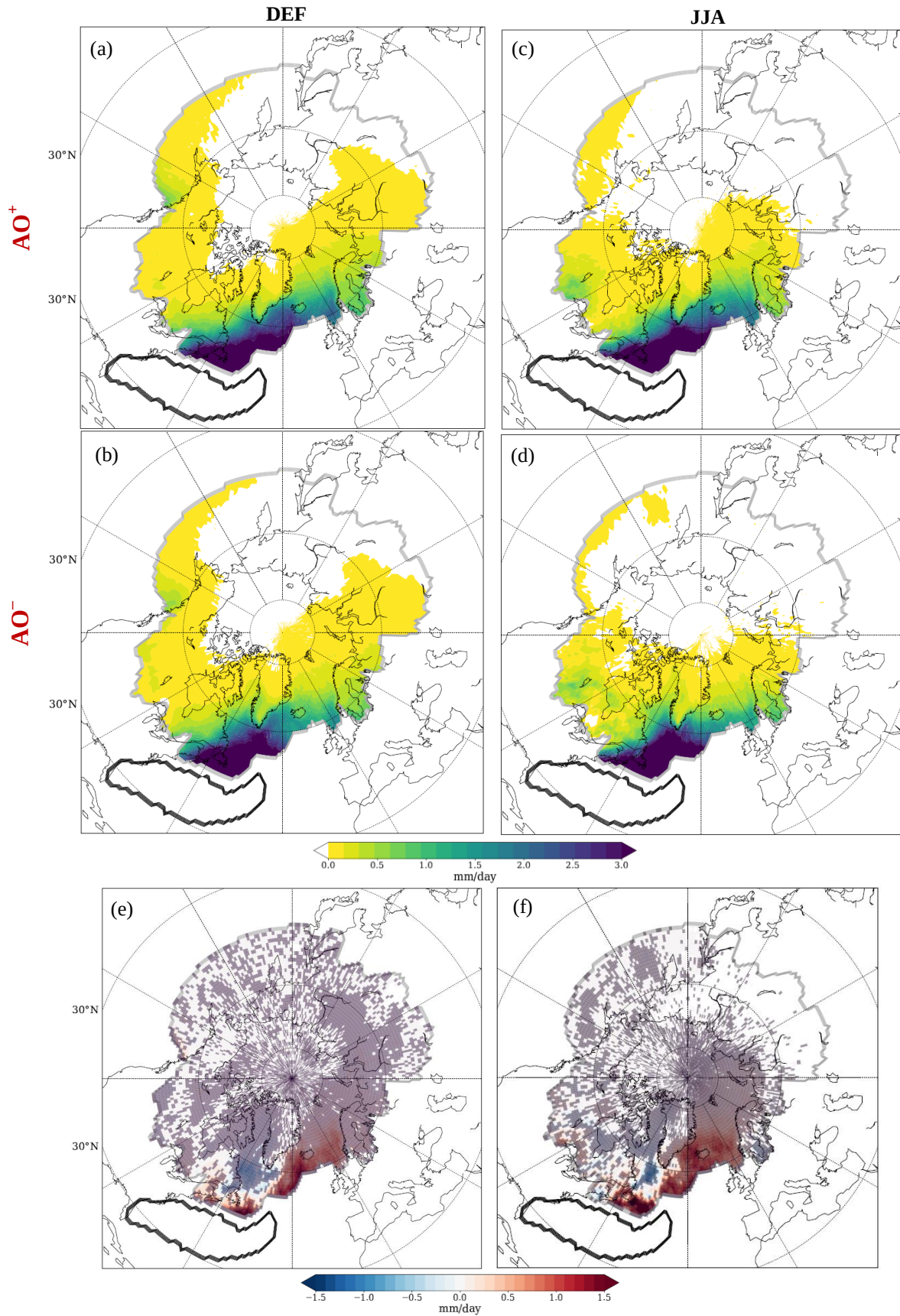


Figura 4.5: Influencia de la AO sobre el transporte de humedad desde la fuente NATL (negro) hacia el Sistema Ártico (gris). Diferencias en la precipitación (mm/día) entre composites para la fase positiva y negativa durante las estaciones de a) y b) invierno y c) y d) verano para el período 1980-2018. Regiones significativas al 90%, obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites de eventos AO⁺ y AO⁻ para e) invierno y f) verano.

4.2.2. Dipolo Ártico (AD)

La anomalía del dipolo Ártico, el segundo de los componentes principales de la MSLP, explicaría ~15% de la variabilidad estacional observada en el hemisferio norte (superado el límite de 70° N) según los resultados obtenidos con el análisis EOF. Pese a ello, el dipolo es considerado relevante en el transporte de humedad y entalpía hacia el Ártico y uno de los principales mecanismos conductores de la exportación de hielo marino (Watanabe *et al.*, 2006). En general, esta anomalía ha sido asociada principalmente al transporte de vapor que llega al Ártico desde el océano Pacífico (Wang *et al.*, 2009; Kapsch *et al.*, 2019). En el presente trabajo, se exploran sus potenciales efectos sobre la humedad proveniente del océano Atlántico.

La serie temporal de la duración acumulada de eventos de AD^+ y AD^- revela la clara variabilidad interanual de este patrón (Figura 4.6). Este hecho dificulta la distinción de una oscilación decadal, a diferencia del índice de la AO. En invierno predominan los eventos en fase negativa (1838 días de AD^- frente a 534 de AD^+), mientras en verano domina la fase positiva (1696 días frente a 218 de AD^-). De esta forma, la serie anual mantiene una cierta estabilidad. No obstante, recientemente se ha observado una persistencia de la fase positiva durante los meses de verano. Desde el año 2007 se ha incrementado el número de días de AD^+ con respecto a la duración de la fase negativa, y salvo las excepciones de 2013 y 2018 todos los años del período superan los 50 días de AD^+ . ; Stroeve *et al.*, (2012) y Woodgate *et al.* (2010) también coinciden en esta permanencia de la fase positiva y la relacionan con una mayor advección de humedad y entalpía hacia la región.

La Figura 4.7(a-d) muestra los resultados obtenidos con el análisis de composites, cuyo objetivo es ilustrar las diferencias en el reparto de la precipitación en el Ártico asociadas a las fases positiva y negativa del patrón de circulación AD, para los meses de invierno (DEF) y verano (JJA). En invierno, se observa cómo durante los eventos de AD^- se favorece un incremento progresivo de las precipitaciones hacia la cuenca Ártica, mientras que durante su fase positiva la región de máxima precipitación se halla menos dispersa y próxima a la fuente. En verano la distribución es similar, pero se muestra amplificada en ambas fases. Durante eventos de la fase dominante (AD^+) se percibe esa misma retracción del área de máxima precipitación y algunas provincias del sur de Canadá registran valores ~1 mm/día. La configuración de esta región de máximos describe un avance lineal a lo largo del Atlántico, acompañado de un claro aumento de las precipitaciones.

Pese a la opuesta dominancia de ambas fases durante las estaciones de invierno y verano, el test bootstrap revela un comportamiento similar con diferencias en la extensión del área de influencia (Figura 4.7(e-f)). La fase negativa está asociada a la precipitación observada en la entrada del Atlántico, mientras la fase positiva ejerce mayor influencia en la precipitación que reciben el mar de Labrador y la región canadiense de Nueva Escocia y Terranova. Asimismo, cabe destacar el hecho de que las fases que no dominan estacionalmente están involucradas en la mayor variabilidad de precipitación en la zona (procedente del transporte desde la fuente NATL). En invierno, la dominancia de AD^- apenas deja regiones en las que la diferencia de precipitación con respecto a AD^+ sea significativa; mientras que el reducido número de eventos de AD^+ amplifican el régimen de precipitaciones en toda la región comprendida entre la costa este canadiense y la franja oeste de Groenlandia (Figura 4.7e). Esta misma pauta se repite en verano, donde los escasos eventos de AD^- favorecen el transporte de vapor desde la fuente NATL aumentando las precipitaciones en las proximidades de la fuente y en la entrada del Atlántico, llegando a ser significativas en los mares de Groenlandia y Noruega (Figura 4.7f).

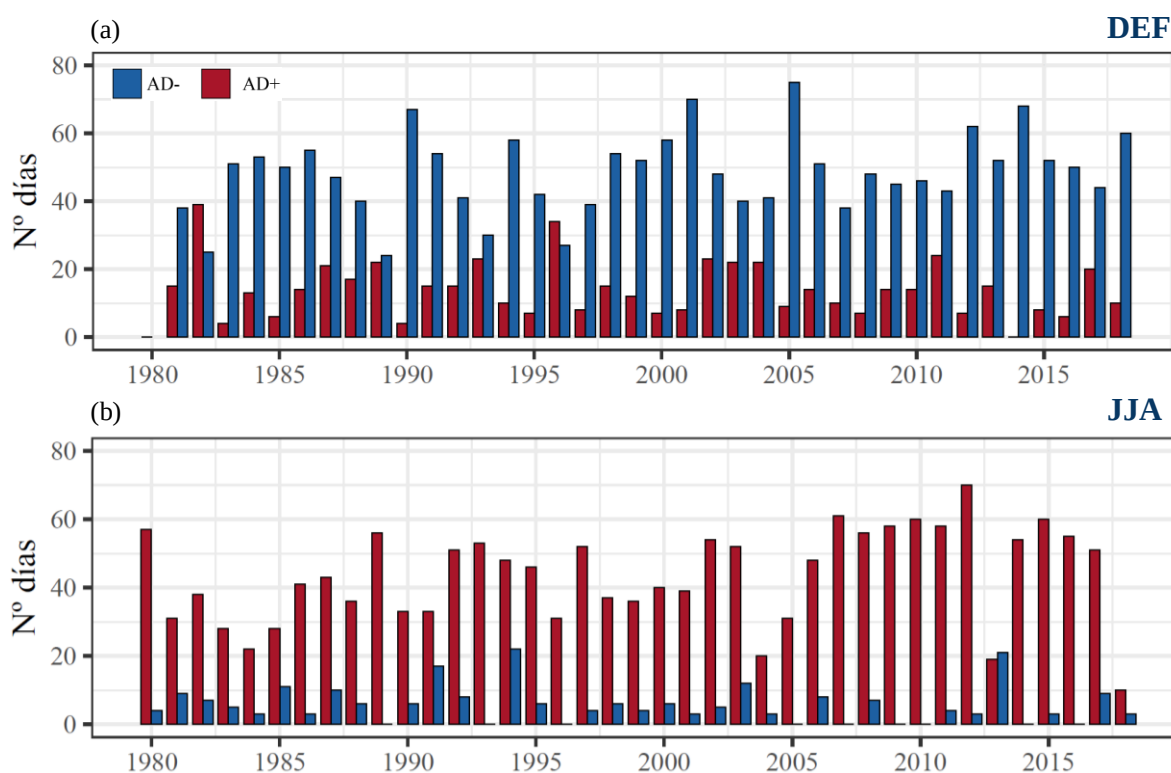


Figura 4.6: Número acumulado de días en eventos de fase positiva (rojo) y negativa (azul) de la AD durante las estaciones de: a) invierno (DEF) y b) verano (JJA) durante el período 1980–2018.

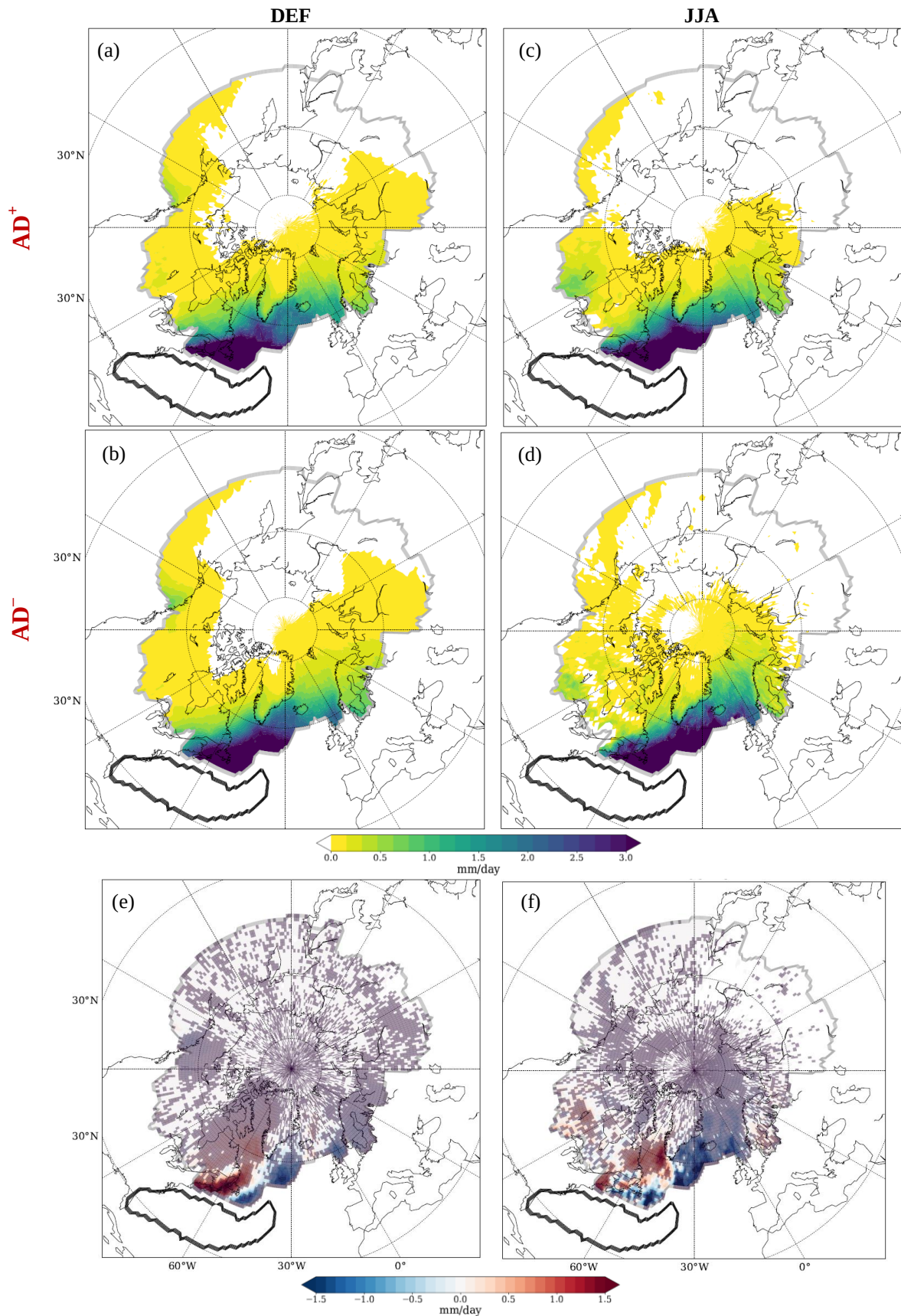


Figura 4.7: Influencia del AD sobre el transporte de humedad desde la fuente NATL (negro) hacia el Sistema Ártico (gris). Diferencias en la precipitación (mm/día) entre composites para la fase positiva y negativa durante las estaciones de a) y b) invierno y c) y d) verano para el período 1980-2018. Regiones significativas al 90%, obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites de eventos AD⁺ y AD⁻ para e) invierno y f) verano.

4.2.3. Oscilación del Atlántico Norte (NAO)

La oscilación del Atlántico Norte es considerada uno de los principales mecanismos implicados en la variabilidad climática del hemisferio norte y su fase positiva ha sido estrechamente relacionada con una intensificación del transporte de humedad hacia el Ártico (Hurrell *et al.*, 2003). Sus efectos están implícitos en multitud de variables climáticas, que pueden ser utilizadas en el cálculo de su índice (Hurrell, 1995). En el presente trabajo, el índice empleado se corresponde con el primer modo de variabilidad obtenido a partir de un análisis REOF sobre la altura geopotencial de 500 hPa; éste logra explicar en torno al 50% de la variabilidad observada.

La Figura 4.8 describe la evolución temporal de la duración acumulada de los eventos de NAO⁺ y NAO⁻ identificados. En invierno, la fase positiva es dominante durante gran parte del período evaluado. Aun así, la serie refleja la oscilación interdecadal del patrón, en la que pueden distinguirse varias etapas. Eventos de NAO⁺ dominan durante el periodo 1988–1995, seguido de una etapa de cierta estabilidad que se mantiene hasta 2009. En la última década se han registrado inviernos anómalos (2010 y 2011) asociados a un patrón negativo persistente. Asimismo, desde 2012 se ha observado una mayor duración de la fase positiva, con años que sobrepasan los 60 días frente a la completa ausencia de eventos negativos (2012 y 2015). Durante la estación estival, esta variabilidad queda reducida a lo largo del periodo 1980–2006, lo que también puede apreciarse en la intensidad de su índice (Figura 3.3). El año 2007 supone un cambio de paradigma, a partir del cual se suceden los veranos en los que dominan los eventos negativos a excepción de 2013 y 2018. En general, ambas estaciones al final de la década muestran una deriva hacia el predominio de una fase sobre la otra – NAO⁺ en invierno y NAO⁻ en verano – y un aumento en la duración promedio de los eventos acumulados.

Los mapas de precipitación durante eventos positivos y negativos de la oscilación del Atlántico Norte para las estaciones de verano e invierno quedan recogidos en la Figura 4.9(a-d). Un total de 1442 días son atribuidos a la fase positiva de este patrón durante la estación invernal, frente a 570 en fase negativa. El campo de $(E - P)_{10} < 0$ para la fase positiva se asemeja al obtenido en la AO⁺, lo que pone de manifiesto la estrecha relación que guardan ambos patrones. Los dos muestran una deriva de la región de máxima precipitación hacia el noreste, aunque existen variaciones en la direccionalidad. La AO⁺ muestra menor ángulo de inclinación y se orienta directamente hacia la región BKS. La

NAO⁺ lo hace hacia Reino Unido, con efectos visibles en las costas en la Noruega – donde se alcanzan valores próximos a 2 mm/día (Figura 4.9a). Además, se observa un descenso de la precipitación en Groenlandia y el Archipiélago Ártico Canadiense al compararlo con la NAO⁻. Este patrón se distingue de forma clara en la Figura 4.4b como un filamento de humedad que se bifurca al sur de Groenlandia (Figura 4.9b). El test bootstrap confirma la importancia de la fase negativa en la precipitación de esta zona; mientras el área significativa para la NAO⁺ atraviesa el Atlántico Norte como una fina extensión que bordea de forma más dispersa el límite del Sistema Ártico (Figura 4.9e).

Respecto a la estación estival, los días identificados son similares para la fase positiva y negativa – 1124 frente a 895, respectivamente. Nuevamente, los mapas reflejan cierta similitud con las fases de la AO, observándose valores de precipitación de ~1 mm diario en la franja sur de Canadá. Durante eventos de NAO⁺ puede apreciarse como el patrón de precipitaciones se introduce en el Ártico a lo largo de los mares de Noruega y Groenlandia (Figura 4.9c), con un mayor alcance con respecto al invierno. Por otra parte, durante la fase negativa el transporte de humedad se adentra hacia el estrecho de Davis, descargando una parte importante de la precipitación en el mar de Labrador (Figura 4.9d). Al contrario que durante la estación invernal, el test *a posteriori* señala una mayor tasa de precipitación durante la NAO⁺, que se manifiesta como significativa en el área próxima a la fuente y la región oceánica localizada al norte del límite 60° N.

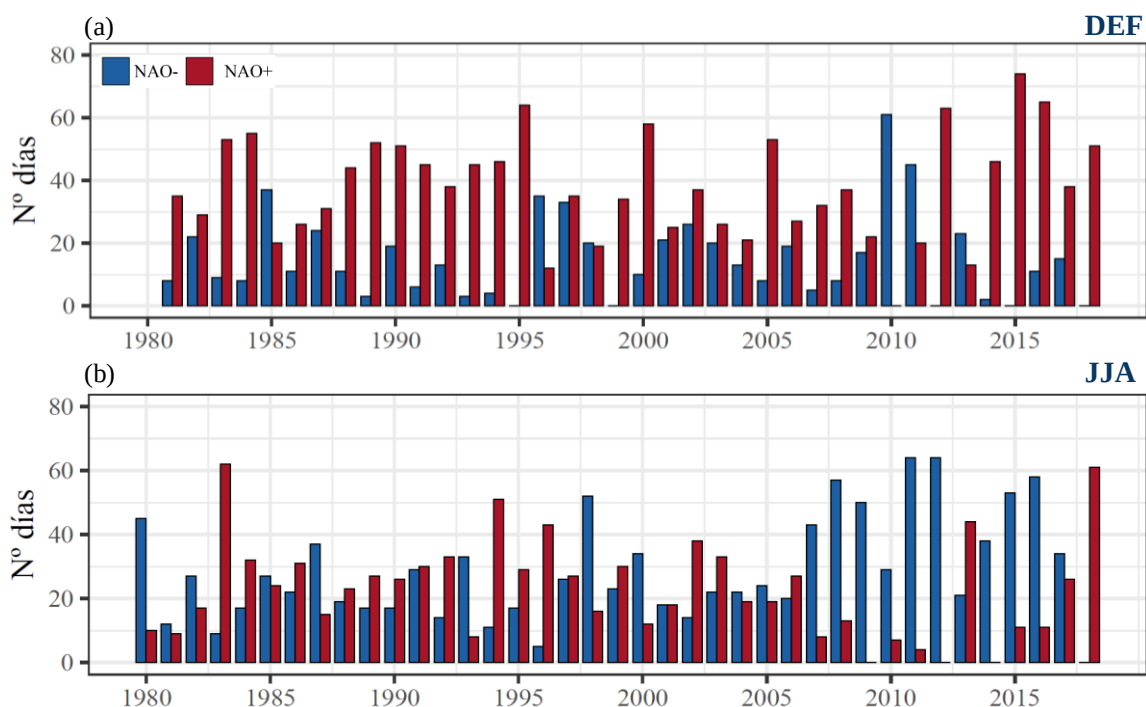


Figura 4.8: Número acumulado de días en eventos de fase positiva (rojo) y negativa (azul) de la NAO durante las estaciones de: a) invierno (DEF) y b) verano (JJA) durante el período 1980–2018.

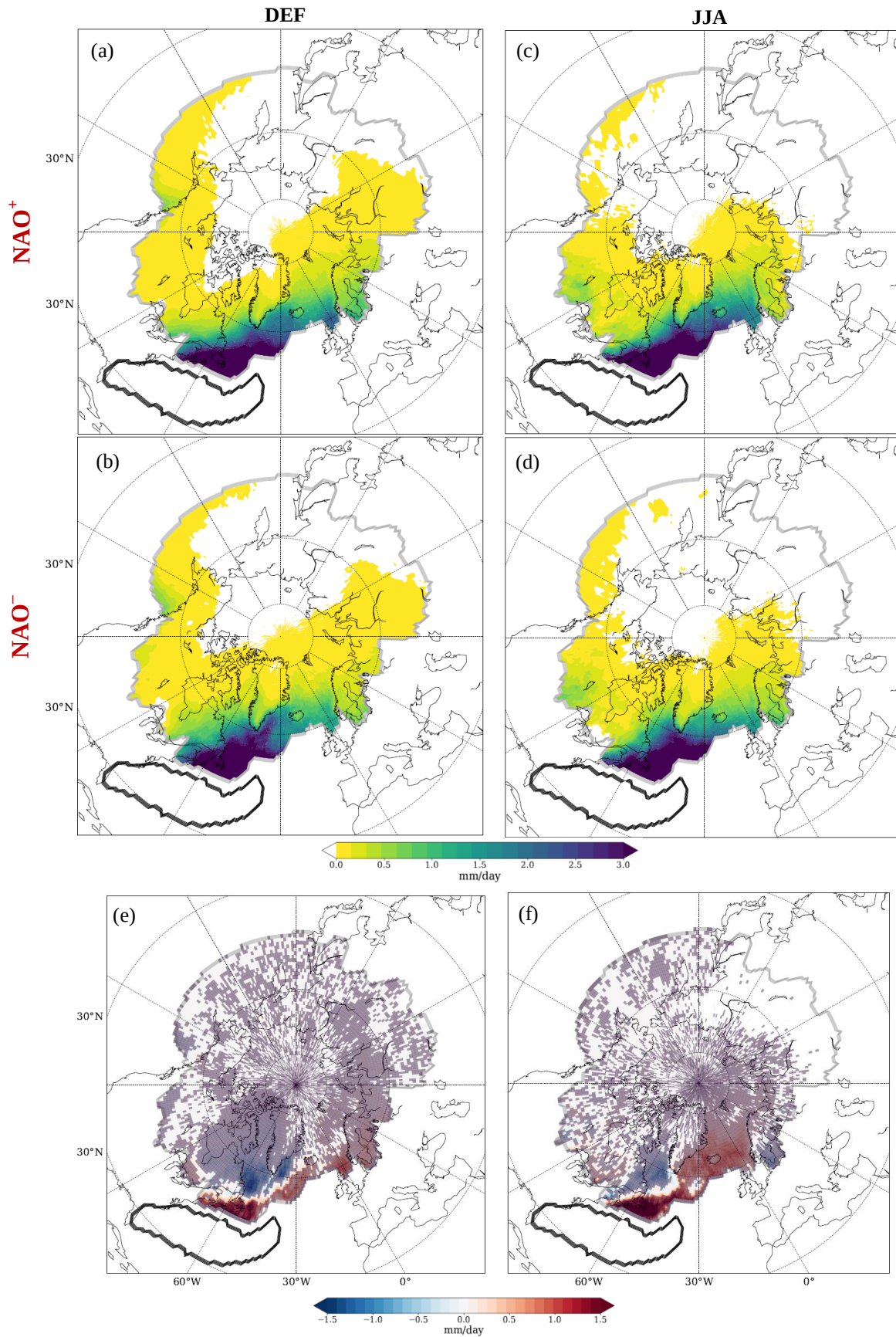


Figura 4.9: Influencia de la NAO sobre el transporte de humedad desde la fuente NATL (negro) hacia el Sistema Ártico (gris). Diferencias en la precipitación (mm/día) entre composites para la fase positiva y negativa durante las estaciones de a) y b) invierno y c) y d) verano para el período 1980-2018. Regiones significativas al 90%, obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites de eventos NAO^+ y NAO^- para e) invierno y f) verano.

4.3. Patrón de bloqueo de los Urales

4.3.1. Bloqueo de los Urales (UB)

Los bloqueos atmosféricos perturban la circulación zonal y la trayectoria de las tormentas en latitudes medias y su persistencia puede dar lugar a eventos climáticos extremos (Buehler *et al.*, 2011) – olas de calor, olas de frío, inundaciones o sequías. El bloqueo de los Urales ha recibido mayor atención en las últimas décadas, dada su estrecha relación con el anticiclón de Siberia (*Siberia High*) y sus efectos sobre el clima del este asiático (Cheung & Zhou, 2015) y sobre la capa de hielo de la región BKS (Luo *et al.*, 2017).

Durante el período 1980–2018, se contabilizaron un total de 268 días de bloqueo en invierno (DEF) y 442 en verano (JJA). La frecuencia de días de bloqueo suele ser mayor durante el invierno y la primavera, alcanzando su mínimo en verano. Esta pauta se hace más evidente en bloqueos que se desarrollan sobre masas oceánicas (Barriopedro *et al.*, 2006). Nuestros resultados, notoriamente opuestos, encajan bien en la distribución longitudinal de la frecuencia calculada por Barriopedro *et al.* (2006) o Yao *et al.* 2018). Durante el invierno, la frecuencia de aparición de los centros de acción sobre el sector 30° – 90° E se halla disminuida, y gran parte de los eventos se desarrollan sobre el Pacífico y el Atlántico Norte. Sin embargo, en los meses de verano el pico de frecuencias se localiza en la franja 10° – 45° E, debido al desplazamiento de los centros hacia el margen de la masa continental (Barriopedro *et al.*, 2006). La Figura 4.10 muestra la distribución estacional del número de días de UB para la serie temporal analizada. En invierno, se observa una configuración más variable de la frecuencia de estos eventos, que no llega a ser anual y que puede permanecer inactiva (ej.: período 1999–2002). Los datos sugieren además que una mayor frecuencia de días de UB está asociada a la persistencia temporal de un mismo evento y no a un aumento de éstos.

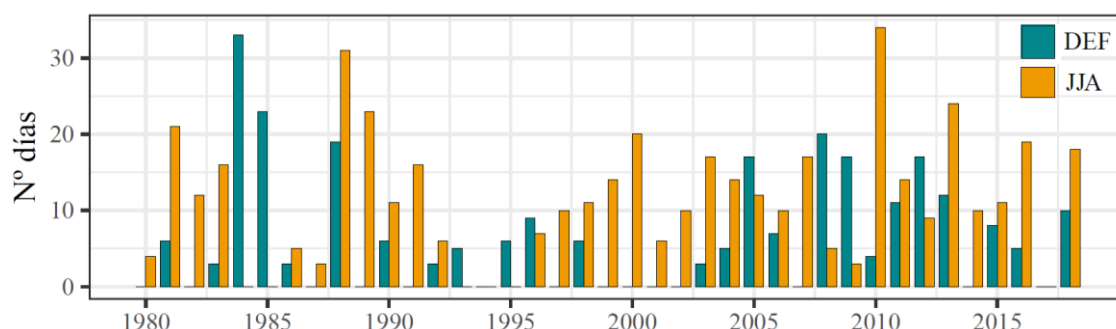


Figura 4.10: Número de días de bloqueo de los Urales para las estaciones de invierno (DEF) y verano (JJA) durante el período 1980–2018.

Para conocer la influencia que el UB ejerce sobre el transporte de humedad hacia la región Ártica, se ha evaluado la distribución media del campo $(E - P)_{i10} < 0$ durante los días de bloqueo, para las estaciones de invierno y verano (Figura 4.11(a-b)), frente a la propia variabilidad climatológica del Sistema.

El impacto de un patrón de bloqueo puede observarse en la ralentización y partición del flujo zonal, cuyo avance está siendo ‘bloqueado’. Al comparar la situación climatológica invernal del Sistema (Figura 4.1) con el mapa de precipitación obtenido, el bloqueo se manifiesta como un leve desplazamiento de la región de máxima precipitación hacia el sur – especialmente visible en la región sureste de Groenlandia y el estrecho de Dinamarca. En verano, también encontramos una fuerte similitud con la climatología promedio, lo cual dificulta la individualización de los efectos derivados únicamente del bloqueo. El test bootstrap ayuda en este propósito (Figura 4.12(a-b)). En ambas estaciones, se observa que la variabilidad de la precipitación asociada a este patrón se mantiene próxima a la fuente, especialmente durante los meses de invierno. En verano, se halla ligeramente desplazado hacia el norte, ocupando el mar de Labrador. La climatología es la principal impulsora del cambio en la precipitación en la entrada del Atlántico. No obstante, en verano se percibe de forma muy discreta la entrada de humedad fomentada por la advección de vapor hacia el norte, que deja pequeñas áreas significativas próximas al estrecho de Dinamarca.

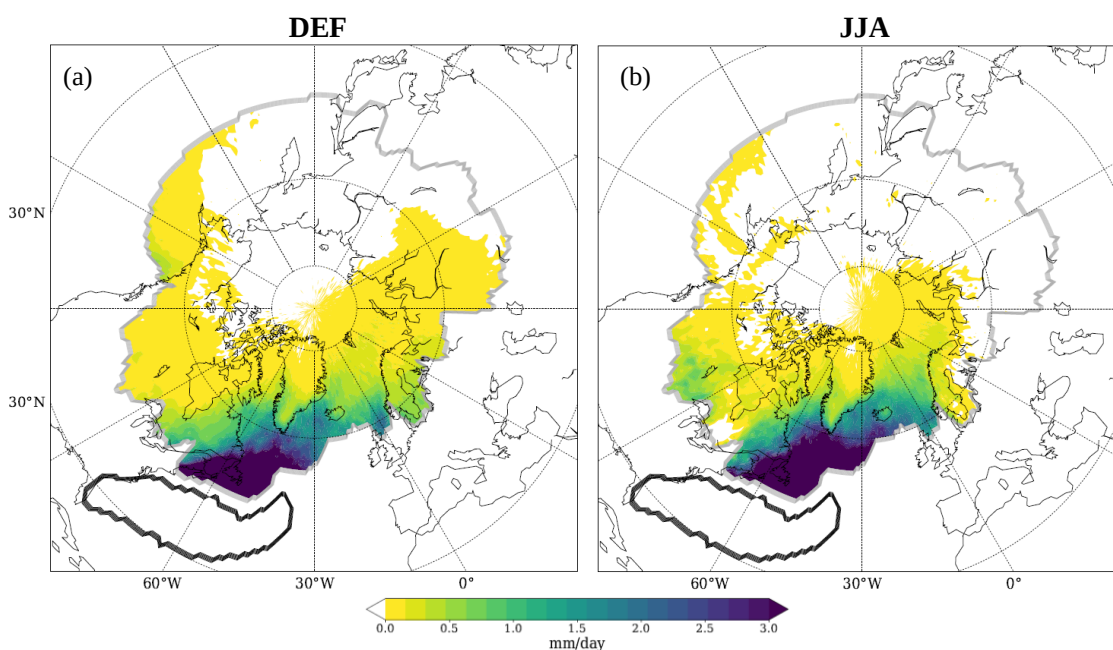


Figura 4.11: Influencia del patrón de bloqueo de los Urales sobre el transporte de humedad desde la fuente NATL (negro) hacia el Sistema Ártico (gris). Diferencias en la precipitación (mm/día) entre composites para los eventos de bloqueo durante las estaciones de a) invierno y b) verano para el período 1980-2018.

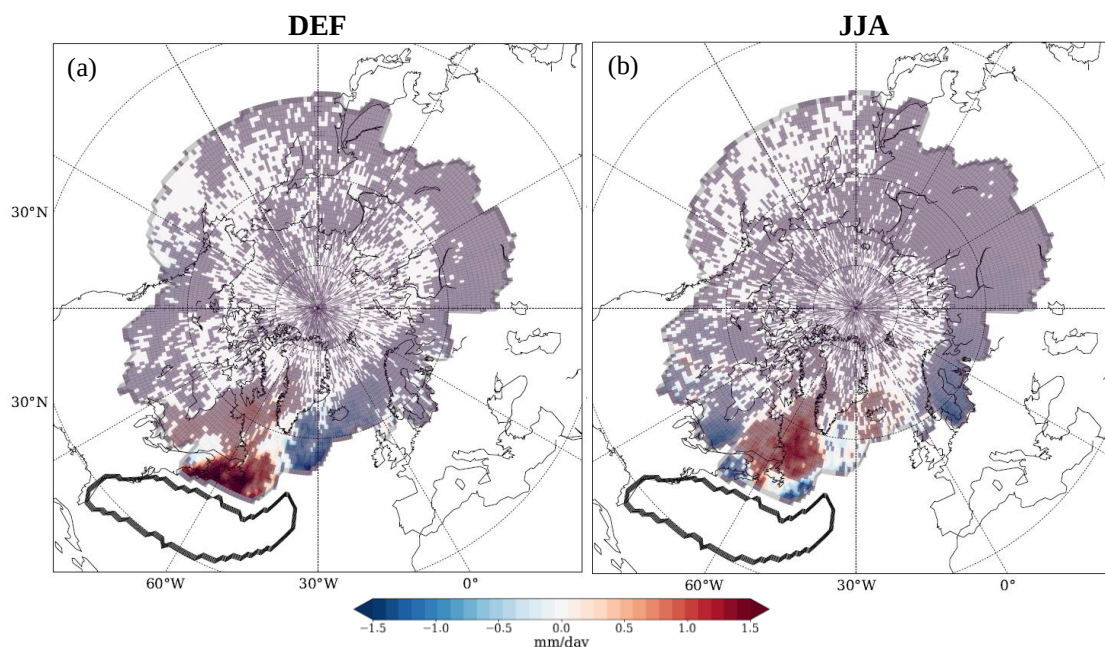


Figura 4.12: Regiones significativas al 90%, obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites de eventos UB y climatología estacional para a) invierno y b) verano.

4.3.2. Bloqueo de los Urales y la NAO

En esta última sección, se analiza la modulación que la oscilación del Atlántico Norte ejerce sobre el patrón de bloqueo de los Urales y sus efectos sobre la precipitación en la región Ártica. [Luo et al. \(2017\)](#) y [Chen et al. \(2018\)](#), que han investigado esta confluencia de eventos, sugieren que la fase positiva de la NAO amplifica la intrusión de vapor hacia la región de BKS.

Para el período 1980–2018, un total de 268 (442) días de bloqueo fueron contabilizados, de los cuales 121 (116) estaban relacionados con eventos de NAO^+ y 21 (109) con eventos de NAO^- para los meses de invierno (verano). Estos resultados se asemejan a los obtenidos por [Yao et al. \(2018\)](#). La [Figura 4.13](#) recoge, para las distintas estaciones, la duración de los eventos a lo largo de la serie temporal analizada. En general, a excepción del invierno de 1984, la frecuencia estacional de días de bloqueo que coinciden con eventos de la NAO no supera los 15 días. En invierno, se observa una clara dominancia de la combinación UB- NAO^+ , mientras eventos UB- NAO^- pueden ser considerados prácticamente anecdóticos. Durante la estación estival, los resultados revelan una alternancia en la tipología de bloqueo: durante el período 1980–1997 predomina los eventos de UB- NAO^- , mientras que para el período 1998–2018 dominan preferentemente los eventos UB- NAO^+ (a excepción de 2013 y 2018).

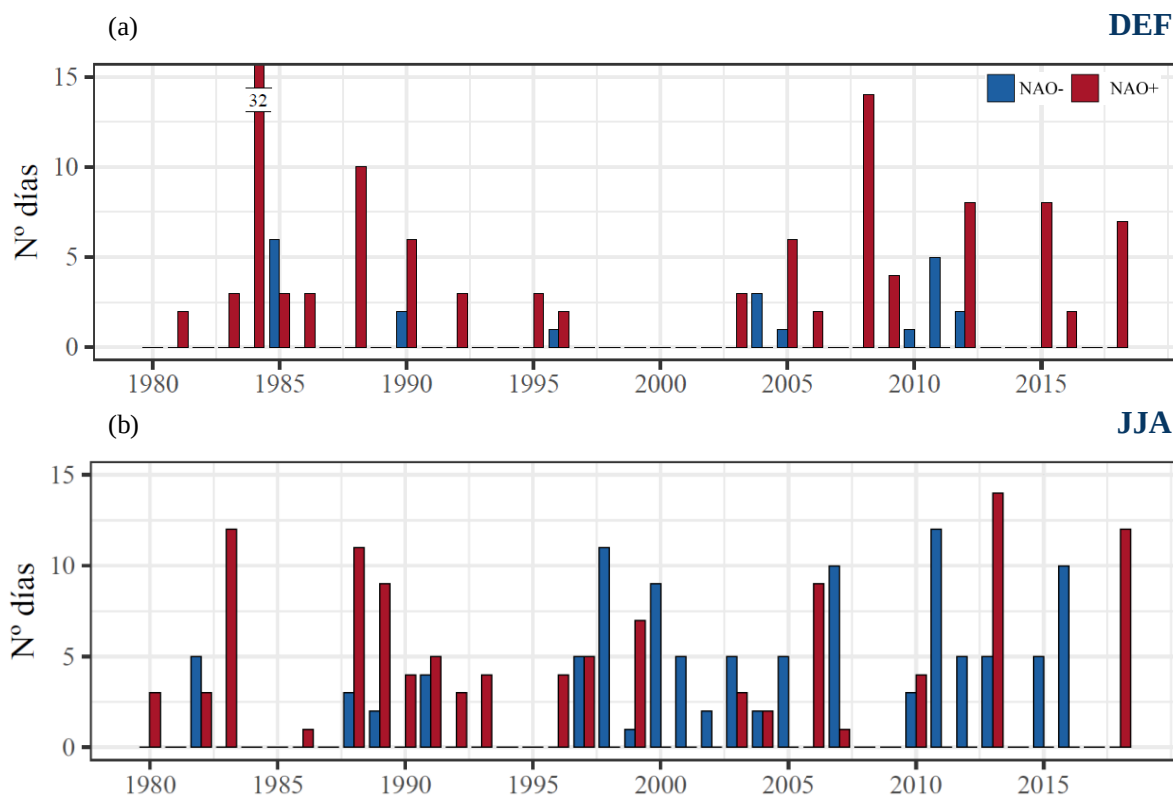


Figura 4.13: Días de bloqueo coincidentes con eventos de fase positiva (rojo) y negativa (azul) de la NAO durante las estaciones de: a) invierno (DEF) y b) verano (JJA) para el período 1980–2018.

Las Figuras 4.14(a-d) y 4.15(a-d) muestran las diferencias de composites entre eventos combinados de UB y NAO frente a la situación de precipitación media asociada a la diferencia entre ambos – eventos de la NAO no coincidentes con eventos de bloqueo –, para las estaciones de invierno y verano respectivamente. En invierno, el campo de $(E - P)_{i10} < 0$ refleja el impacto opuesto que ejerce una situación combinada de eventos con NAO^+ y NAO^- . La fase negativa intensifica la influencia del patrón de bloqueo. Ello se traduce en una contención de la región de máxima precipitación, que queda confinada en la franja este del Atlántico incrementando las precipitaciones en la provincia canadiense de Terranova y Labrador (Figura 4.14a). La intrusión de vapor a través de la costa noruega – asociada propiamente a la NAO^+ (Figura 4.14c) – aparece fuertemente intensificada por el UB, especialmente en el mar del Norte donde las precipitaciones llegan a superar los 3 mm diarios. La franja sur de Groenlandia también se ve afectada por esta combinación; la progresión descendente de la región de máxima precipitación se muestra distorsionada con máximos muy localizados. El test *a posteriori* revela como significativo el impacto derivado de eventos de UB- NAO^+ en los mares del Norte y de Labrador y parte de las provincias de Quebec y Ontario (Figura 4.14e). Por el contrario, la combinación con la fase

negativa restringe esta significancia a la región de máxima precipitación; la variabilidad asociada a eventos de NAO^- adquiere mayor relevancia, especialmente en la entrada al Ártico a través del estrecho de Dinamarca (Figura 4.14f).

Durante la estación estival se observa una configuración similar del campo de precipitaciones con ligeras variaciones. En eventos de UB- NAO^- , el área de mayor precipitación se desliza hacia el norte ocupando por completo el mar de Labrador (Figura 4.15b). Las precipitaciones se intensifican a su alrededor, dejando valores > 1 mm diario. El test bootstrap muestra de forma clara los efectos de esta intrusión hacia el norte, que afectan de forma significativa a toda la región oceánica situada entre Canadá y la costa oeste de Groenlandia (Figura 4.15f). La combinación de bloqueo y NAO^+ da lugar a una intrusión de vapor a través del mar de Noruega que alcanza latitudes mayores con respecto a invierno. Sus efectos son también apreciables en la entrada al mar de Labrador y en regiones asiladas del sur de Canadá (Figura 4.15a).

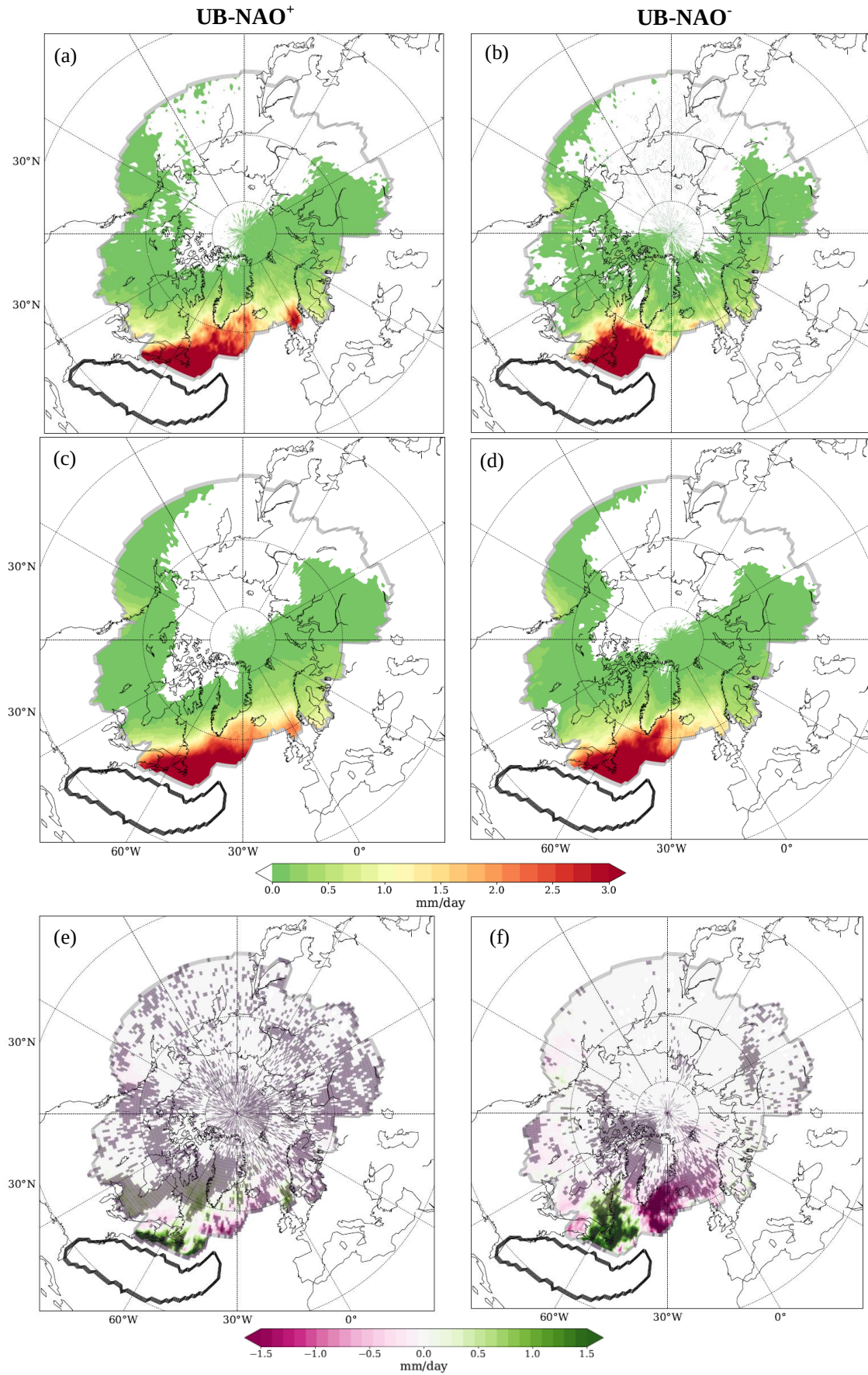


Figura 4.14: Diferencias en la precipitación (mm/día) sobre el Sistema Ártico (gris) entre composites para la combinación de a) UB-NAO⁺ y c) UB-NAO⁻ con respecto a la diferencia de b) NAO⁺ y d) NAO⁻ no coincidente con días de UB durante la estación de invierno (DEF) para el período 1980-2018. e) y f) Regiones significativas al 90% obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites.

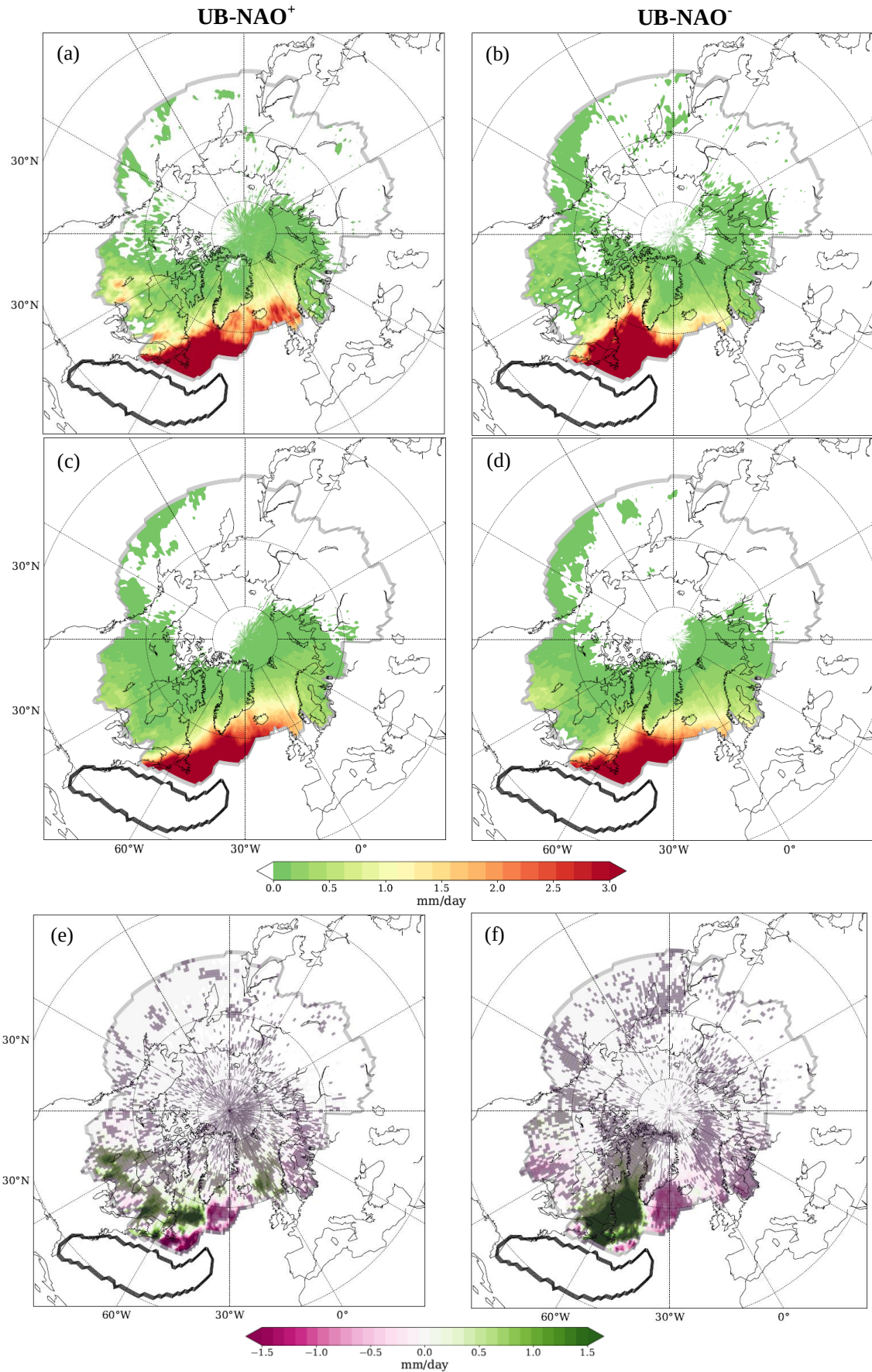


Figura 4.15: Diferencias en la precipitación (mm/día) sobre el Sistema Ártico (gris) entre composites para la combinación de a) UB-NAO⁺ y c) UB-NAO⁻ con respecto a la diferencia de b) NAO⁺ y d) NAO⁻ no coincidente con días de UB durante la estación de verano (JJA) para el período 1980-2018. e) y f) Regiones significativas al 90% obtenidas con el test bootstrap sobre la diferencia de composites.

5. Discusión

En el presente estudio, se ha evaluado la influencia que ejercen los principales modos de variabilidad climática que afectan al Ártico sobre el transporte de humedad hacia la región. Para ello, se ha analizado la distribución de la precipitación durante un periodo de 39 años (1980-2018), teniendo en cuenta únicamente el transporte procedente de la fuente Noratlántica. A partir de un experimento previo con el modelo Lagrangiano FLEXPART v9.0 (alimentado con datos del reanálisis ERA-Interim), su contribución estacional al dominio Ártico pudo ser calculada. El objetivo, conocer en profundidad el papel que desempeñan cada uno de los modos y cómo afectan, de manera individual y combinada, a la variabilidad climática observada.

El Atlántico Norte es considerado una de las principales fuentes externas de humedad que contribuyen al dominio Ártico, especialmente durante la estación invernal en la que no compite con fuentes continentales (Vázquez *et al.*, 2016). No obstante, el transporte de vapor de agua se intensifica en verano, dejando consigo máximos de precipitación que duplican los valores registrados en invierno (12–15 mm/día de máxima frente a 6–8 mm/día), hecho que confirma la influencia de la fuente sobre la variabilidad anual de las precipitaciones. Las proyecciones a largo plazo estiman en un $\sim 4.5\% \text{ K}^{-1}$ el incremento de la precipitación sobre el Sistema Ártico (Bintanja & Selten, 2014). El aumento de la tasa de precipitación media podría afectar de forma irreversible a la región (Vihma *et al.*, 2016), con consecuencias a niveles físicos (descenso de la capa de hielo (Gimeno *et al.*, 2019) o aumento de la temperatura superficial y la descarga fluvial (Peterson *et al.*, 2002)), biológicos (incremento de la producción primaria, disponibilidad de agua, deshielo del *permafrost* o transformación de los nichos ecológicos (Wrona *et al.*, 2016)), sociales (comunidades locales) o económicos (nuevas rutas comerciales, pesca o extracción de recursos energéticos (Crépin *et al.*, 2017)). Los resultados obtenidos para la fuente NATL no concuerdan con esta predicción. Éstos revelan una fuerte estabilidad de la precipitación en el cómputo anual. Por otro lado, un descenso significativo de 24 mm/año fue obtenido durante los meses de verano. Debe tenerse en cuenta que la contribución se ha calculado para la región definida por Roberts *et al.* (2010) como Sistema Ártico, y que por tanto, no implica un descenso de la evaporación en la fuente, una menor contribución global a la

precipitación o un descenso de las precipitaciones en el Ártico, dado que éste recibe humedad de múltiples fuentes externas.

Cambios en los patrones de variabilidad climática podrían afectar al transporte de humedad hacia el Ártico (Vihma *et al.*, 2016). En este trabajo se ha analizado la regulación estacional que ejercen la AO, la AD y la NAO sobre el transporte de humedad proveniente de la fuente Noratlántica. Para ello, la diferencia entre composites de precipitación durante eventos positivos y negativos fue calculada para cada uno de los patrones de teleconexión mencionados. Los resultados obtenidos tras aplicar un test de significancia *a posteriori* sugieren que durante el periodo 1980–2018 existen áreas para las que la variabilidad de la precipitación es significativa entre ambas fases.

La **oscilación Ártica (AO)**, reconocible por su configuración anular (Figura 5.1), explica el ~50% de la variabilidad climática a latitudes elevadas. Durante el invierno, la sucesión de fases positivas y negativas revela una pauta equitativa en lo referente a duración acumulada de los eventos. El test bootstrap refleja como área significativa del impacto de la AO^+ la región que engloba a los mares de Groenlandia, Noruega y Barents. Mucho menos extensa se muestra la influencia de la AO^- , significativa sobre el mar de Labrador y la Bahía de Baffin. En verano la fase positiva es dominante, y su área de influencia se desplaza ligeramente hacia la masa oceánica incluyendo el mar de Kara además de los previamente mencionados. La AO se caracteriza por una anomalía negativa de MSLP sobre el Ártico, que favorece una circulación de vientos de tipo zonal e intensifica la PJ. En su fase positiva se crea una anomalía de viento ciclónica, que favorece el debilitamiento del anticiclón de Beaufort (*Beaufort High*). El cinturón de vientos entra por Atlántico Norte bordeando las costas de Noruega y el norte asiático hasta el mar de Kara, donde se desvía (sorteando el anticiclón) y atraviesa el océano Ártico. Finalmente, el encuentro con la masa continental del Archipiélago Ártico Canadiense desvía el flujo hacia latitudes más bajas a través de la Bahía de Baffin y el estrecho de Fram favoreciendo la exportación de hielo a través del estrecho (Watanabe *et al.*, 2006). Respecto al transporte de humedad, la AO^+ fomentaría la entrada de vapor de agua al Ártico a través del flujo entrante que bordea la costa del norte de Europa. El test *a posteriori* señala toda esta región como significativa, especialmente durante la estación de verano. Pese a ello, la mayor diferencia de precipitación entre ambas fases (sin tener en cuenta la franja más próxima a la fuente) se localiza al sur de Islandia. Ello podría deberse a la confluencia del flujo entrante y saliente que bloquea parcialmente el avance de la humedad (Figura 5.1a).

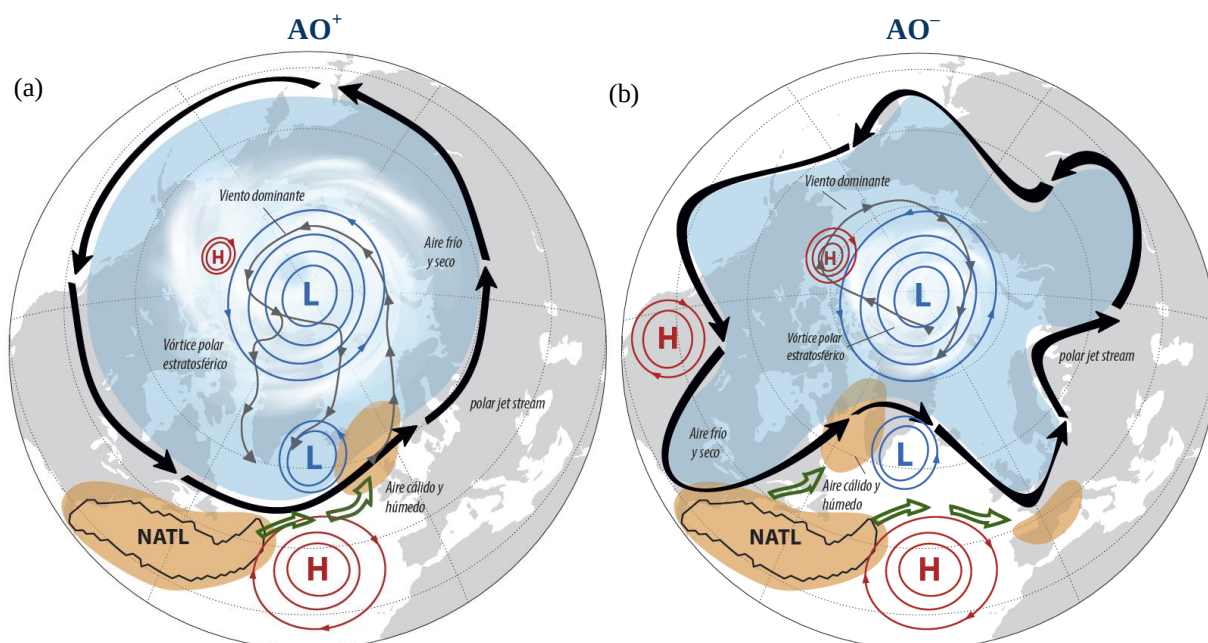


Figura 5.1: Representación esquemática del transporte de humedad (flechas verdes) hacia el Ártico desde la fuente NATL durante eventos de a) AO^+ y b) AO^- . La extensión de fuente de humedad del Atlántico Norte media anual para el periodo 1980–2012, calculada por Vázquez *et al.*, (2016), se muestra delineada en negro. L (H) hacen referencia a un tipo de circulación ciclónica (anticiclónica).

Kapsch *et al.* (2019) sugieren que este tipo de circulación favorecería la entrada de humedad durante el verano, advectado desde la región de Siberia y el mar de Kara. Esta intrusión no se aprecia en los resultados, probablemente porque la fuente de evaporación no se corresponda con la NATL sino con la fuente continental de Siberia, cuyo pico de actividad se asocia a esta estación (Vázquez *et al.*, 2016). En invierno, tiene lugar una alternancia de fases. Aunque la configuración de la AO^+ se mantiene, cabe destacar el papel que juega el vórtice polar estratosférico (Barry & Chroley, 2010) – cuya relación con la AO es descrita al inicio de este trabajo. Durante este período, la ausencia de radiación incidente a altas latitudes amplifica el vórtice, mientras que la circulación ciclónica asociada a la AO^+ lo fortalece. La PJ que circunvala la región a menor latitud en invierno (35–40° N), contiene el avance del vórtice y confina la masa de aire frío polar. Por otra parte, la fase negativa de este patrón se caracteriza por una anomalía anticiclónica de la circulación. Ésta se desarrolla centrada en el océano Ártico y se ve favorecida por el anticiclón de Beaufort. El flujo de vientos impacta contra la costa noreste de Groenlandia, lo que ayuda a restringir la exportación de hielo (Watanabe *et al.*, 2006). Asimismo, esta circulación está relacionada con el debilitamiento del vórtice y de la PJ, la cual desarrolla su conocida configuración meandriforme. En la región atlántica, el efecto combinado del sistema de altas y bajas presiones compuesto por el anticiclón canadiense (*Canadian High*) y la depresión de Islandia favorece el transporte de humedad desde la fuente NATL a través de la costa este

de Norteamérica (Figura 5.1b). La humedad queda confinada en el Mar de Labrador y parte de Groenlandia. En verano, el vórtice no desaparece sino que se vuelve más débil y simétrico.

La **anomalía del dipolo Ártico (AD)**, que explica el ~15% de la variabilidad observada en la MSLP, se caracteriza por una configuración general del campo de presión dividida en dos centros de acción – uno de anomalías positivas y otro de anomalías negativas (Figura 5.2). A diferencia de la AO, la estructura del dipolo da lugar un flujo meridional que atraviesa el océano Ártico (Wu *et al.*, 2006). La serie temporal de la duración acumulada de eventos revela una predominancia estacional de las fases, siendo dominante la AD^- en invierno y la AD^+ en verano. El test de significancia aplicado sugiere además que la mayor variabilidad de las precipitaciones está asociada a la fase no dominante en ambas estaciones. En invierno, el mar de Labrador, la bahía de Baffin y franja este de la bahía de Hudson que aparecen como significativas derivan de la influencia de eventos AD^+ . Por el contrario, en verano el área significativa de mayor extensión se localiza sobre los mares de Noruega y Groenlandia, donde la AD^- ejerce mayor influencia. Durante la fase negativa de la AD, los centros de acción se desplazan debido a la expansión del anticiclón de Siberia hacia el Pacífico, invirtiendo así el patrón. Ello da lugar a un centro de anomalías positivas situado en el límite entre los mares de Kara y Láptev y uno de anomalías negativas sobre el mar de Noruega, reforzando la depresión de Islandia (Wu *et al.*, 2006). Esta configuración favorece un flujo de vientos que atraviesa el océano Ártico en dirección a Alaska desde la región de Siberia, por lo que se le asocia a una menor exportación de hielo (Watanabe *et al.*, 2006). La reducida extensión significativa asociada a la AD^- en invierno se debe precisamente a esta configuración, que dificulta la entrada de humedad proveniente de la fuente NATL (Figura 5.2b). La fase positiva, dominante en verano, se asocia a una disposición prácticamente opuesta – un centro de anomalías positivas sobre el Archipiélago Ártico Canadiense y otro de anomalías negativas sobre el mar de Láptev. El movimiento que describen los sistemas de presión favorece un flujo en sentido contrario que atraviesa el océano Ártico desde el estrecho de Bering, favorable al avance de TDS. Kapsch *et al.*, (2019) relacionan esta entrada con un mayor influjo de vapor de agua desde el Pacífico (Figura 5.2a). Nuevamente, la fase dominante no favorece el transporte de humedad desde el Atlántico, lo cual se ve reflejado en la extensión del área significativa para los eventos de AD^+ durante el verano. Wu *et al.* (2008) recogen la relación que se establece entre el dipolo y la posición e intensidad del vórtice polar estratosférico. Éste se desplaza de este a oeste,

próximo al centro de anomalías de presión negativas, y se halla debilitado durante la fase positiva del AD. El transporte de humedad de mayor alcance estaría por tanto asociado a la fase negativa del dipolo ártico, especialmente en invierno, y podría intensificarse si los eventos de AD^- coinciden con eventos de AO^+ o NAO^+ , cuyo patrón de circulación favorecería la entrada de vapor en la región.

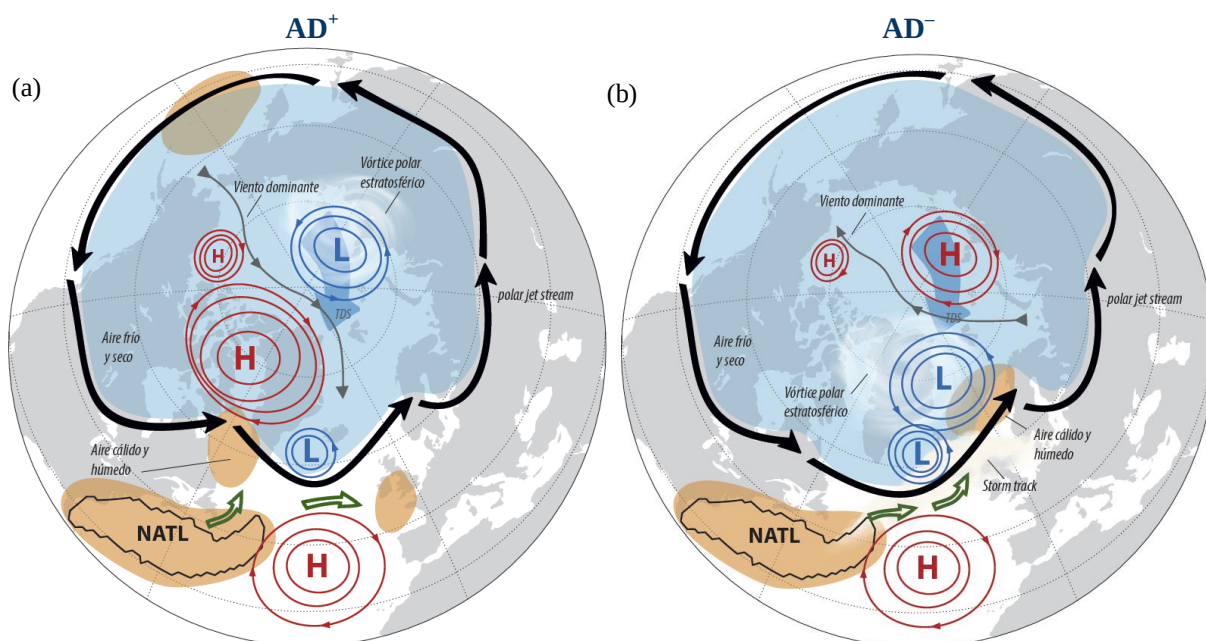


Figura 5.2: Representación esquemática del transporte de humedad (flechas verdes) hacia el Ártico desde la fuente NATL durante eventos de a) AD^+ y b) AD^- . La extensión de fuente de humedad del Atlántico Norte media anual para el periodo 1980–2012, calculada por Vázquez *et al.*, (2016), se muestra delineada en negro. L (H) hacen referencia a un tipo de circulación ciclónica (anticiclónica).

La **oscilación del Atlántico Norte (NAO)**, definida como una oscilación de la masa atmosférica entre un centro subtropical de altas presiones (anticiclón de las Azores) y un centro polar de bajas presiones (depresión de Islandia) (Figura 5.3), logra explicar el 50% de la variabilidad climática observada en el hemisferio norte (Hurrell, 1995). La distribución interanual del número de días de NAO^+ y NAO^- muestra la dominancia de su fase positiva durante los meses de invierno, mientras mantiene cierto equilibrio durante el verano – a excepción de la creciente duración de eventos de NAO^- en los últimos años de la serie. El test bootstrap destaca la fuerte influencia de la NAO^+ durante la estación estival, extendiéndose sobre gran parte de la masa oceánica de los mares de Noruega y Groenlandia y en la franja norte de la fuente; mientras que en invierno se aprecia una retirada hacia el margen continental, estrechando la región significativamente afectada. Asimismo, el análisis revela la importancia de la fase negativa durante el invierno, estableciendo como regiones receptoras significativas el mar de Labrador, la Bahía de Baffin y la de Hudson.

Durante su fase positiva, el gradiente de presión entre ambos centros favorece la advección de masas de aire cálido y húmedo a bajo nivel (*low-level*) en dirección al norte de Europa.

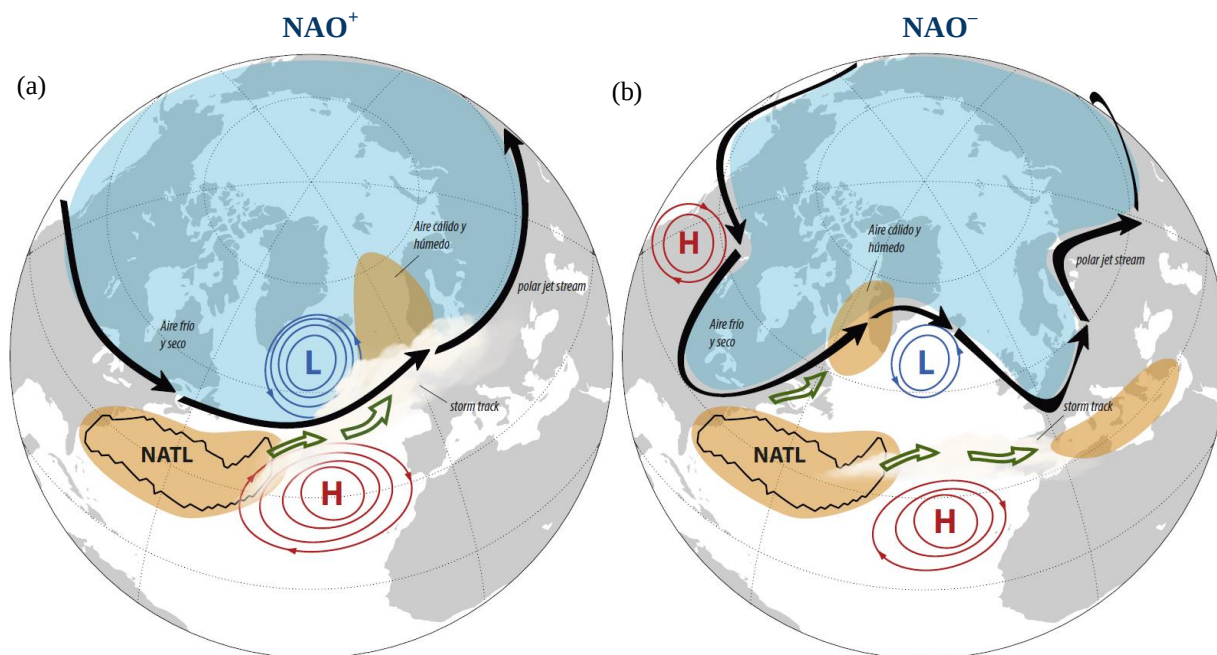


Figura 5.3: Representación esquemática del transporte de humedad (flechas verdes) hacia el Ártico desde la fuente NATL durante eventos de a) NAO^+ y b) NAO^- . La extensión de fuente de humedad del Atlántico Norte media anual para el periodo 1980–2012, calculada por Vázquez *et al.*, (2016), se muestra delineada en negro. L (H) hacen referencia a un tipo de circulación ciclónica (anticiclónica).

En invierno los sistemas de presión se hallan bien desarrollados durante la NAO^+ , lo cual estimula la formación de tormentas que siguen la disposición dominante del campo de vientos. El norte de Europa experimenta inviernos más cálidos y lluviosos; mientras el sur desarrolla condiciones más secas. En la costa este norteamericana la situación se invierte, EE.UU experimenta condiciones húmedas mientras en Groenlandia y el Norte de Canadá la concentración de humedad en el aire es inferior al promedio anual (Figura 5.3a). El test *a posteriori* revela como significativo este incremento de las precipitaciones sobre la franja norte euroasiática. Durante los eventos de NAO^- , el centro de bajas presiones se encuentra especialmente debilitado. El anticiclón de las Azores migra hacia el norte, generando el subsiguiente patrón de bloqueo y provocando una disminución en la intensidad y número de tormentas, que además ven ligeramente desplazadas sus trayectorias hacia el sur. El transporte de humedad se dirige entonces principalmente hacia el mar Mediterráneo. Una parte es desviada por la PJ que asciende siguiendo el perfil de una de las dos principales ondas de Rossby (70° O) hacia Groenlandia, promoviendo una intrusión de vapor a través del mar de Labrador (Thompson & Wallace, 2001; Barry & Chroleay, 2010). Esta acumulación de vapor tiene efectos significativos en la variabilidad de las precipitaciones

que afectan a esta zona. Bajo estas condiciones, EE.UU y el norte de Europa experimentan inviernos más fríos y secos, lo que ratifica la ausencia de valores negativos cerca de las costas europeas en los resultados obtenidos (Figura 5.3b). Generalmente, durante los meses de verano los centros de baja presión se hallan atenuados. Esto favorece que durante eventos de NAO⁺ el transporte de humedad a través de la entrada atlántica se vea intensificado y logre alcanzar ciertas regiones del mar de Barents. Ello se ve reflejado en el mapa de precipitación y tiene efectos significativos sobre una amplia región, que incluye a los mares de Noruega, Groenlandia y Barents.

El **bloqueo de los Urales (UB)**, cuyo centro de acción se limita al sector 30 – 90° E (considerando eventos de tipo *quasi*-estáticos), afecta a la variabilidad climática de la región de Siberia y los mares de Barents y Kara. Si bien esta influencia sobre el clima no se muestra de forma clara cuando analizamos los eventos frente a la climatología estacional, no ocurre lo mismo cuanto éstos aparecen en combinación con eventos de la NAO. La duración acumulada de eventos de bloqueo es mayor durante la estación estival. Asimismo, en combinación con la NAO, en invierno domina la combinación UB-NAO⁺ – que concuerda con la dominancia de la NAO⁺ durante este época del año – mientras en verano se encuentra más equiparada entre ambas fases. El test bootstrap corrobora la influencia significativa del patrón UB-NAO⁺ en pequeñas áreas próximas a la costa del norte de Europa en ambas estaciones, especialmente en la región que separa el mar del Norte del mar de Noruega. El impacto del transporte de humedad proveniente de la fuente NATL no parece tener efectos significativos en la variabilidad de las precipitaciones de la región BKS o de Siberia. Ello podría deberse a que el vapor de agua proviene de otras fuentes – especialmente durante el verano, época en la que la contribución de la fuente Noratlántica se reduce a un 12% en comparación al resto de fuentes externas (oceánicas y continentales) (Vázquez *et al.*, 2016). Las diferentes metodologías empleadas en el cálculo del flujo de humedad podrían dar lugar también a discrepancias. Por ejemplo, Yao *et al.* (2018) hacen estimaciones a partir del agua precipitable en la atmósfera (PWA, *Precipitable Water for the entire Atmosphere*); mientras Luo *et al.* (2017) aplican el método Lagrangiano propuesto por de Vries & Döös (2001) sobre el vapor de agua verticalmente integrado. Los resultados del test *a posteriori* reflejan un impacto significativo sobre la región del mar de Labrador y la Bahía de Baffin, que podría deberse al solapamiento de eventos de UB con días de bloqueo del Atlántico Norte (30° O – 30° E). La individualización del patrón resulta

más compleja en la escala espacial utilizada y podría dar lugar a un cierto enmascaramiento de la influencia del bloqueo de los Urales sobre esta región.

Finalmente, la precipitación diaria fue integrada para el Sistema Ártico definido por [Roberts et al., \(2010\)](#) con el objetivo de investigar la posible relación entre la intensidad de los eventos identificados y el valor de la precipitación diaria total sobre la región. Sin embargo, no se hallaron correlaciones significativas entre el valor de los índices y un aumento o descenso de la precipitación global en el Ártico. Los resultados aparecen adjuntos en el apartado de Anexos. Ello concuerda con los análisis llevados a cabo por [\(Vázquez et al., 2016\)](#), que muestran la ligera influencia que determinados patrones de teleconexión (entre ellos, la oscilación del Atlántico Norte) ejercen sobre el aporte de humedad a esta región. En la literatura podemos encontrar ejemplos de trabajos que han encontrado relaciones significativas [\(Rogers et al., 2001\)](#); la mayoría con carácter regional [\(Frey & Smith, 2003; Sodeman et al., 2008; Luo et al., 2019\)](#). En el presente estudio únicamente se ha tenido en cuenta la fuente Noratlántica; la regionalización de los efectos observada en los test de significancia *a posteriori* nos lleva a promover estudios futuros centrados en el impacto que genera esta fuente sobre regiones marginales como los mares de Noruega, Groenlandia, Labrador o la Bahía de Baffin.

Un mejor entendimiento de los factores que intervienen en la dinámica del transporte de humedad hacia el Ártico resulta imprescindible para poder hacer frente a los futuros retos que plantea el cambio global sobre esta región. El reciente uso de metodologías Lagrangianas aplicadas al transporte de humedad ha ampliado el espectro de análisis y resultados, aunque también presentan limitaciones. FLEXPART está basado en el balance humedad de cada partícula. Sin embargo, la pérdida de humedad no tiene por qué estar necesariamente implicada en un incremento equivalente de la precipitación, lo que conllevaría a una posible sobreestimación de las regiones sumideros. Análisis como el que aquí se presenta podrían ser replicados para el resto de fuentes y subregiones, añadiendo además otros factores implicados en la variabilidad del sistema como la concentración y extensión de hielo, la radiación infrarroja reemitida, datos de precipitación local o la temperatura del aire, entre otras. La naturaleza compleja y caótica del sistema, debido a su alta variabilidad (espacial y temporal) y a la superposición de señales provenientes de distintos patrones, requiere de un reanálisis continuo de los factores para mejorar la interpretación de resultados y predicciones futuras.

6. Conclusiones

Basándose en los análisis descritos anteriormente, las principales conclusiones que pueden extraerse de este trabajo quedan enumeradas a continuación:

- 1) La fuente oceánica Noratlántica (NATL) contribuye especialmente a la precipitación sobre el mar de Labrador, los mares de Groenlandia y Noruega, así como a la franja norte del propio océano; aunque determinados modos de variabilidad fomentan la intrusión de vapor en la Bahía de Baffin o los mares de Barents y Kara.
- 2) Su contribución, teniendo en cuenta las dos estaciones analizadas, es mínima durante el invierno y alcanza valores máximos durante la estación estival.
- 3) La oscilación Ártica (AO) logra explicar el 47%(42%) de la variabilidad del sistema para la estación de invierno(verano), frente a la anomalía del Dipolo Ártico (AD) que explica el 16%(15%).
- 4) La fase positiva de la AO favorece el transporte de humedad hacia regiones oceánicas (mares de Groenlandia, Noruega y Kara-Barents) especialmente durante los meses de verano, período en el que es dominante. En invierno, el área de influencia significativa se desplaza hacia el margen continental afectando a la precipitación de norte euroasiático. Eventos de AO negativa contribuyen a la precipitación sobre el mar de Labrador y la Bahía de Baffin.
- 5) La modulación del transporte de humedad por el AD es opuesta a la fase dominante. En invierno, se registran precipitaciones significativas sobre el mar de Labrador y la Bahía de Baffin, asociadas a eventos de AD^+ ; en verano, éstas aparecen sobre los mares de Noruega y Groenlandia asociadas a eventos de AD^- .
- 6) La oscilación del Atlántico Norte (NAO) contribuye significativamente a la precipitación registrada sobre el mar de Labrador y la Bahía de Baffin durante eventos de fase negativa en invierno. El flujo de viento dominante durante este período favorece la precipitación a lo largo del trayecto de las tormentas y el norte de la costa euroasiática. En verano, la NAO^+ contribuye especialmente a los mares de Groenlandia, Noruega y la franja norte del Atlántico.
- 7) La combinación de eventos de bloqueo de los Urales y NAO^+ favorece el transporte de humedad desde la fuente NATL especialmente sobre los mares del Norte y Groenlandia.

Agradecimientos: Los datos de bloqueos en el hemisferio norte utilizados en este trabajo fueron proporcionados por David Barriopedro del Instituto de Geociencias (IGEO), Centro Mixto del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) y la Universidad Complutense de Madrid (UCM).

Referencias

Allen, M., Ingram, W. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419, 228–232. <https://doi.org/10.1038/nature01092>.

Anisimov, O. A., Vaughan, D. G., Callaghan, T. V., Furgal, C., Marchant, H., Prowse, T. D., Vilhjálmsson, H. & Walsh, J. E. (2007). Polar regions (Arctic and Antarctic). *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, 653–685.

Sorteberg, A. & Walsh, J. E. (2008). Seasonal cyclone variability at 70°N and its impact on moisture transport into the Arctic, *Tellus* 60A: *Dynamic Meteorology and Oceanography*, 60(3), 570–586. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2007.00314.x>.

Barnston, A. G., & Livezey, R.E. (1987). Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, 115, 1083–1126, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2).

Barriopedro, D., García-Herrera, R., Lupo, A. R. & Hernández, E. (2006). A Climatology of Northern Hemisphere Blocking. *Journal of Climate*, 19, 1042–1063. <https://doi.org/10.1175/JCLI3678.1>.

Barry, R. G. & Chorley, R. J. (2010). *Atmosphere, weather and climate*. Oxon: Routledge.

Berrisford, P., Dee, D.P., Poli, P., Brugge, R., Fielding, M., Fuentes, M., Kållberg, P.W., Kobayashi, S., Uppala, S. y Simmons, A. (2011). *The ERA-Interim archive Version 2.0*. ERA Report Series. European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF). <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/8174-era-interim-archive-version-20>.

Bintanja, R. & Selten, F. (2014). Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat. *Nature*, 509, 479–482. <https://doi.org/10.1038/nature13259>.

Bintanja, R. (2018). The impact of Arctic warming on increased rainfall. *Scientific Reports* 8(16001). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-34450-3>.

Boville, B. A. (1984). The Influence of the Polar Night Jet on the Tropospheric Circulation in a GCM. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 1132–1142. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041<1132:TIOTPN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<1132:TIOTPN>2.0.CO;2).

Bracegirdle, T. J. & Kolstad, E. (2010). Climatology and variability of Southern Hemisphere marine cold-air outbreaks. *Tellus*, 62A, 202–208. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00431.x>.

Buehler, T., Raible, C. C. & Stocker, T. F. (2011). The relationship of winter season North Atlantic blocking frequencies to extreme cold or dry spells in the ERA-40. *Tellus*, 63A, 212–222. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00492.x>.

Carmack, E., Polyakov, I., Padman, L., Fer, I., Hunke, E., Hutchings, J., Jackson, J., Kelley, D., Kwok, R., Layton, C., Melling, H., Perovich, D., Persson, O., Ruddick, B., Timmermans, M.-L., Toole, J., Ross, T., Vavrus, S. & Winsor, P. (2015). Toward Quantifying the Increasing Role of Oceanic Heat in Sea Ice Loss in the New Arctic. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, 2079–2105. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00177.1>.

- Chen, X., Luo, D., Feldstein, S. B. & Lee, S. (2018). Impact of Winter Ural Blocking on Arctic Sea Ice: Short-Time Variability. *Journal of Climate*, 31, 2267–2282. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0194.1>.
- Cheng, B., Zhang, Z., Vihma, T., Johansson, M., Bian, L., Li, Z., & Wu, H. (2008). Model experiments on snow and ice thermodynamics in the Arctic Ocean with CHINARE2003 data. *Journal of Geophysical Research*, 113(C09020). <https://doi.org/10.1029/2007JC004654>.
- Cheung, H. H. N. & W. Zhou, (2015). Implications of Ural Blocking for East Asian Winter Climate in CMIP5 GCMs. Part I: Biases in the Historical Scenario. *Journal of Climate*, 28, 2203–2216, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00308.1>.
- Chree C. (1913). Some phenomena of sunspots and of terrestrial magnetism at Kew Observatory. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character* 212, 75–116. <https://doi.org/10.1098/rsta.1913.0003>.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., & Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather, *Nature Geoscience*, 7, 627–637. <https://doi.org/10.1038/ngeo2234>.
- Comiso, J. C. (2012). Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover. *Journal of Climate*, 25: 1176–1193. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00113.1>.
- Crépin, A. S., Karcher, M., Gascard, J. C. (2017). Arctic Climate Change, Economy and Society (ACCESS): Integrated perspectives. *Ambio*, 46(3), 341–354. <https://doi.org/10.1007/s13280-017-0953-3>.
- Curry, J. A., Schramm, J. L. & Ebert, E. E. (1995). Sea Ice-Albedo Climate Feedback Mechanism. *Journal of Climate*, 8, 240–247. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<0240:SIACFM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0240:SIACFM>2.0.CO;2).
- Dai, A., & Trenberth, K. E. (2002). Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 660–687. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2002\)003<0660:EOFDfC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDfC>2.0.CO;2).
- de Vries, P., & K. Döös. (2001). Calculating Lagrangian Trajectories Using Time-Dependent Velocity Fields. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 1092–1101. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<1092:CLTUTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<1092:CLTUTD>2.0.CO;2).
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. & Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>.
- Ding, Q., Schweiger, A., L'Heureux, M., Battisti, D. S., Po-Chedley, S., Johnson, N. C., Blanchard-Wrigglesworth, E., Harnos, K., Zhang, Q., Eastman, R. & Steig, E. J. (2017). Influence of high-latitude atmospheric circulation changes on summertime Arctic Sea ice. *Nature Climate Change*, 7(4), 289–295. <https://doi.org/10.1038/nclimate3241>.
- Doyle, S., Hubbard, A., van de Wal, R., Box, J., van As, D., Scharer, K., Meierbachtol, T. Smeets, P. Harper, J. T., Johansson, E., Mottram, R. H., Mikkelsen, A. B., Wilhelms, F., Patton, H., Christoffersen, P. & Hubbard, B. (2015). Amplified melt and flow of the Greenland ice sheet driven by late-summer cyclonic rainfall. *Nature Geoscience*, 8, 647–653. <https://doi.org/10.1038/ngeo2482>.
- Eastman, R., & Warren, S. G. (2010). Interannual Variations of Arctic Cloud Types in Relation to Sea Ice. *Journal of Climate*, 23, 4216–4232. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3492.1>.
- Eckhardt, S., Stohl, A., Sodemann, H., Frank, A., Seibert, P. & Wotawa, G. (2008). The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 8.0. *Technical report*, Norwegian Institute of Air Research.

- Efron B. (1992). *Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife*. In Kotz S., Johnson N.L. (Ed.) Breakthroughs in Statistics. Springer Series in Statistics (Perspectives in Statistics). Springer, New York, NY. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-4380-9_41.
- Frey, K. & Smith, L. (2003). Recent temperature and precipitation increases in West Siberia and their association with the Arctic Oscillation. *Polar Research*, 22, 287–300. <https://doi.org/10.3402/polar.v22i2.6461>.
- Gardner, A., Moholdt, G., Wouters, B., Wolken, G., Burgess, D., Sharp, M., Cogley, J. G., Braun, C. & Labine, C. (2011). Sharply increased mass loss from glaciers and ice caps in the Canadian Arctic Archipelago. *Nature*, 473, 357–360. <https://doi.org/10.1038/nature10089>.
- Gimeno L., Stohl, A., Trigo, R.M., Dominguez, F., Yoshimura, K., Yu, L., Drumond, A., Durán-Quesada, A.M. & Nieto, R. (2012). Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50, RG4003. <https://doi.org/10.1029/2012RG000389>.
- Gimeno, L., Dominguez, F., Nieto, R., Trigo, R., Drumond, A., Reason, C. J. C., Taschetto, A. S., Ramos, A. M., Kumar, R. & Marengo, J. (2016). Major Mechanisms of Atmospheric Moisture Transport and Their Role in Extreme Precipitation Events. *Annual Review of Environment and Resources* 41(1), 117–141. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-110615-085558>.
- Gimeno, L., Nieto, R., Drumond, A., Castillo, R., & Trigo, R. (2013). Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation, *Geophysical Research Letters*, 40, 1443–1450. <https://doi.org/10.1002/grl.50338>.
- Gimeno, L., Vázquez, M., Eiras-Barca, J., Sorí, R., Algarra, I. & Nieto, R. (2019). Atmospheric moisture transport and the decline in Arctic Sea ice. *WIREs Climate Change*, 10(e588). <https://doi.org/10.1002/wcc.588>.
- Gimeno-Sotelo, L., Nieto, R., Vázquez, M., & Gimeno, L. (2019). The role of moisture transport for precipitation in the inter-annual and inter-daily fluctuations of the Arctic Sea ice extension. *Earth System Dynamics*, 10(1), 121–133. <https://doi.org/10.5194/esd-10-121-2019>.
- Gong, D.-Y. & Ho, C.-H. (2003), Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon, *Journal of Geographical Sciences*, 108(4066). <https://doi.org/10.1029/2002JD002193>.
- Gong, D.Y. & Wang, S.W. (2003). Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China. *Journal of Geographical Sciences*, 13, 208–216. <https://doi.org/10.1007/BF02837460>.
- Hannachi, A., Jolliffe, I.T. & Stephenson, D.B. (2007). Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. *International Journal of Climatology*, 27, 1119–1152. <https://doi.org/10.1002/joc.1499>.
- Hopsch, S., Cohen, J. & Dethloff, K. (2012). Analysis of a link between fall Arctic sea ice concentration and atmospheric patterns in the following winter. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(18624). <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.18624>.
- Hotelling, H. (1933). Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *Journal of Education and Psychology*, 24(6), 417–441. <https://doi.org/10.1037/h0071325>.
- Hotelling, H. (1935). The most predictable criterion. *Journal of Education and Psychology*, 26, 139–142. doi:10.1037/h0058165.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y. & Ottersen, G. (2003). An overview of the North Atlantic Oscillation. En J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen & M. Visbeck (Ed.) *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, vol., 34, pp. 1–35. [unknown]: American Geophysical Union. doi: 10.1029/134GM01.
- Hurrell, J.W. (1995). Decadal trends in the north atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224), 676–679. doi:10.1126/science.269.5224.676.

Hurrell, J.W., Kushnir, Y. & Visbeck, M. (2001). The North Atlantic Oscillation. *Science*, 291(5504), 603–605. doi: 10.1126/science.1058761.

I. M. Held, B. J. Soden, Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Clim.* 19, 5686–5699 (2006).

Intergovernmental Panel on Climate Change (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. In Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. M. Midgley (Ed.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_all_final.pdf.

Intrieri, J. M., Shupe, M. D., Uttal, T., & McCarty, B. J. (2002). An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA, *Journal of Geophysical Research*, 107(C10). <https://doi.org/10.1029/2000JC000423>.

Jaiser, R. & Dethloff, K. & Handorf, D. (2013). Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes. *Tellus A*, 65, 19375. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.19375>.

Jakobson E. & T. Vihma (2010), Atmospheric moisture budget in the Arctic based on the ERA-40 reanalysis. *Int. J. Climatol.*, 30, 2175–2194, doi:10.1002/joc.2039.

Jolliffe, I. T., (2002). *Principal Component Analysis*. Springer-Verlag, 2nd Edition, New York.

Kaiser, H.F. (1958). The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, 23, 187–200. <https://doi.org/10.1007/BF02289233>.

Kapsch, M., Skific, N., Graversen, R.G., Tjernström, M & Francis, J. A. (2019) Summers with low Arctic sea ice linked to persistence of spring atmospheric circulation patterns. *Climate Dynamics*, 52, 2497–2512. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4279-z>.

Kiehl, J. T. & Trenberth, K. E. (1997). Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197–208. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2).

Liu, C. & Barnes, E. A. (2015). Extreme moisture transport into the Arctic linked to Rossby wave breaking. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 3774–3788. <https://doi.org/10.1002/2014JD022796>.

Lorenz, C. y Kunstmann, H. (2012). The hydrological cycle in three state-of-the-art reanalyses: Intercomparison and performance analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 13, 1397–1420. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-088.1>.

Lorenz, E.N. (1956). *Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction*. Technical report, Statistical Forecast Project Report 1, Dep of Meteor, MIT: 49.

Luo, B., Luo, D., Wu, L., Zhong, L., y Simmonds, I. (2017). Atmospheric circulation patterns which promote winter Arctic Sea ice decline. *Environ. Res. Lett.*, 12(5), 1–13. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa69d0>.

Luo, D., Xiao, Y., Diao, Y., Dai, A., Franzke, C. L. E. & Simmonds, I. (2016a). Impact of Ural Blocking on Winter Warm Arctic–Cold Eurasian Anomalies. Part I: Blocking-Induced Amplification. *Journal of Climate*, 29, 3925–3947, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0611.1>.

Luo, D., Xiao, Y., Diao, Y., Dai, A., Franzke, C. L. E. & Simmonds, I. (2016b). Impact of Ural Blocking on Winter Warm Arctic–Cold Eurasian Anomalies. Part II: The Link to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 29, 3949–3971. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0612.1>.

- Luo, B., Wu, L., Luo, D., Dai, A. & Simmonds, I. (2019). The winter midlatitude-Arctic interaction: effects of North Atlantic SST and high-latitude blocking on Arctic sea ice and Eurasian cooling. *Climate Dynamics*, 52, 2981–3004. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4301-5>.
- Mao, R., Gong, D.-Y., Yang, J. & Bao, J.D. (2011). Linkage between the Arctic Oscillation and winter extreme precipitation over central-southern China. *Climate Research*, 50, 187–201. <https://doi.org/10.3354/cr01041>.
- Mortin, J., Svensson, G., Graversen, R. G., Kapsch, M.-L., Stroeve, J. C., & Boisvert, L. N. (2016). Melt onset over Arctic sea ice controlled by atmospheric moisture transport, *Geophysical Research Letters*, 43, 6636–6642. <https://doi.org/10.1002/2016GL069330>.
- Newman, M., Kiladis, G. N., Weickmann, K. M., Ralph, F. M. & Sardeshmukh, P. D. (2012). Relative contributions of synoptic and low-frequency eddies to time-mean atmospheric moisture transport, including the role of atmospheric rivers, *Journal of Climate*, 25(21), 7341–7361. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00665.1>.
- Numagati, A. (1999). Origin and recycling processes of precipitation water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104, 1957–1972. <https://doi.org/10.1029/1998JD200026>.
- Orsolini, Y. J., Senan, R., Benestad, R. E. & Melsom, A. (2011). Autumn atmospheric response to the 2007 low Arctic sea ice extent in coupled ocean-atmosphere hindcasts. *Climate Dynamics*, 38, 2437–2448. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1169-z>.
- Oshima, K. & Yamazaki, K. (2004). Seasonal Variation of Moisture Transport in the Polar Regions and the Relation with Annular Modes. *Polar Meteorology and Glaciology*, 18.
- Overland, J. E., & Wang, M. (2010). Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic Sea ice. *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62(1), 1–9. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x>.
- Pavan, V., Tibaldi, S. & Brankovich, C. (2000). Seasonal prediction of blocking frequency: results from winter ensemble experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 2125–2142. <https://doi.org/10.1002/qj.49712656708>.
- Payne, A. E., & Magnusdottir, G. (2014). Dynamics of landfalling atmospheric rivers over the North Pacific in 30 years of MERRA reanalysis, *Journal of Climate*, 27, 7133–7150. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00034.1>.
- Peterson, B. J., Holmes, R. M., McClelland, J. W., Vörösmarty, C. J., Lammers, R. B., Shiklomanov, A. I., Shiklomanov, I. A. & Rahmstorf, S. (2002). Increasing river discharge to the Arctic Ocean. *Science*, 298(5601), 2171–2173. <https://doi.org/10.1126/science.1077445>.
- Roberts A., Cassano, J., Döscher, R., Hinzman, L., Holland, M., Mitsudera, H., Sumi, A., Walsh, J.E., Alessa, L., Alexeev, V., et al. (2010). *A science plan for Regional Arctic System Modeling: A report to the National Science Foundation from the International Arctic Science Community*. International Arctic Research Center (IARC): University of Alaska, Fairbanks, AK, USA.
- Rogers, A. N., Bromwich, D. H., Sinclair, E. N. & Cullather, R. I. (2001). The atmospheric hydrologic cycle over the Arctic Basin from Reanalyses. Part II: Interannual variability, *Journal of Climate*, 14, 2414–2429. [doi:10.1175/1520-0442\(2001\)014<2414:TAHCOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2414:TAHCOT>2.0.CO;2).
- Ryoo, J.-M., Kaspi, Y., Waugh, D.W., Kiladis, G.N., Waliser, D.E., Fetzer, E.J. & Kim, J. (2013). Impact of Rossby wave breaking on US west coast winter precipitation during ENSO events, *Journal of Climate*, 26(17), 6360–6382. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00297.1>.
- Serreze, M. & Barry, R. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77, 85–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>.

- Serreze, M. C., & Meier, W. N. (2019). The Arctic's sea ice cover: Trends, variability, predictability, and comparisons to the Antarctic. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436(1), 36–53. <https://doi.org/10.1111/nyas.13856>.
- Shukla, J., & Mo, K. C. (1983). Seasonal and Geographical Variation of Blocking. *Monthly Weather Review*, 111, 388–402. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111<0388:SAGVOB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<0388:SAGVOB>2.0.CO;2).
- Sodemann, H., Schwierz, C., & Wernli, H. (2008). Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *Journal of Geophysical Research*, 113(D03107). <https://doi.org/10.1029/2007JD008503>.
- Sorteberg, A., & J. E. Walsh (2008). Seasonal cyclone variability at 70 N and its impact on moisture transport into the Arctic, *Tellus A*, 60, 570–586. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2008.00314.x>.
- Stohl, A. & James, P.A. (2004). A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: method description, validation and demonstration for the august 2002 flooding in Central Europe. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 656–678. <https://doi.org/10.1175/JHM470.1>.
- Stohl, A. & James, P.A. (2005). A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: Moisture transports between Earth's ocean basins and river catchments. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 961–984. <https://doi.org/10.1175/JHM470.1>.
- Stohl, A., Hittenberger, H. & Wotawa, G. (1998). Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data. *Atmospheric Environment*, 32(24), 4245–4264. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(98\)00184-8](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(98)00184-8).
- Stroeve, J. C., Serreze, M. C., Holland, M. M., Kay, J. E., Malanik, J. & Barrett, A. P. (2012). The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis. *Climatic Change*, 110, 1005–1027. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>.
- Strong, C. & Magnusdottir, G. (2008). How Rossby wave breaking over the Pacific forces the North Atlantic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 35(L10706). <https://doi.org/10.1029/2008GL033578>.
- Thompson, D.W.J. & J.M. Wallace. (2001). Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode. *Science*, 293, 85-89. <https://doi.org/10.1126/science.1058958>.
- Thompson, D.W.J., Lee, S. & Baldwin, M.P. (2003). Atmospheric Processes Governing the Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation. In J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen y M. Visbeck (Ed.): *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, vol., 134, pp. 81–112. [unknown]: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/134GM05>.
- Tibaldi, S., & Molteni, F. (1990). On the operational predictability of blocking. *Tellus A*, 42, 343–365. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1990.t01-2-00003.x>.
- Trenberth, K. E., & Stepaniak, D. P. (2003). Covariability of Components of Poleward Atmospheric Energy Transports on Seasonal and Interannual Timescales. *Journal of Climate*, 16, 3691–3705. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3691:COCOPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3691:COCOPA>2.0.CO;2).
- Trigo, R. M., Trigo, I.F., DaCamara, C.C., Osborn, T.J. (2004). Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP=NCAR reanalysis. *Climate Dynamics*, 23, 17–28. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0410-4>.
- Tyrlis, E., Manzini, E., Bader, J., Ukita, J., Nakamura, H. & Matei, D. (2019). Ural blocking driving extreme Arctic sea ice loss, cold Eurasia, and stratospheric vortex weakening in autumn and early winter 2016–2017. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 11313–11329. <https://doi.org/10.1029/2019JD031085>.
- Vavrus, S., Holland, M. M. & Bailey, D. A. (2011). Changes in Arctic clouds during intervals of rapid sea ice loss. *Climate Dynamics*, 36, 1475–1489. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0816-0>.

- Vázquez, M. (2017). Fuentes oceánicas y terrestres de precipitación en el Ártico: Nuevas metas y orientaciones desde una aproximación lagrangiana. [Tesis Doctoral]. Universidad de Vigo, Facultad de Ciencias, España. Recuperado de <https://ephyslab.uvigo.es/investigacion/>.
- Vázquez, M., Nieto, R., Drumond, A. & Gimeno, L. (2016). Moisture transport into the Arctic: Source-receptor relationships and the roles of atmospheric circulation and evaporation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 13493–13509. <https://doi.org/10.1002/2016JD025400>.
- Vihma, T. (2014). Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review. *Surveys in Geophysics*, 35, 1175–1214. <https://doi.org/10.1007/s10712-014-9284-0>.
- Vihma, T., J. Screen, M. Tjernström, B. Newton, X. Zhang, V. Popova, C. Deser, M. Holland, T. Prowse. (2016). The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past and future changes, and their impacts. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121, 586–620. <https://doi.org/10.1002/2015JG003132>.
- Villamil-Otero, G. A., Zhang, J., He, J., & Zhang, X. (2018). Role of extratropical cyclones in the recently observed increase in poleward moisture transport into the Arctic Ocean. *Advances in Atmospheric Sciences*, 35, 85–94. <https://doi.org/10.1007/s00376-017-7116-0>.
- von Storch, H., & Zwiers, F. W. (1999) Statistical Analysis in Climate research, Cambridge University Press, Cambridge.
- Walker, G.T. (1924). Correlation in seasonal variations of weather IX: A further study of world weather. *Memoirs of the Indian Meteorological Department* 24(1): 275–332. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1925\)53<252:CISVOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1925)53<252:CISVOW>2.0.CO;2).
- Wallace, J.M. & Thompson, D.W.J. (2002). The Pacific Center of Action of the Northern Hemisphere annular mode: real or artifact? *Journal of Climate*, 15, 1987–1991. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1987:TPCOAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1987:TPCOAO>2.0.CO;2).
- Wang, J., & M. Ikeda (2000), Arctic Oscillation and Arctic Sea-Ice Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 27, 1287–1290. <https://doi.org/10.1029/1999GL002389>.
- Wang, J., Watanabe, E., Ikeda, M., Mizobata, K., Walsh, J., Bai, X., Wu, B. & Zhang, J. (2009). Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent. *Geophysical Research Letters*. 36. 10.1029/2008GL036706. <https://doi.org/10.1029/2008GL036706>.
- Watanabe, E., Wang, J., Sumi, A., & Hasumi, H. (2006). Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century, *Geophysical Research Letters*, 33(L23703). <https://doi.org/10.1029/2006GL028112>.
- Wentz, F., Ricciardulli, L., Hilburn, K. & Mears, C. (2007). How Much More Rain Will Global Warming Bring? *Science*, 317(5835), 233–235. <https://doi.org/10.1126/science.1140746>.
- Woodgate, R. A., Weingartner, T., & Lindsay, R. (2010). The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic Sea-ice retreat. *Geophysical Research Letters*, 37(1), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2009GL041621>.
- Woods, C., Caballero, R. & Svensson, G. (2013). Large-scale circulation associated with moisture intrusions into the Arctic during winter, *Geophysical Research Letters*, 40, 4717–4721. <https://doi.org/10.1002/grl.50912>.
- Wrona, F. J., Johansson, M., Culp, J. M., Jenkins, A., Mård, J., Myers-Smith, I. H., Prowse, T. D., Vincent, W. F., and Wookey, P. A. (2016). Transitions in Arctic ecosystems: Ecological implications of a changing hydrological regime, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121, 650–674. <https://doi.org/10.1002/2015JG003133>.
- Wu, B., Wang, J. & Walsh, J.E. (2006). Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion, *Journal of Climate*, 19, 210–225. <https://doi.org/10.1175/JCLI3619.1>.

Wu, B., Zhang, R. & Rosanne, D. (2008). Arctic dipole anomaly and summer rainfall in Northeast China. *Chinese Science Bulletin*, 53, 2222. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0229-1>.

Xie, Z., Duan, A. & Tian, Q. (2017). Weighted composite analysis and its application: an example using ENSO and geopotential height. *Atmospheric Science Letters*, 18, 435-440. <https://doi.org/10.1002/asl.786>.

Yao, Y., Luo, D. & Zhong, L. (2018). Effects of Northern Hemisphere Atmospheric Blocking on Arctic Sea Ice Decline in Winter at Weekly Time Scales. *Atmosphere*, 9, 331. <https://doi.org/10.3390/atmos9090331>.

Zhang X., He, J., Zhang, J., Polaykov, I., Gerdes, R., Inoue, J. & Wu. P. (2013). Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend, *Nature Climate Change*, 3, 47–51. <https://doi.org/10.1038/nclimate1631>.

Zhang, R., Sun, C., Zhang, R., Jia, L. & Li, W. (2018). The impact of Arctic sea ice on the inter-annual variations of summer Ural blocking. *International Journal of Climatology*, 38, 4632–4650. <https://doi.org/10.1002/joc.5731>.



Anexos

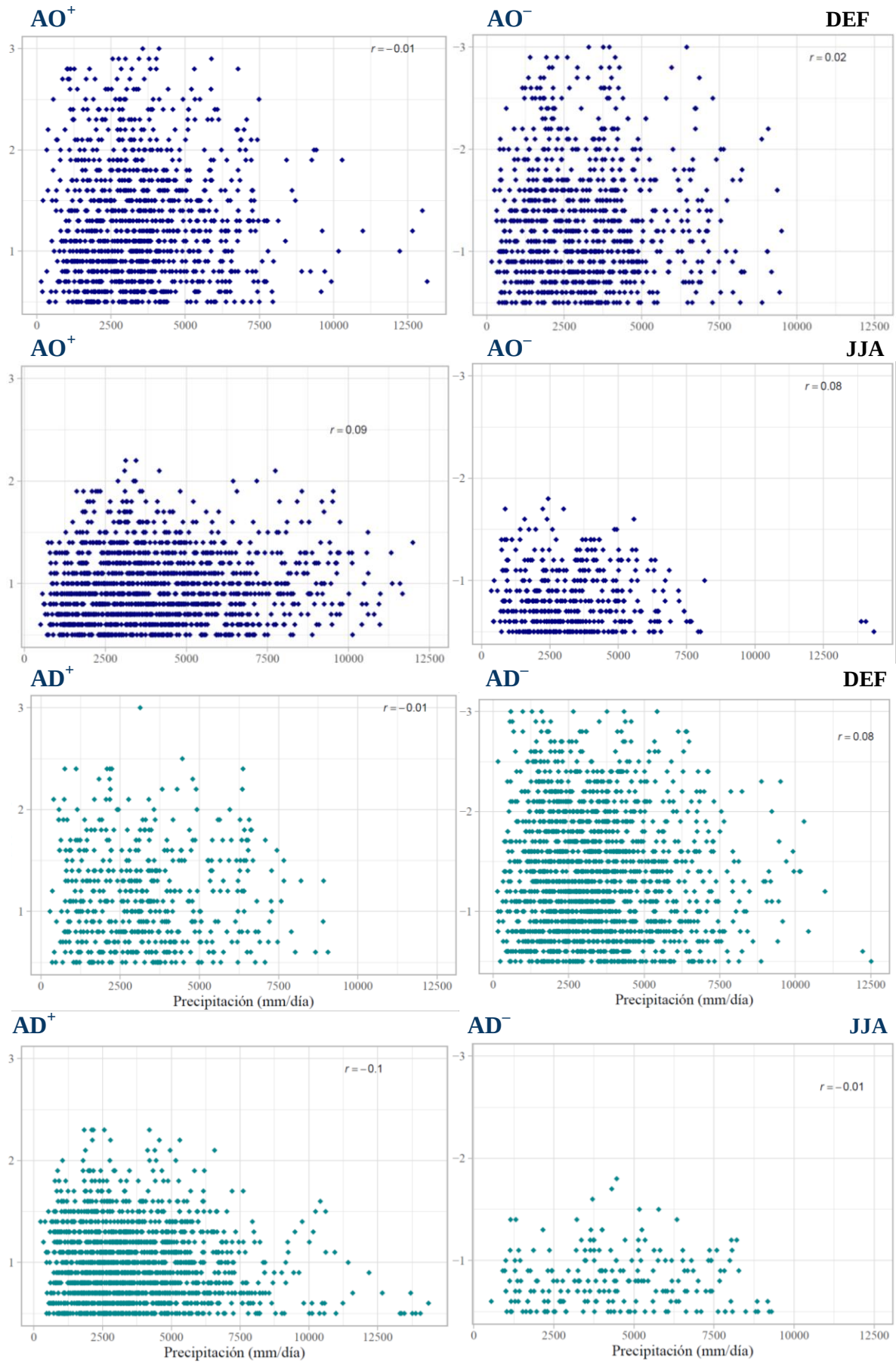


Figura A: Correlaciones de Pearson entre la precipitación diaria total sobre el Sistema Ártico definido por [Roberts et al., \(2010\)](#) y el índice diario de AO y AD correspondientes a los eventos identificados durante el período 1980-2018 para invierno (DEF) y verano (JJA). $p > 0.5$.

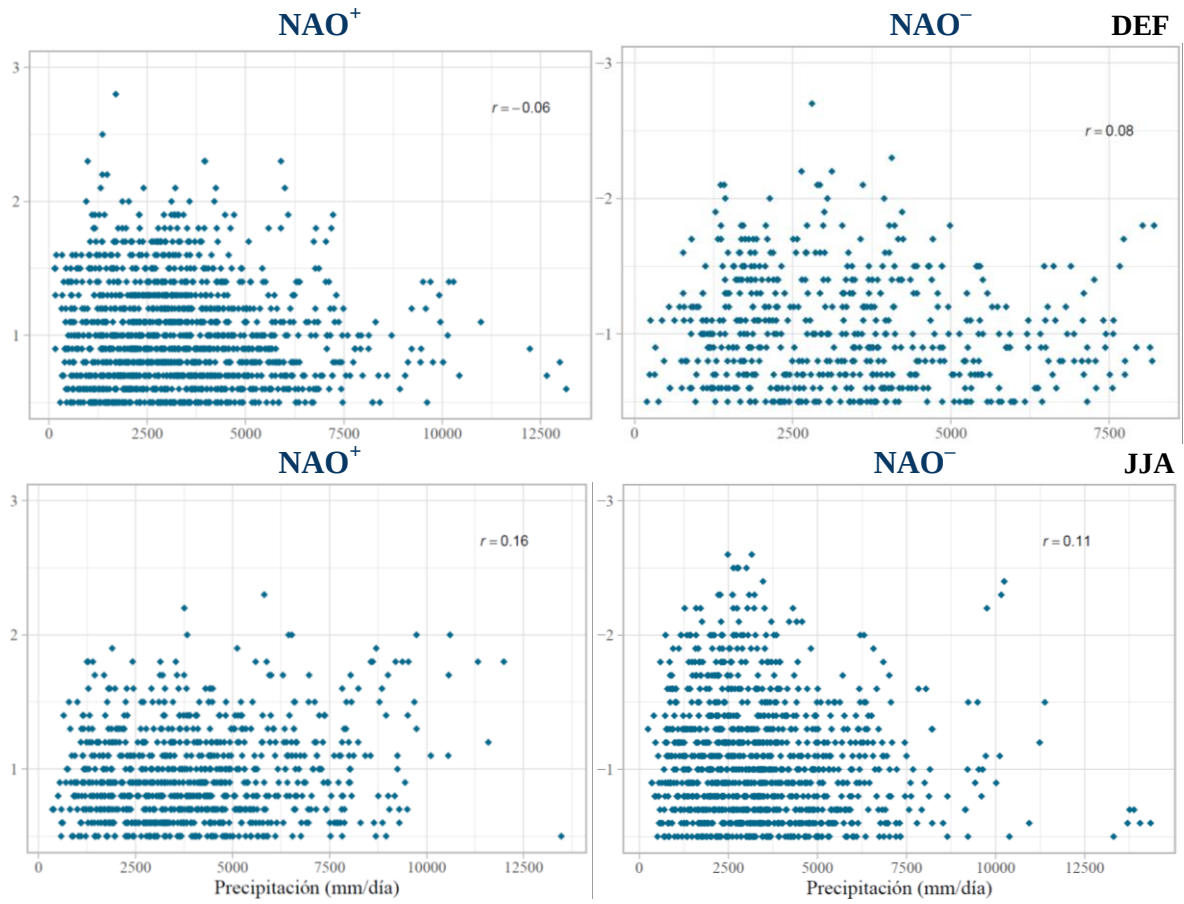


Figura B: Correlaciones de Pearson entre la precipitación diaria (mm/día) total sobre el Sistema Ártico definido por [Roberts et al., \(2010\)](#) y el índice diario de NAO correspondientes a los eventos identificados durante el período 1980-2018 para invierno (DEF) y verano (JJA). $p > 0.5$.

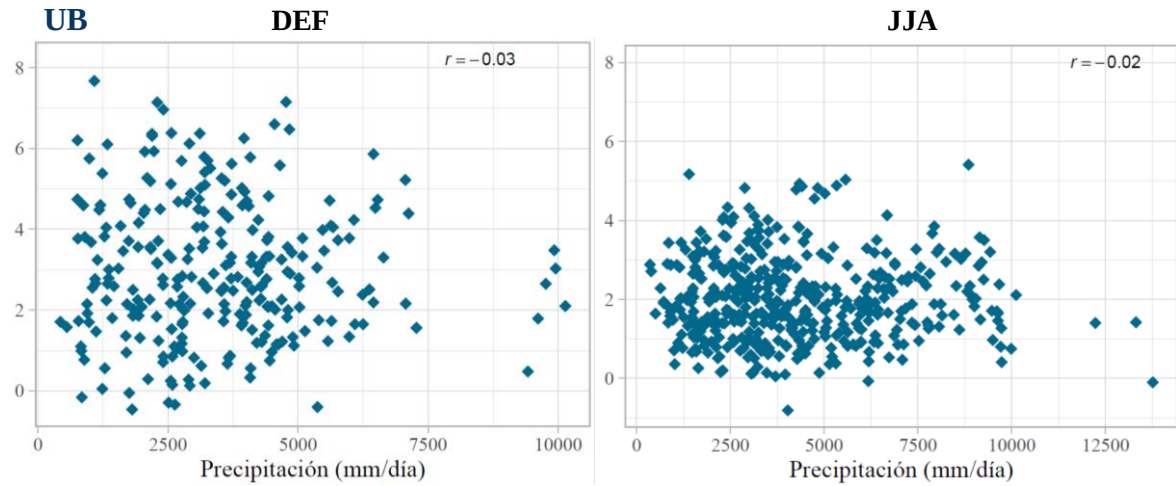


Figura C: Correlaciones de Pearson entre la precipitación diaria (mm/día) total sobre el Sistema Ártico definido por [Roberts et al., \(2010\)](#) y la intensidad de bloqueo del UB correspondientes a los eventos identificados durante el período 1980-2018 para invierno (DEF) y verano (JJA). $p > 0.5$.