

Universida_{de}Vigo

Faculta_{de}Ciencias

**CARACTERIZACIÓN DE LA CIRCULACIÓN
MERIDIONAL ATLÁNTICA EN 26,5 ° N**

Trabajo Fin de Grado

Grado de Ciencias Ambientales

Sofía Prado González

Dra. M^a de las Nieves Lorenzo González y la Dra. María Inés Álvarez, profesora titular y profesora contratada doctora del área de Física de la Tierra, del departamento de Física Aplicada, de la Universidad de Vigo

INFORMAN:

Que el trabajo titulado "**Caracterización de la circulación meridional Atlántica en 26,5°C N**" presentado por **D^a. /D. Sofía Prado González, con D.N.I.: 53820248H**, ha sido realizado bajo nuestra dirección en el departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo, y se autoriza su presentación como **Trabajo Fin de Grado del Grado de Ciencias Ambientales** al considerarlo apto para ser defendido.

Ourense, 22 de diciembre de 2017

D^a. M^a de las Nieves Lorenzo González

D^a. M^a Inés Álvarez Fernández

INDICE

1. Introducción	1
1.1. La circulación en el hemisferio Noratlántico	2
1.2. Los patrones de teleconexión	7
1.3. Objetivos	11
2. Datos y métodos	13
2.1. Datos	13
2.1.1. Datos de AMOC, proyecto RAPID	13
2.1.2. Datos de patrones de teleconexión	16
2.2. Métodos	17
2.2.1. Cálculo de la AMOC	17
2.2.2. Ciclo anual	19
2.2.3. Ciclo estacional	19
2.2.4. Correlaciones	20
2.2.5. Tendencias	20
2.2.6. Análisis Wavelet	20
3. Resultados	21
3.1. Análisis de la AMOC	21
3.1.1. Estructura vertical	21
3.1.2. Series temporales	22
3.1.3. Ciclo anual	25
3.1.4. Variabilidad interanual	28
3.2. Influencia de los patrones de teleconexión sobre la AMOC	37
3.2.1. Correlaciones	37
3.2.2. Periodicidad y variabilidad	40
3.2.2.1. Patrones de teleconexión	40
3.2.2.2. Relación entre la AMOC y los patrones de teleconexión	43
4. Conclusión	45
5. Referencias	47

1. Introducción

Hasta hace pocos años no se sabía el gran papel del océano en el modelado del clima terrestre. Su gran capacidad calorífica lo convierte en un inmenso reservorio de calor y las grandes escalas temporales de corrientes como la circulación termohalina (THC), dificultaban el estudio conjunto de sistemas climáticos acoplados. En los años 80, la mayoría de los modelos climáticos globales sólo modelaban la componente atmosférica del sistema climático. Hoy, el avance computacional permite el desarrollo de modelos de predicción climática que acoplan el océano con la atmósfera, en un intento por simular más exactamente el sistema climático. La circulación termohalina es una de esas incorporaciones tardías a los modelos climáticos. Se conoce como circulación termohalina a la circulación convectiva que afecta globalmente al conjunto de las masas de agua oceánicas. Es muy importante por su participación en el flujo neto de calor desde las regiones tropicales hacia las polares.

La circulación termohalina está formada por corrientes superficiales y profundas, las primeras se mueven o desplazan por acción de los vientos mientras que las segundas tienen lugar debido a diferencias en la densidad del agua, causadas tanto por los cambios en la salinidad, como por las diferencias de temperatura entre las aguas superficiales y profundas. La densidad decrece cuando aumenta la temperatura y crece con la salinidad. Estas corrientes superficiales y profundas están relacionadas de forma que podemos hablar de un modelo de circulación denominado modelo de la cinta transportadora oceánica. Según este modelo, existe una corriente oceánica superficial de aguas calientes y menos densas, y otra profunda, de aguas frías y más densas. Ambas corrientes son globales (recorren prácticamente todo el planeta) y se comunican. Existe una zona de descenso de aguas en el Atlántico Norte y otra de ascenso en el Pacífico Norte. La circulación global puede describirse como un flujo relativamente superficial de agua que se calienta en el Pacífico y el Índico hasta el Atlántico, en cuyas latitudes tropicales sigue recibiendo calor, para finalmente hundirse en el Atlántico Norte, retornando en niveles más profundos (Parrilla, 2006; Iglesias, 2010). La Figura 1.1 muestra un esquema de esta circulación que recorre las masas oceánicas.

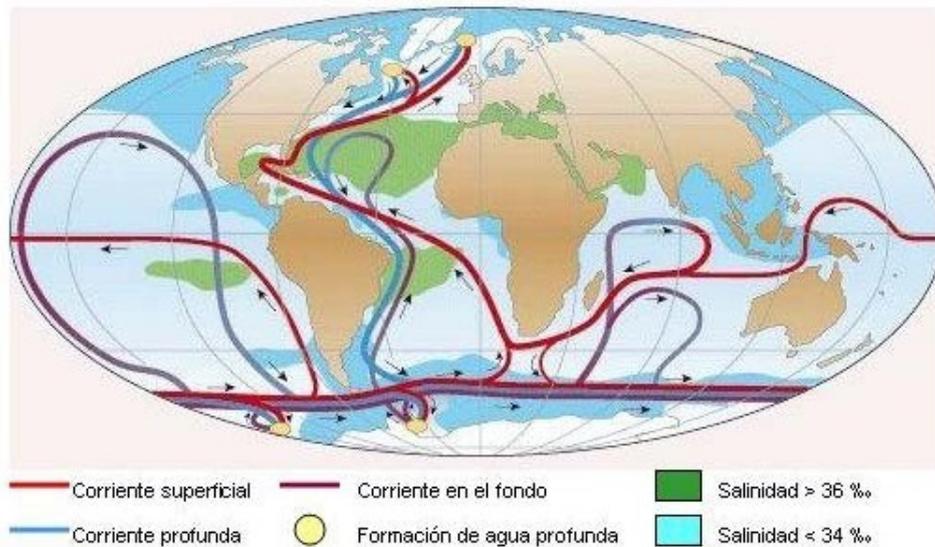


Figura 1.1 Representación de la circulación general de la THC [1].

En las últimas décadas, el número de trabajos que han estudiado el comportamiento de la THC se ha visto incrementado. Esto se debe a su relevancia climática ya que se la considera el Talón de Aquiles del clima actual (Broecker, 1997) y a día de hoy no se conocen todos los factores que la pueden desestabilizar (Latif et al., 2006; Cunningham et al., 2007).

Cuando se habla de la circulación termohalina se habla de un proceso complejo en el espacio y en el tiempo, que comprende escalas con procesos que se pueden observar anualmente y procesos que comprenden miles de años. El tiempo de residencia de la circulación de las aguas en el océano profundo y hasta que ascienden en la otra punta del globo es de unos 1000 años. Lo que puede parecer insignificante en la vida de una persona, es determinante para entender los procesos que afectan y modelan el clima.

El principal problema en la realización de proyecciones climáticas, es entender el comportamiento de los diferentes sistemas o componentes del sistema climático integrados en los modelos y de las interacciones entre ellos. Estudios sobre la circulación termohalina y su papel en el clima, confirman que se encuentra detrás de importantes y abruptos cambios del clima de la Tierra.

1.1 La circulación en el hemisferio Noratlántico

Dentro de la circulación termohalina, en el Atlántico norte nos encontramos con la corriente del Golfo, la Noratlántica y la Noruega que transportan agua cálida hacia el norte hasta el océano Ártico (Figura 1.2).

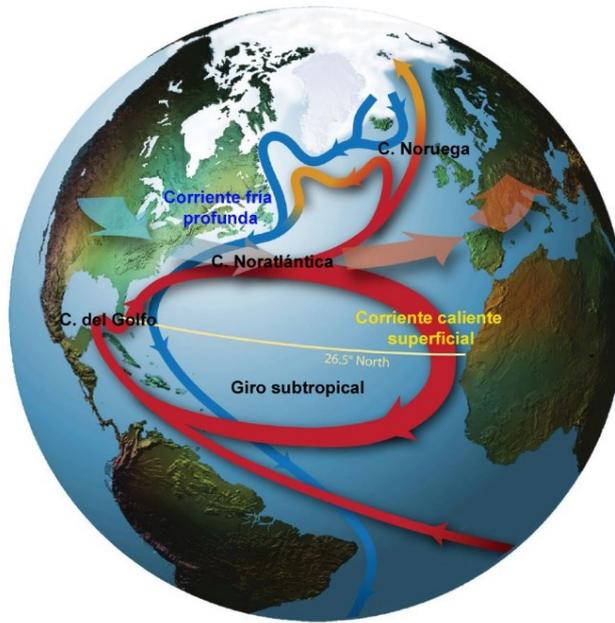


Figura 1.2 Esquema de la circulación en el hemisferio noratlántico. [2].

A lo largo de sus trayectorias estas corrientes calientan aquella parte de la atmósfera que las cubre; por eso los inviernos europeos son muchos más suaves que los de otros continentes a las mismas latitudes. Las variaciones en este sistema de corrientes podrían tener profundas implicaciones, a nivel europeo pero también mundial. El enfriamiento de estas aguas en su progresión hacia el norte y el aumento de su salinidad, debido a la congelación (durante este proceso, las aguas marinas, al convertirse en hielo, rechazan parte de su sal) producen un aumento de su densidad provocando su hundimiento hacia las capas más profundas y el fondo y su posterior desplazamiento por todos los océanos (Figura 1.2). Las aguas que se hunden son continuamente reemplazadas por el transporte en las capas superficiales procedentes del sur. Este proceso es lo que se conoce con el nombre de AMOC (del inglés Atlantic Meridional Overturning Circulation) o en su traducción al español CRL (Circulación de Retorno Longitudinal), es decir: es una combinación de movimientos de agua (circulación) a lo largo, principalmente, de los meridianos (longitudinal) y hay un retorno hacia el sur de las aguas que se hunden (Parrilla, 2006). Este proceso de formación de aguas profundas, que se da en varias regiones oceánicas (ver Figura 1.1), es parte de la llamada Circulación Termohalina.

Un estudio de proyección futura llevado a cabo por los investigadores Manabe y Stouffer (1980) indica que un incremento cuatro veces al actual de CO₂ atmosférico podría hacer colapsar el sistema de circulación oceánico tal y como se muestra en la Figura 1.3.

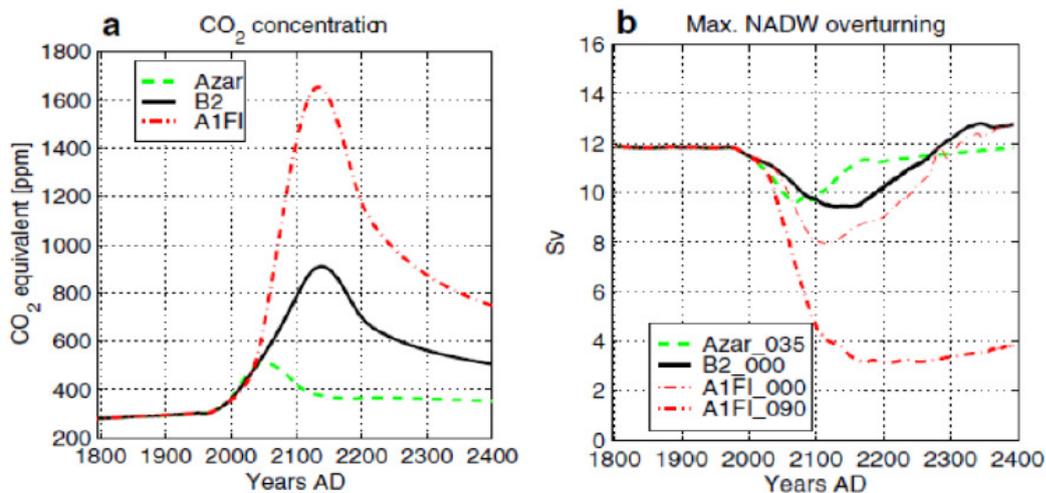


Figura 1. 3 Escenarios futuros de CO₂ y NADW: a) aumento de la concentración de CO₂, b) debilitamiento de la formación de aguas profundas en el Atlántico Norte (NADW) [3].

El imperante calentamiento global debido al efecto invernadero pone esta posibilidad dentro de los posibles escenarios futuros. El CO₂ está aumentando a un ritmo frenético, superándose ya las 400ppm. Un debilitamiento de la AMOC imposibilitaría a la corriente del Golfo llegar a las latitudes más altas produciendo un avance superficial de las masas de agua polares hasta las costas del sur de Portugal (Bard et al., 1996). Esto no es una hipótesis teórica o improbable ya ha ocurrido a lo largo de la historia de la Tierra. Hace 12.900 años, tras el calentamiento del Bølling-Allerød, el clima europeo recayó en un período de nuevo muy frío, el Younger Dryas. Durante el periodo cálido Bølling-Allerød, parte de las altas latitudes que estaban cubiertas por el hielo, en concreto el manto Laurentino (gran parte de Norteamérica) comenzó a fundirse debido al clima cálido imperante. Como consecuencia de estos fenómenos se redujo considerablemente la salinidad y densidad de las aguas superficiales del Atlántico. Esto produjo un avance de las aguas superficiales del polo hasta latitudes cercanas a la Península Ibérica y un retroceso hacia latitudes menores de la corriente del Golfo (Uriarte, 2009). Durante aproximadamente mil años y en plena desglaciación, estos aportes de agua dulce provocaron el debilitamiento de la circulación meridional Atlántico y se produjo una vuelta al frío.

El CO₂ aumentó en parte por no encontrarse activo el mecanismo de las corrientes marinas para que el océano actuara como sumidero de CO₂. También se cree que pudo haber un mecanismo de retroalimentación por cambio en el albedo debido a una mayor formación de hielo y nieves durante el enfriamiento. Este proceso, finalizó aproximadamente hace 11700 años por una subida súbita de las temperaturas. Desde entonces, las corrientes oceánicas adoptaron el comportamiento que rige hoy nuestro clima, las aguas del Atlántico Norte se calentaron y en Europa las temperaturas ascendieron varios grados (Uriarte, 2009). De las reconstrucciones paleoclimáticas del comportamiento pasado de la AMOC se puede concluir que puede ser muy variable y su modo de operación puede cambiar en escalas cortas (decenales) con impactos climáticos significativos que podrían afectar al Atlántico Norte como sumidero de CO₂, a la posición de la zona de convergencia intertropical (ITCZ), las precipitaciones y los ecosistemas

marinos (Srokosz et al., 2012). Una pregunta clave es si los modelos climáticos en uso actual pueden reproducir tal comportamiento de la AMOC. De acuerdo con el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, conocido como IPCC, una de las incertidumbres más importantes dentro de la simulación de los modelos es, el comportamiento futuro de la AMOC (Stocker and Schmitter, 1997; Rahmstorf and Ganapolsky, 1999; Solomon et al., 2007;).

A pesar de su importancia y de la incertidumbre en su comportamiento, la AMOC no ha sido bien observada hasta hace muy pocos años. Uno de los sitios clásicos para controlar y seguir la progresión de la AMOC es la latitud de los 24°N de la cuenca atlántica. Esta sección es una de las mejor muestreadas de todo el mundo. Se muestreó completa, por primera vez, en 1957 durante el Año Geofísico Internacional, y se repitió luego en 1981, 1992, 1998 y 2004 por el Instituto español de oceanografía (IEO) dentro del programa WOCE (World Ocean Circulation Experiment). Aproximadamente a esa latitud se encuentra el máximo transporte oceánico de calor (unos 1,3 Peta vatios, Peta = 10^{15}) y, prácticamente, todas las masas de agua importantes del Atlántico. Además la corriente del Golfo en la región occidental, está frecuentemente monitorizada (Parrilla, 2006). Desde 1957 hasta 1992 se había observado que tanto la AMOC como su transporte de calor en esta latitud se habían mantenido relativamente constantes. Sin embargo, a partir de las observaciones hechas en 1998 y 2004, se ha comprobado que, aunque la estructura vertical de la corriente geostrófica es similar en las cinco mediciones, la intensidad de los flujos ha cambiado. En las capas superiores el transporte de masa neto (el transportado por la corriente del Golfo más el de Ekman hacia el norte, menos el geostrófico hacia el S) ha disminuido alrededor de un 30% en 2004, unos 8 Sv ($1 \text{ Sverdrup} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). En las capas por debajo de los 1.000 m el transporte meridional asociado al agua profunda Noratlántica superior (entre 1.000 y 3.000 m) ha permanecido más o menos constante, el correspondiente al Agua Profunda Noratlántica Inferior a disminuido en unos 9 Sv, alrededor de un 50%, y el flujo de Agua Antártica de Fondo hacia el N se ha mantenido aproximadamente constante. En resumen la mayor parte del flujo de agua de la corriente del Golfo ha recirculado hacia el sur en las aguas de la termoclina dentro del Giro Subtropical y en las aguas más profundas ha disminuido el flujo de aguas frías hacia el sur.

Como resultado, el transporte de calor hacia el norte se redujo de 1,4 Pw en 1957 a 1,1 Pw en 2004 (Parrilla, 2006). Todo esto junto con el informe del IPCC de 2001 provoca que se acuerde la necesidad de observaciones continuas de la AMOC, para comprender mejor su papel en el sistema climático, determinar su comportamiento y probar las predicciones de los modelos climáticos. Esta necesidad condujo a que el sistema de observación de la AMOC, financiado conjuntamente por Reino Unido y Estados Unidos, RAPID, fuera desplegado a lo largo de la latitud 26,5 ° N desde abril de 2004 (Figura 1.4).

En el artículo de Rayner et al. (2011) se explica el sistema de medición y se dice que los componentes claves del proyecto son 1) el transporte de la corriente del Golfo a través del Estrecho de Florida, 2) el transporte de Ekman calculado a partir del viento y 3) el transporte oceánico en los límites orientales, occidentales, y en la dorsal Mesoatlántica. El primer año de

observaciones demostró que el sistema era capaz de monitorear la AMOC con una periodicidad de diez días.

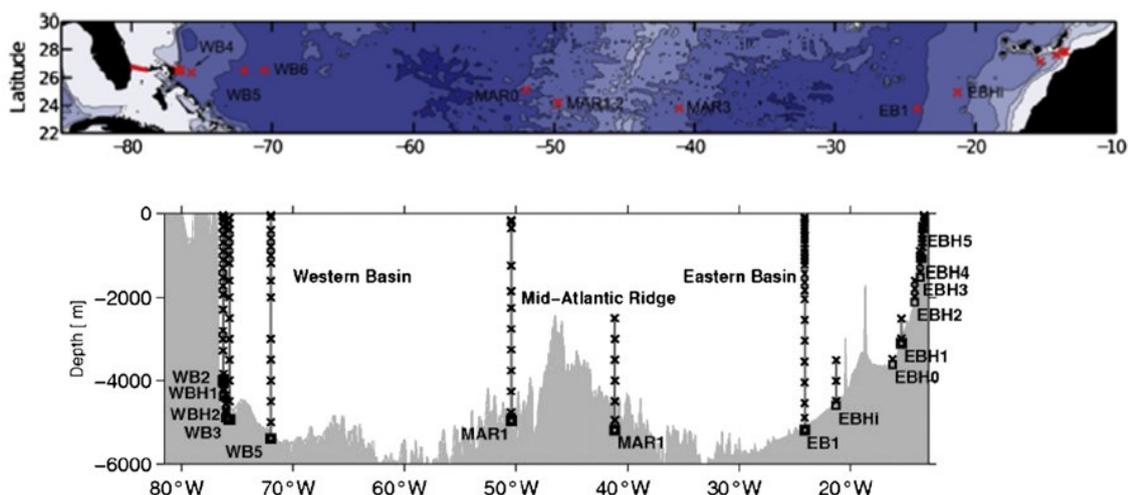


Figura 1.4 Matriz del proyecto RAPID: en la gráfica superior se observa a gran escala las zonas principales donde hay instrumentos a lo largo de la cuenca y el cable que monitorea la corriente en el Estrecho de Florida. En la gráfica inferior se observan todos los puntos de muestreo de cada sub-zona [4].

En un primer momento, se plantearon dudas sobre la capacidad del sistema para medir la AMOC debido al impacto de la variabilidad de mesoescala en las mediciones, pero observaciones y estudios de modelos por Bryden et al. (2009) y Kanzow et al. (2010) han demostrado que estas dudas son infundadas. El análisis de los primeros 4 años de datos (Kanzow et al., 2010) mostró que la AMOC a 26,5 ° N tenía una fuerza media de 18,7 Sv con fluctuaciones de 4,8 Sv. La AMOC también mostró un ciclo estacional pronunciado con una amplitud pico a pico estimada de 6,7 Sv. Sin embargo, los datos más recientes muestran que un ciclo estacional claro no es evidente en el sexto año de mediciones y un cambio dramático es evidente en la AMOC durante el invierno de 2009/10. En el estudio de Srokosz et al., 2012 con datos hasta 2011 la fuerza media de la AMOC es de 17,4 Sv, algo inferior a la de Kanzow et al. (2010) basado en los primeros 4 años de observaciones. Los orígenes y efectos de estos cambios son actualmente objeto de intenso análisis y expectación ante la obtención de una serie de datos más larga.

Por otro lado el trabajo de Boessenkool et al. (2007), que utiliza datos paleoclimáticos y modernos de la AMOC muestra que el flujo del agua de desbordamiento de Islandia-Escocia - una de las fuentes de medida de la extremidad profunda de la AMOC- durante los últimos 230 años correlaciona bien con las observaciones modernas de salinidad y con la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en escalas decadales. En otro trabajo de Delworth and Zeng (2016) también se analiza el impacto de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en la AMOC y el clima a gran escala utilizando simulaciones con tres modelos climáticos diferentes. Los resultados muestran que el modelo de océano y el sistema climático responden a la NAO. Se encontró que fluctuaciones de NAO, similares en amplitud a las observadas durante el siglo pasado, pueden modular la temperatura hemisférica en varias décimas de grado.

Estos trabajos junto con la disponibilidad de nuevos datos del proyecto RAPID han motivado que en este trabajo se plantee analizar los datos existentes hasta el momento, abril de 2004 - Octubre de 2015, para llevar a cabo una caracterización de la circulación meridional Atlántica en 26,5° N. Además también se tratará de ver la existencia de alguna correspondencia entre diferentes patrones de teleconexión y la AMOC, buscando alguna relación similar a la encontrada con la NAO por Delworth and Zeng, (2016).

1.2 Los patrones de teleconexión

Los patrones o índices de teleconexión son fenómenos integrantes del sistema climático que muestran fluctuaciones recurrentes de la circulación, tanto oceánica como atmosférica, en zonas distantes que presentan correlación entre ellas. Reflejan aspectos importantes de la variabilidad interna del sistema y también de la interacción entre la atmósfera y otros componentes como los océanos, que presentan mayor inercia (Wallace and Gutzler, 1981).

El término "patrón de teleconexión" se refiere a un patrón recurrente y persistente a gran escala de anomalías de presión y circulación, tanto oceánica como atmosférica, que abarca vastas áreas geográficas. Los patrones de telecomunicaciones también se denominan modos preferidos de variabilidad de baja frecuencia (o escala de tiempo prolongado) ya que reflejan aspectos importantes de la variabilidad interna del sistema y también de la interacción entre la atmósfera y otros componentes como los océanos, que presentan mayor inercia. Aunque estos patrones suelen durar de varias semanas a varios meses, a veces pueden ser prominentes durante varios años consecutivos, lo que refleja una parte importante de la variabilidad interanual e interdecadal de la circulación atmosférica. Muchos de los patrones de teleconexión son también de naturaleza planetaria, y abarcan cuencas y continentes de todo el océano. Estos modos de teleconexión se determinan mediante una estructura espacial conocida como patrón de teleconexión, y una serie temporal, que recibe el nombre de índice de teleconexión, y que caracteriza su evolución a través del tiempo, su amplitud y su fase (Barnston and Livezey, 1987; Rodríguez-Fonseca and Rodríguez-Puebla, 2010). Reflejan cambios a gran escala en los patrones de la corriente de chorro y en los de las ondas atmosféricas.

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

- La Oscilación del Atlántico Norte (NAO, del inglés North Atlantic Oscillation): Este patrón consiste en un dipolo norte-sur de anomalías, con un centro situado sobre Groenlandia y el otro centro de signo opuesto que abarca las latitudes centrales del Atlántico Norte entre 35° N y 40° N. Las fuertes fases positivas de la NAO tienden a estar asociadas con temperaturas por encima de la media en el este de los Estados Unidos y en el norte de Europa y temperaturas inferiores a la media en Groenlandia y muchas veces en el sur de Europa y Oriente Medio. También se

asocian con una precipitación por encima del promedio sobre el norte de Europa y Escandinavia en invierno, y una precipitación por debajo del promedio sobre el sur y centro de Europa.

- El patrón del Atlántico Este (EA, del inglés East Atlantic pattern): El patrón EA consiste en un dipolo norte-sur que se extiende por todo el Atlántico Norte, con los centros situados a 55° N, $20-35^{\circ}$ W y $25-35^{\circ}$ N, $0-10^{\circ}$ W. Los centros de la anomalía del patrón EA se desplazan al sureste de los centros aproximados del patrón NAO. La fase positiva de EA se asocia con una precipitación media sobre el norte de Europa y Escandinavia y con precipitaciones por debajo del promedio en el sur de Europa (Rodríguez-Puebla et al., 1998, 2001)

- El patrón del Atlántico Este - Rusia Occidental (EA/WR, del inglés East Atlantic/West Russian pattern): Este patrón se compone de 4 centros de anomalías principales. La fase positiva se asocia con anomalías positivas localizadas en Europa y el norte de China, y anomalías negativas localizadas sobre el Atlántico Norte central y al norte del Mar Caspio. Las precipitaciones asociadas con la fase positiva del patrón EA / WR reflejan generalmente una precipitación por encima del promedio en el este de China y una precipitación por debajo del promedio en toda Europa central.

- El patrón Escandinavo (SCA, del inglés SCandinavian pattern): consiste en un centro de circulación primaria sobre Escandinavia, con un centro más débil de signo opuesto sobre Europa occidental. La fase positiva de este patrón se asocia con anomalías positivas, que suelen dar lugar a más anticiclones de bloqueo, sobre Escandinavia y Rusia Occidental

- El patrón Polar - Eurasia (POL, del inglés POLar pattern): La fase positiva de este patrón consiste en anomalías negativas sobre la región polar, y anomalías positivas sobre el norte de China y Mongolia. Este patrón se asocia con fluctuaciones en la intensidad de la circulación circumpolar.

- El patrón del Pacífico Oeste (WP, del inglés West Pacific pattern): Este patrón es un modo principal de variabilidad de baja frecuencia sobre el Pacífico Norte. Durante el invierno y la primavera, el patrón se compone de un dipolo norte-sur de anomalías, con un centro situado sobre la península de Kamchatka y otro amplio centro de signo opuesto que cubre porciones de Asia sudoriental y el Pacífico norte subtropical occidental.

- El patrón del Pacífico Este - Pacífico Norte (EP-NP, del inglés East Pacific-North Pacific pattern): Este patrón presenta tres centros principales de anomalías. La fase positiva presenta anomalías positivas localizadas sobre Alaska/Canadá occidental, y anomalías negativas sobre el Pacífico Norte central y el este de Norteamérica.

- El patrón del Pacífico/Norteamérica (PNA, del inglés Pacific North América pattern): Este patrón es uno de los modos principales de variabilidad de baja frecuencia en los extratropicos del Hemisferio Norte. La fase positiva del patrón PNA presenta valores por encima de la media en las cercanías de Hawai y sobre la región montañosa de Norteamérica, y valores por debajo del promedio localizadas al sur de las islas Aleutianas y sobre el sureste de los Estados Unidos.

El patrón PNA se asocia con fuertes fluctuaciones en la fuerza y la ubicación de la corriente en chorro de Asia oriental.

-Además de estos modos o patrones e teleconexión obtenidos en el trabajo de Barnston y Livezey (1987) basados en el análisis de los campos de presión y geopotencial, posteriormente, se encontraron otros patrones de importancia similar que también consideraremos en el presente estudio.

- La Oscilación Ártica (AO del inglés Artic Oscillation): Es el patrón dominante de las variaciones no estacionales de presión atmosférica al norte de los 20° N, y se caracteriza por anomalías en la presión de magnitudes positivas o negativas en el Ártico, y anomalías de magnitudes opuestas localizadas cerca de los 37-45° N. (Thompson and Wallace, 1998).

- El índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMOi del inglés Western Mediterranean Oscillation index): Es fruto del dipolo barométrico constituido por una baja sobre Liguria y un centro de altas presiones sobre las Azores. Es un patrón de teleconexión regional que se presenta como alternativa al de la NAO para explicar el comportamiento pluviométrico del este peninsular (Martin-Vide and Lopez-Bustins, 2006).

- El índice de la Oscilación del Sur (SOI del inglés Southern Oscillation index): Es un valor que se obtiene de la diferencia de los valores superficiales de presión atmosférica entre la isla de Tahití y Darwin (Australia); es uno de los índices atmosféricos que se utiliza para dar seguimiento al fenómeno del Niño. La isla de Tahití se utiliza como punto representativo del comportamiento de la presión atmosférica en la parte oriental-central del océano Pacífico Tropical; por su parte, Darwin se utiliza como el punto representativo de la presión atmosférica de la parte occidental del mismo océano. La parte atmosférica del fenómeno ENSO se conoce como la Oscilación del Sur. Según Walker y Bliss (1932) cuando la presión es alta en el océano Pacífico, tiende a ser baja en el océano Índico de África a Australia; estas condiciones están asociadas con bajas temperaturas en ambas áreas, y las precipitaciones varían en la dirección opuesta a la presión.

- La Oscilación Cuasi-Bienal (QBO del inglés Quasi-Biennial Oscillation): Es una oscilación de largo plazo en el viento zonal y en la temperatura de baja y media estratósfera ecuatorial (Redd et al, 1961) con un período irregular que varía entre un poco menos de dos años (20 meses) y hasta casi tres años (35 meses), con una duración media de 28 meses, de ahí su nombre. Consiste en la alternancia de vientos del este y el oeste, presentando fluctuaciones extremas y alterando la cizalladura vertical del viento en el límite superior de la troposfera.

-La temperatura superficial del mar (TSM) también es un campo usado para encontrar patrones o modos de variabilidad oceánica. Los más importantes que se analizarán aquí son:

- El índice Tropical del Atlántico Norte (TNA del inglés Tropical Northern Atlantic Index): Este índice es un indicador de las temperaturas superficiales en el océano Atlántico Norte tropical oriental. Se calcula con la TSM en la región 55° W - 15° W, 5° N - 25° N.

- El índice Tropical del Atlántico Sur (TSA del inglés Tropical Southern Atlantic Index): Este índice de anomalías de TSM es un indicador de las temperaturas superficiales en el golfo de Guinea en el océano Atlántico Sur oriental tropical. Se calcula con SST en la región 30° W - 10° E, 20° S - 0°. Los índices TNA y TSA se definieron en un documento de Enfield et al., (1999), donde se encontraron patrones dipolares a través del Atlántico tropical con una periodicidad de 8-12 años para el periodo de invierno-primavera boreal y 2-3 años para el periodo del verano-otoño boreal.
- Otro índice relacionado con las anomalías mensuales de la temperatura superficial del océano es el índice WHWP (WHWP del inglés Western Hemisphere Warm Pool). Este índice muestra la variabilidad en la extensión de aguas con temperaturas por encima de los 28.5 °C, en el área del Pacífico Norte oriental, el golfo de México, el Caribe y el Atlántico Norte tropical occidental. (Wang and Enfield, 2001). Se cree que juega un papel fundamental en la actividad de los huracanes.
- La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO del inglés Pacific Decadal Oscillation): El término PDO apareció por vez primera en la literatura en Mantua et al. (1997). La PDO ha sido descrita como una fluctuación de largo periodo en el océano Pacífico. Los efectos climáticos primarios de la PDO se concentran en el Pacífico Norte y suroeste de Norteamérica manifestándose durante el periodo invernal principalmente.
- La Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO del inglés Atlantic Multidecadal Oscillation): Esta oscilación es un modo de variabilidad que ocurre en el océano Atlántico Norte y que tiene su principal expresión en la temperatura de la superficie del mar. Esta variación tiene una amplitud del orden de 0,7°C. Estos cambios son naturales y parece ser que han ocurrido durante los pasados mil años. Estos cambios de temperatura afectan al unísono al océano Atlántico entre Groenlandia y los trópicos. Parece que también afectan a una parte del Pacífico norte. El índice del AMO se define generalmente a partir de la variabilidad de la temperatura en la superficie del mar en el Atlántico Norte, una vez que se ha eliminado cualquier tendencia lineal. Se suprimen las tendencias lineales para eliminar la influencia del calentamiento global inducido por los gases de efecto invernadero. (Trenberth, et al 2017).
- El Modo Atlántico Meridional (AMM del inglés Atlantic Meridional Mode): Este es un modo dinámico de variabilidad intrínseca del sistema acoplado océano-atmosfera en los trópicos. Está fuertemente relacionado con la actividad ciclónica. Este modo también es conocido como Dipolo del Atlántico o modo inter del Atlántico o modo inter – hemisférico. (Chiang, and Vimont, 2004)
- El fenómeno de la Oscilación del Sur-el Niño (ENSO del inglés El Niño Southern Oscillation): Actualmente, para identificar y definir el fenómeno del ENSO, los índices basados en las anomalías oceánicas pueden utilizar para su cálculo las anomalías de temperatura de 4 zonas localizadas en el Pacífico oriental y central a lo largo de la línea ecuatorial, entre la costa oeste de América del Sur y el meridiano de 180° (Tabla 1.1).

Tabla 1.1 Definición de regiones El Niño 1+2, 3, 4 y 3-4 sobre el Pacífico ecuatorial.

<i>Región</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>
<i>Niño 1+2</i>	0°-10°S	80°O-90°O
<i>Niño 3</i>	5°N-5°S	90°O-150°O
<i>Niño 3.4</i>	5°N-5°S	120°O-170°O
<i>Niño 4</i>	5°N-5°S	160°E-150°O

1.3 Objetivos

El principal objetivo de este trabajo es caracterizar el comportamiento de la AMOC durante el periodo 2004-2015 con los datos proporcionados por el proyecto RAPID. Para llevar a cabo este objetivo, se analizará si los componentes de la AMOC a esa latitud tanto zonales como de profundidad presentan alguna periodicidad estacional, se calcularán sus ciclos anuales y su variabilidad interanual.

Se investigará si se mantiene la tendencia de debilitamiento en el comportamiento de la AMOC, observada en trabajos previos.

Y además, también se evaluará la relación de la AMOC con diferentes índices de teleconexión climáticos en busca de una mejor comprensión de la variabilidad de la AMOC.

2. Datos y métodos

2.1 Datos

2.1.1 Datos de la AMOC, proyecto RAPID

Para el presente estudio se utilizarán los datos del proyecto RAPID-MOCHA-WBTS que consiste en una familia de programas para desarrollar y mantener un sistema de prototipo preoperacional de observación de la Circulación Meridional del Atlántico a 26,5 ° N. Consiste en tres proyectos conjuntos que muestrean la cuenca Atlántica en su extensión y profundidad:

- RAPID-WATCH: medición de la corriente en dirección Sur de la AMOC. Iniciado el 1 de abril de 2004 por el NERC (Natural Environment Research Council)
- MOCHA: proyecto llamado Meridional Overturning Circulation & Heatflux Array llevado a cabo por la Universidad de Miami para caracterizar la Corriente Fronteriza del océano Profundo.
- WBTS: medición de la corriente en dirección Norte de la AMOC en el estrecho de Florida mediante cables submarinos a cargo del Atlantic Oceanographic & Meteorological Laboratory (NOAA / AOML).

El proyecto RAPID-MOCHA-WBTS lleva monitoreando de manera regular e ininterrumpida la cuenca meridional del Atlántico desde el 1 de abril de 2004. En total se desplegaron un cómputo total de 192 instrumentos en 22 puntos de muestreo a lo largo de toda la cuenca para el año en el que se lanzó el proyecto. Adicionalmente se llevaron a cabo ciertos cambios en 2012 que elevaron el número de instrumentos hasta 252.

Para el análisis de datos obtenidos, el proyecto considera 3 zonas principales donde se emplazan los puntos de muestreo (Figura 2.1). Estas son: el límite oeste, el límite este y el atlántico medio.

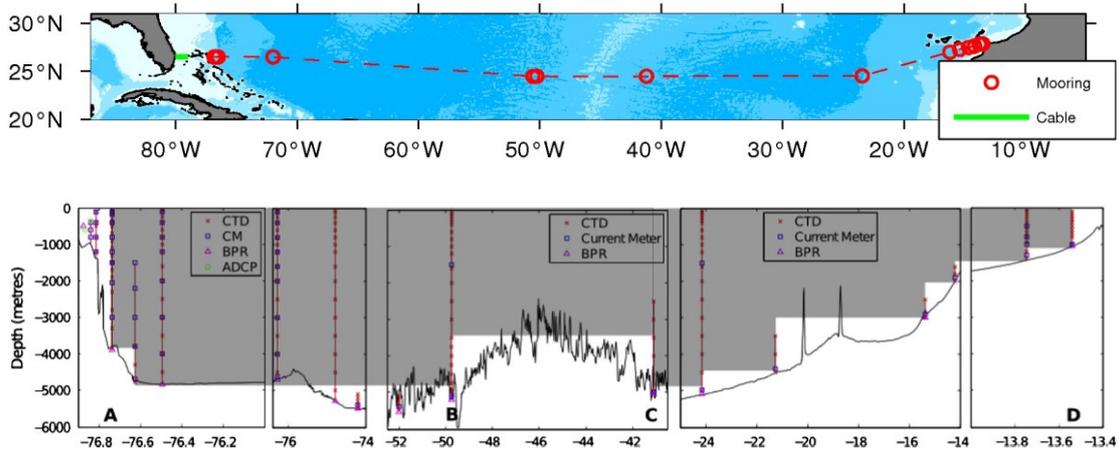


Figura 2.1 La imagen superior representa los principales puntos de muestreo a lo largo de la cuenca a 26,5 °N y la imagen inferior muestra una sección transversal con la localización y la extensión vertical de las medidas de los instrumentos. A, B, C y D se refieren a los límites oeste (WESTERN), límite oeste de la dorsal Atlántica (MARWEST), límite este de la dorsal Atlántica (MAREAST) y límite este (EAST) del área estudiada [5].

- Límite oeste (WESTERN):

Para construir el perfil en esta zona se utilizan datos en diferentes puntos de muestreo. En la Figura 2.2 se presenta un esquema de estos puntos con cada tipo de instrumento, así como el tiempo y la profundidad que se han considerado para crear los perfiles.

El punto más importante de muestreo dentro del límite oeste se corresponde con el WB2 con diferentes instrumentos distribuidos en la vertical. Se encuentra cerca de la plataforma continental de la Bahamas (Isla de Abaco), y proporciona datos desde aproximadamente 50 m hasta los 3850 m de profundidad (McCarthy, 2014). La pendiente de inclinación en punto de muestreo presenta un valor de 0,35, que está aproximadamente a 7 km hacia fuera de la costa desde la isobata de 1500m. Esto hace que la plataforma continental actúa prácticamente como una pared vertical.

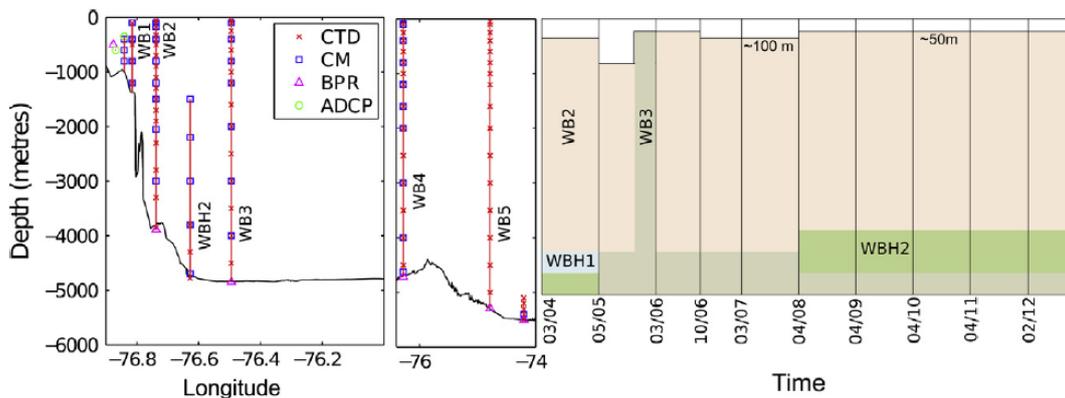


Figura 2.2 Límite oeste de la cuenca Atlántica. (a) esquema de los puntos de muestreo con el nombre de cada instrumento. (b) Ejemplo de cómo se fusionan los datos para construir el perfil en la zona. Cada color

representa un punto de muestreo indicando la profundidad y periodo de tiempo en el que los instrumentos han permanecido operativos en el estudio [5].

- Atlántico Medio (Marwest y Mareast)

Es la zona intermedia de la cuenca donde se encuentra la dorsal atlántica (Figura 2.3). Se divide en dos zonas:

Marwest (flanco oeste): se utilizan dos puntos de muestreo para obtener el perfil.

Mareast (flanco este): el perfil en esta zona se construye con los datos obtenidos en un solo punto de muestreo. En este punto solo se monitorea desde 3700 a 4820 dbar.

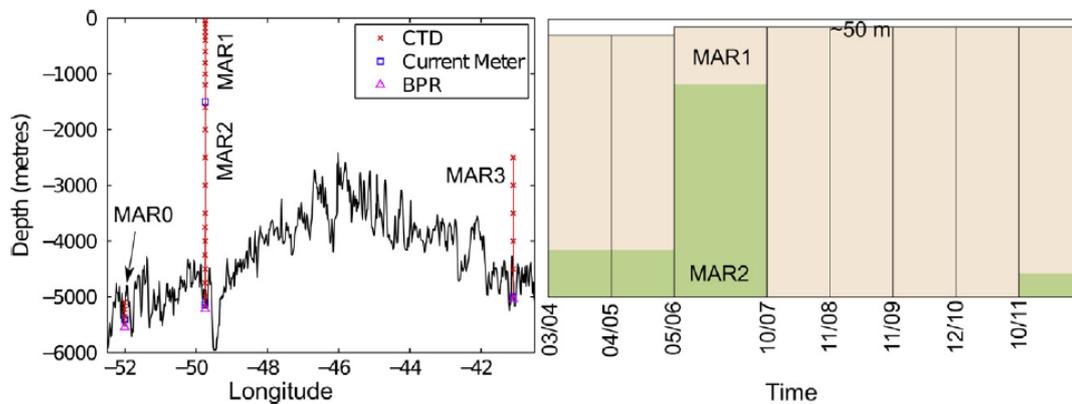


Figura 2.3 Límite medio de la cuenca (a) esquema de los puntos de muestreo con el nombre de cada instrumento. (b) Ejemplo de cómo se fusionan los datos para construir el perfil en la zona (Marwest). Cada color representa un punto de muestreo indicando la profundidad y periodo de tiempo en el que los instrumentos han permanecido operativos en el estudio [5].

- Límite este (EAST)

En la Figura 2.4 se muestra un esquema de la situación de los diferentes puntos de muestreo así como los instrumentos utilizados para construir el perfil en el límite este. La zona muestreada es mucho más extensa que el límite oeste y las características de la circulación son diferentes.

A diferencia del límite oeste, esta zona tiene una pendiente continental suave con un gradiente de 0,02 de 1000 a 3000 m de profundidad, disminuyendo a 0,002 de 3000 a 5000 m. En el límite este, la zona muestreada abarca una extensión mucho mayor con 1000 km separando los puntos de muestreo más superficiales en la isobata de 1000 m de los puntos de muestreo más profundos en la isobata de 5000 m (Chidichimo et al., 2010).

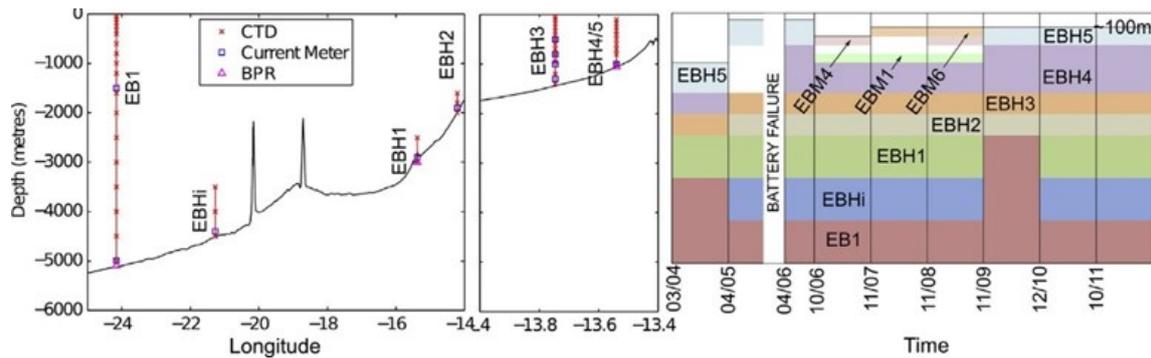


Figura 2.4 Límite este de la cuenca Atlántica. (a) esquema de los puntos de muestreo con el nombre de cada instrumento. (b) Ejemplo de cómo se fusionan los datos para construir el perfil en la zona. Cada color representa un punto de muestreo indicando la profundidad y periodo de tiempo en el que los instrumentos han permanecido operativos en el estudio [5].

Como se ha mencionado anteriormente, el proyecto RAPID-MOCHA-WBTS proporciona datos desde 1 de abril de 2004 y a día de hoy sigue vigente con financiación hasta el año 2020. En el presente estudio se analizarán los datos desde el 1 de abril de 2004 hasta el 11 de octubre de 2015.

Los datos que se utilizarán se corresponden con el transporte de la AMOC para las distintas componentes que la conforman y para las capas de profundidad del océano en la latitud $26,5^{\circ}$ N obtenidos directamente de la base de datos de dicho proyecto.

En relación a las componentes de la AMOC se analizará el agua superficial del Atlántico Norte medio UMO (del inglés Upper mid-ocean transport) (t_{umo10}), la corriente del Golfo (t_{gs10}) y el transporte de Ekman (t_{ek10}).

En cuanto a las capas de profundidad, se considerarán cinco capas ordenadas de menor a mayor profundidad:

- 0-800 m Recirculación de la Termoclina ($t_{therm10}$)
- 800-1100 m Agua Intermedia (t_{aiw10})
- 1100-3000 m Agua Profunda del Atlántico Norte Superior (t_{ud10})
- 3000-5000 m Agua Profunda del Atlántico Norte Inferior (t_{id10})
- 5000 m Agua Antártica del Fondo (t_{bw10})

2.1.2 Datos de patrones de teleconexión

Los datos de los patrones atmosféricos fueron obtenidos de diferentes bases de datos. En la Tabla 2.1 se muestra el origen de los diferentes patrones:

Tabla 2.1 Origen de los índices utilizados en el presente estudio

ACRÓNIMO PATRÓN	SITIO WEB
NAO, EA, EA/WR, SCA, POL, WP, EP-NP, PNA, TNH, PT,	ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh
WeMOi	http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm
QBO, AMO, AMM, SOI, AO, TNA, TSA, WHWP, PDO, Niño1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4	https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/

2.2 Métodos

2.2.1 Cálculo de la AMOC

El cálculo de la AMOC se basa en la dinámica geostrofica (transporte horizontal). El transporte geostrofico se obtiene al calcular los perfiles de densidad verticales a ambos lados de la dorsal atlántica a 26,5°N, por lo que es necesario obtener una correcta medición de la densidad por los instrumentos dispuestos en la cuenca (ver Figura 2.5).

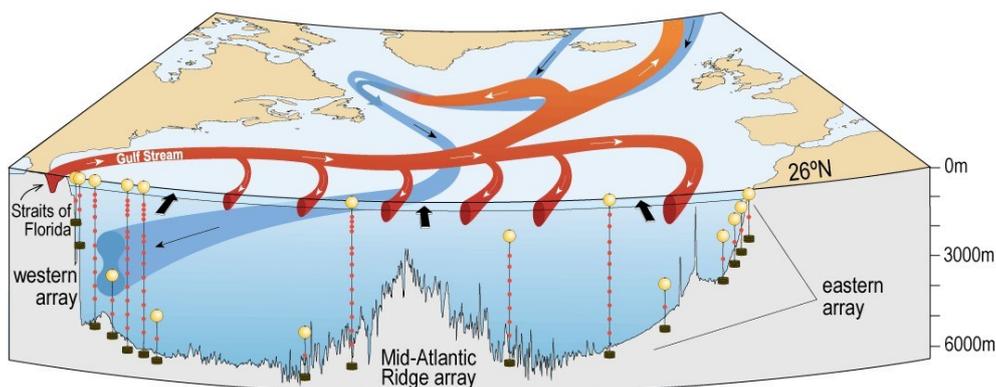


Figura 2.5 Representación esquemática de las componentes de la AMOC en 26,5° N. El Transporte de Ekman en la superficie (flechas negras) se obtiene a partir de los vientos en la superficie del océano. La corriente del Golfo y las aguas superiores a 11000 m (línea roja) representan las aguas superficiales cálidas y las aguas profundas (línea azul) representan el flujo hacia el sur de las aguas frías del Atlántico Norte [6].

La elección de la latitud de 26,5°N se debe principalmente a dos razones que la convierten en el mejor emplazamiento para medir el flujo meridional de Atlántico: la corriente del Golfo en

el estrecho de Florida por las características especiales de la misma y la plataforma continental de las Bahamas, con una inclinada pendiente que hace que el relieve actúe como una pared vertical y se supriman las características de mesoescala hacia el oeste permitiendo estimaciones del transporte representativas del flujo de la cuenca (Kanzow et al., 2010).

A continuación se presenta una breve descripción de las componentes de la AMOC analizadas en el presente estudio:

- Corriente del Golfo (t_{gs10})

La corriente del Golfo forma parte del giro subtropical del Atlántico Norte. Emerge del Estrecho de Florida y fluye hacia el norte hasta Cabo Hatteras, donde continúa hacia el centro del Atlántico siendo una de las mediciones más antiguas que se tienen en referencia a las observaciones oceánicas. El estrecho de Florida, que se encuentra al oeste del archipiélago de las Bahamas, se monitorea con un cable submarino desde 1982 a aproximadamente 27° N entre la costa de Florida (West Palm Beach) y Little Bahama Bank (Eight Mile Rock) (Figura 2.6).

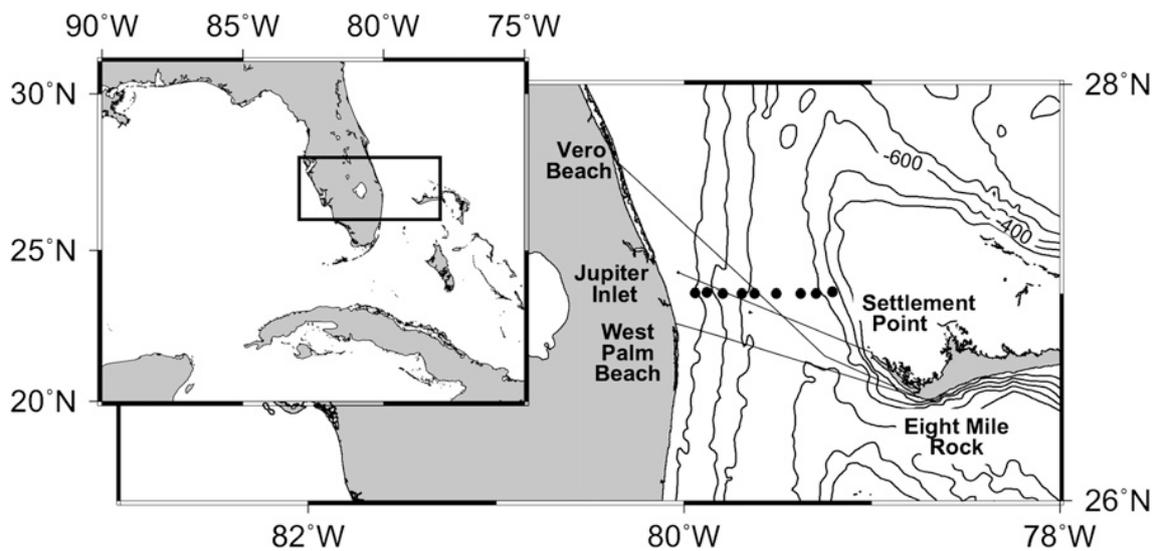


Figura 2.6 Representación del cable submarino en el estrecho de Florida, desde The West Palm Beach a Eight Mile Rock [7].

La corriente del Golfo presenta un transporte de volumen medio de 32 Sv en el estrecho de Florida, con una desviación estándar diaria de aproximadamente 3 Sv y un pequeño ciclo estacional con una amplitud pico a pico inferior a 3 Sv. Se estima que las mediciones de transporte diario son precisas dentro de 1.1 Sv y los promedios anuales son precisos dentro de 0,3 Sv durante el período de tiempo de las mediciones del proyecto RAPID (McCarthy et al., 2015).

- Transporte de Ekman (t_{ek10})

El transporte de Ekman proporciona información sobre la influencia del viento en la superficie oceánica. Debido a la variabilidad meteorológica, este transporte puede presentar carácter

estacional con cambios a corto plazo (sub-anales) en la dinámica superficial marina, por lo que puede contribuir en la aparición de ciclos interanuales. El aporte a la corriente meridional sin embargo es pequeño, del orden de 2-4 Sv, en comparación con el resto de componentes.

RAPID ha utilizado varias fuentes de datos de velocidad del viento para estimar el transporte de Ekman: QuikScat, CCMP Level 3.1 y ERA-Interim. Este transporte se distribuye uniformemente en los 100 m superiores en el cálculo de RAPID (McCarthy et al., 2015).

- Agua superficial del Atlántico Norte medio (UMO, t_{umo10})

Como se ha mencionado anteriormente, esta parte del océano se monitorea con diferentes instrumentos en varios puntos de muestreo que miden la temperatura y la salinidad a distintas profundidades cerca de los límites este y oeste y en ambos flancos de la dorsal atlántica. Se utilizan diversos instrumentos distribuidos en los puntos de muestreo, pero uno de los más utilizados son los CTD's que miden la presión, la temperatura y la salinidad para obtener los valores de densidad en toda la columna de agua. Los perfiles verticales de densidad se utilizan luego para calcular los transportes geostroficados hacia el norte en la cuenca.

El transporte en la parte superior del océano medio se define como los transportes oceánicos integrados desde la superficie hasta la profundidad donde se encuentra el máximo de la AMOC. La AMOC tiene dos modos de profundidad (McCarthy et al., 2015). Cuando está presente el Agua Intermedia Antártica que fluye hacia el norte (AAIW), la profundidad máxima de la AMOC se encuentra en torno a los 1100 m. Cuando la AAIW no fluye hacia el norte, la profundidad máxima de la AMOC está aproximadamente en los 700 m: la profundidad del Estrecho de Florida.

2.2.2 Ciclo anual

Se analizarán las series temporales de transporte para las componentes de la AMOC así como para las capas de profundidad. El ciclo anual se calculará promediando para todo el periodo de estudio cada uno de los doce meses del año para obtener una gráfica única para cada componente en la que el eje de las x corresponde a cada mes del año (1-12 meses) y el eje de las y al volumen de la corriente.

2.2.3 Ciclo estacional

Para analizar la variabilidad interanual se utilizarán anomalías considerando cada uno de los meses del año. Estas anomalías se calculan restando el valor promediado durante todo el periodo de estudio para el mes de interés, de ese mes para cada año. Así se obtendrán 12 gráficas para cada variable analizada (cada una es un mes del año), en la que el eje de las x representa cada año de estudio (2004-2015) y el eje de las y representa en volumen transportado por la corriente. Al igual que en los ciclos anuales, se analizará el comportamiento tanto para las series de transporte como para las capas de profundidad

2.2.4 Correlaciones

Las correlaciones se utilizarán en los índices de teleconexión que sean más importantes a la hora de establecer una posible relación con las variables obtenidas del proyecto RAPID. Se analizará si presentan o no un índice estadísticamente significativo.

Así, mediante el cálculo de las correlaciones se podrá comprobar la correspondencia o relación recíproca entre las variables correspondientes a los datos RAPID y los índices de teleconexión. En este caso una correlación es una medida de la dependencia existente entre variables aleatorias, es decir entre la AMOC y los índices de teleconexión climáticos que afectan al clima y en especial a la componente oceánica del medio.

En el apartado de resultados se muestran las correlaciones que tienen una significancia de entre el 99% y el 95%.

2.2.5 Tendencias

Las tendencias se analizarán para los datos de los índices de teleconexión en aquellos casos en los que estos índices presenten una buena correlación con la AMOC. Mediante el test estadístico de Mann-Kendall se obtendrá el valor de la tendencia.

La prueba de Mann-Kendall es aplicable en los casos en que se puede suponer que los valores de datos x_i de una serie temporal obedecen al modelo

$$x_i = f(t_i) + \varepsilon_i$$

donde $f(t)$ es una función monótona continua creciente o decreciente en el tiempo y ε_i se puede suponer que son de la misma distribución con media cero. Por lo tanto, se supone que la varianza de la distribución es constante en el tiempo (Mankesens, 2002)

2.2.6 Análisis Wavelets

Los análisis de wavelets se realizarán para mostrar periodicidades significativas y la variabilidad de las series temporales de los datos a tratar.

A diferencia de los análisis estadísticos que utilizan la Transformada de Fourier que proporcionan unos resultados incompletos tanto para el tiempo como para las frecuencias y no arrojan datos sobre la estacionalidad de las series, los análisis wavelet descomponen las series de tiempo en las variables del espacio-tiempo y la frecuencia y muestran información de la amplitud de las oscilaciones y de cómo varía esta amplitud con el tiempo (Torrence and Compo, 1998).

3 Resultados

3.1 Análisis de la AMOC

En esta primera sección se describirán las variaciones en el transporte de la AMOC a partir de los datos del proyecto RAPID entre abril de 2004 y octubre de 2015. Para ello se analizará la estructura vertical así como la variabilidad temporal a partir de series temporales, ciclos anuales y anomalías estacionales.

3.1.1 Estructura vertical

Se empezará la caracterización de la AMOC analizando la estructura vertical y el perfil del transporte en función de la profundidad.

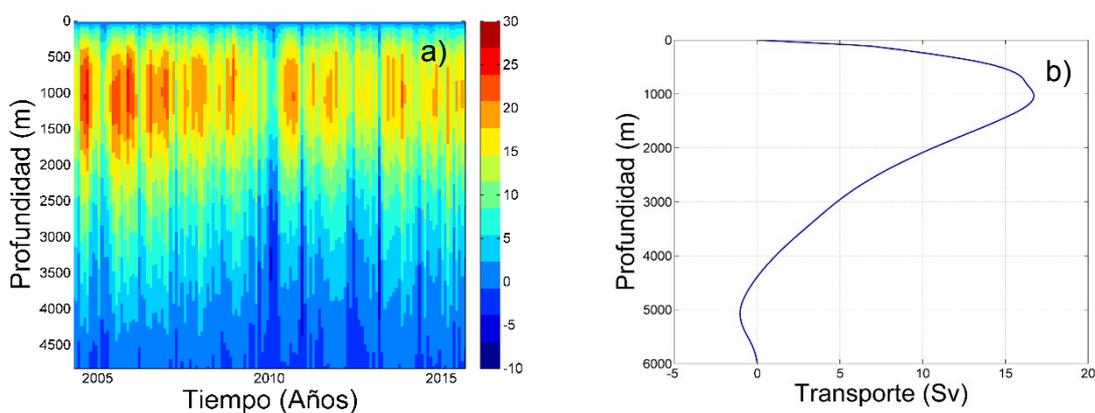


Figura 3.1 Estructura vertical del campo de flujo a través de 26,5 °N (a) y perfil del transporte promediado para todo el periodo (b).

En la Figura 3.1 (a) se representa el transporte vertical a 26,5 °N desde la superficie hasta la profundidad dada ($\cong 5000\text{m}$) desde abril de 2004 hasta octubre de 2015. Se puede observar que,

de manera general, los valores más positivos (flujo hacia el norte) se encuentran en las capas intermedias entre los 800 m y 1500 m. El perfil vertical medio del transporte de la AMOC en función de la profundidad para todo el periodo de estudio (Figura 3.1 (b)) muestra que el transporte medio máximo de la AMOC hacia el norte tiene lugar en torno a los 1000 m de profundidad con un valor aproximado de 17 Sv.

La estructura vertical del campo de flujo (Figura 3.1(a)) también muestra diferencias interanuales que son bastante evidentes en algunos años concretos como es el caso del año 2010, donde toda la columna de agua presenta valores mucho menores que para el resto del periodo. Esto aunque con menor intensidad se observa en otros años como en 2005 o 2013.

Se observa además una disminución del transporte hacia el norte tanto en intensidad como en amplitud durante los últimos años del periodo analizado. Así, mientras que en los primeros años de medición el transporte más intenso se extiende entre los 600 m y los 1500 m, en los últimos años no solo se observan valores más bajos de transporte si no que la región en la que este tiene lugar se ve reducida a una capa de menor extensión vertical.

Para caracterizar esta disminución con más detalle, en la Figura 3.2 se muestra el perfil vertical del transporte promediado para los primeros y últimos 6 años de la serie temporal. También se muestra la diferencia entre estos dos perfiles. Se puede observar que durante los últimos años el transporte ha disminuido en toda la columna de agua con las mayores diferencias entre los 1000 m y 3000 m.

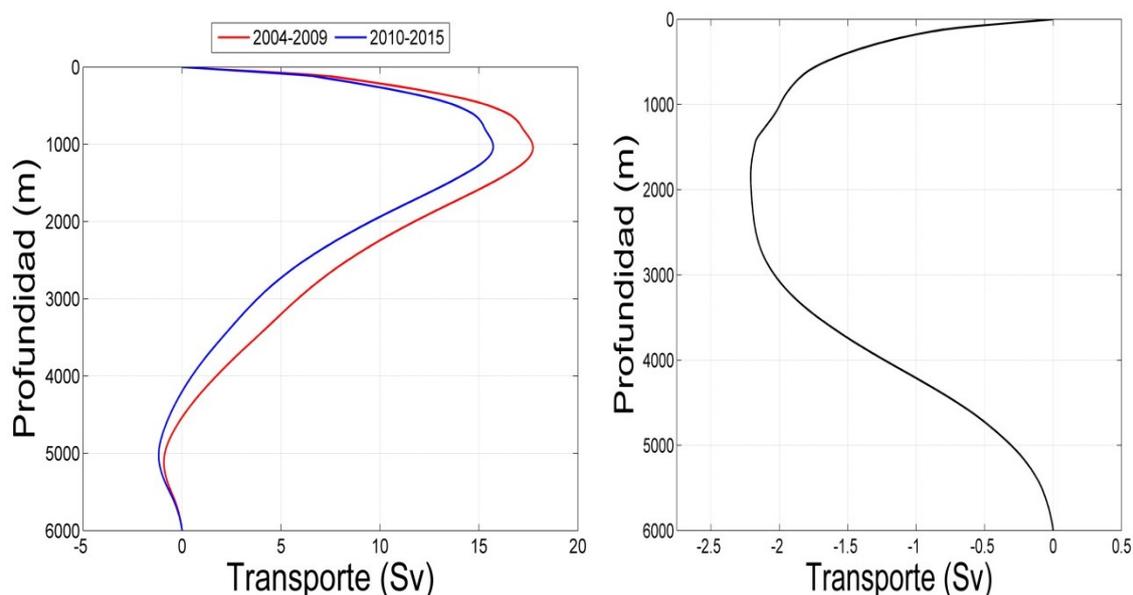


Figura 3.2 Perfil vertical del transporte para los dos periodos de 6 años: 2004-2009 y 2010-2015 (a) y diferencia entre ambos perfiles (b).

3.1.2 Series temporales

En esta sección se ha realizado un análisis de las series temporales para el volumen total de transporte tanto de la AMOC como de las componentes que se utilizan para su cálculo, mencionadas previamente en la introducción (Figura 3.3).

La serie temporal del transporte desde 2004 hasta 2015 para AMOC (línea azul oscuro) varía entre 8-25 Sv con un valor medio de 16,9 Sv. Este valor es menor que el observado en estudios previos que consideraban un periodo de años menor (Kanzow et al., 2010; Johns et al., 2011; Smeed et al., 2014; McCarthy et al., 2015) debido a que durante los últimos años para la longitud del registro de datos, se observa una disminución de la AMOC (línea azul oscuro). De hecho, la tendencia calculada para todo el periodo de datos muestra un valor de $-0,32 \text{ Sv año}^{-1}$ con una significatividad del 95%. Es de destacar el invierno 2009-2010 en el que la serie muestra valores sostenidos por debajo de los 10 Sv, que con menor persistencia se repiten en 2010-2011 y en 2013.

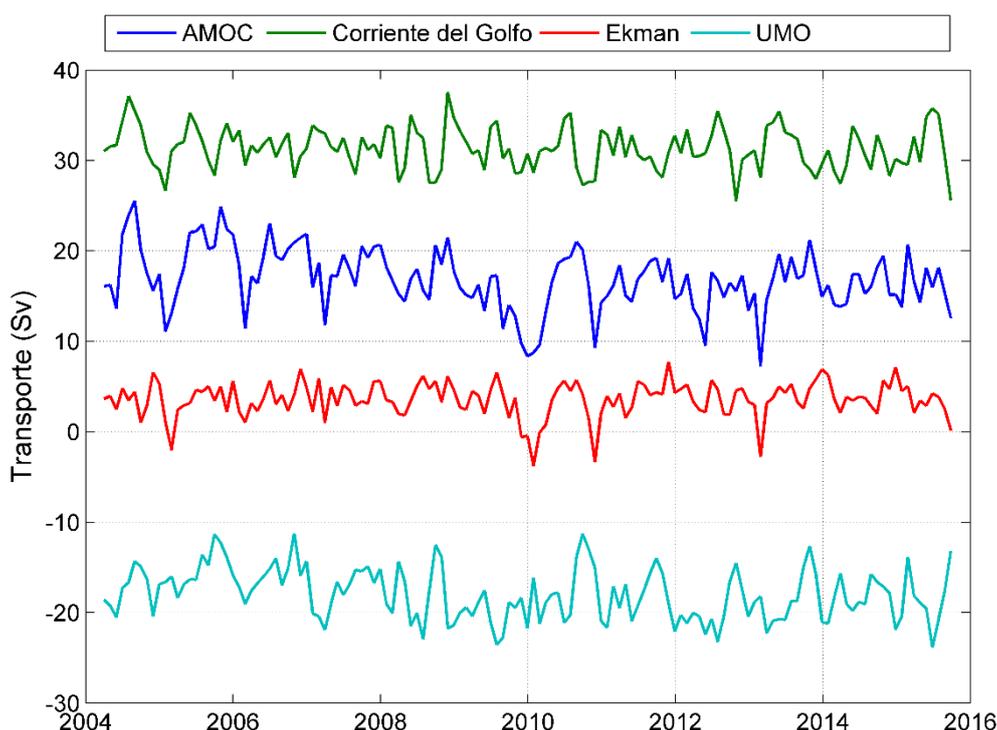


Figura 3.3 Serie temporal del transporte para AMOC (azul oscuro), corriente del Golfo (verde), Transporte de Ekman (rojo) y UMO (azul claro) durante el periodo de estudio.

La corriente del Golfo (línea verde) presenta los máximos valores del transporte durante todo el periodo de estudio en relación a las otras componentes (variación entre 28-37 Sv) con un valor medio de 31,3 Sv. Este valor es muy similar al obtenido por Johns et al. (2011) desde abril de 2004 hasta octubre de 2007 (31,7 Sv). En este caso la tendencia observada es de $-0,1 \text{ Sv año}^{-1}$ con una significatividad del 90%.

Para el caso del transporte de Ekman (línea roja), los valores varían entre 0 y 6 Sv con un valor medio de 3,6 Sv. Igual que en el caso de la corriente del Golfo, este valor es muy aproximado al obtenido por Johns et al. (2011) para un periodo de tiempo menor (3,5 Sv). Aunque este valor medio de transporte hacia el norte es relativamente bajo, se puede observar una variabilidad considerable en escalas temporales de varios meses, lo que hace que no se observe una

tendencia clara en la señal. Son destacables los episodios de debilitamiento de este transporte en los que el flujo habitual hacia el norte se vuelve hacia el sur. Esto ocurrió en 2005, 2010, 2011 y en 2013, coincidiendo con importantes disminuciones del transporte de la AMOC (Frajka-Williams et al., 2016).

Por último, el transporte para la región UMO (línea azul claro) presenta un valor medio alto y negativo (hacia el sur) de aproximadamente $-17,9$ Sv asociado con el transporte hacia el sur del giro subtropical (Johns et al., 2011). La variabilidad para esta componente (de -11 a 23 Sv) tiene una amplitud similar a la de la corriente del Golfo, aunque en este caso con valores negativos, así como un valor estimado de la tendencia también similar a esta corriente ($-0,23$ Sv año⁻¹, significativo al 95%). A diferencia de las componentes anteriores, el valor medio para el volumen de transporte en la región UMO es ligeramente mayor que el obtenido por Johns et al. (2011) ($-18,6$ Sv).

Teniendo en cuenta los datos obtenidos del proyecto RAPID, también se ha realizado un análisis del transporte en diferentes capas (Figura 3.4). Así, se han considerado cinco capas diferentes: $T_{therm10}$ (0-800 m), T_{aiw10} (800-1100 m), T_{ud10} (1100-3000 m), T_{ld10} (3000-5000 m) y T_{bw10} (5000 m).

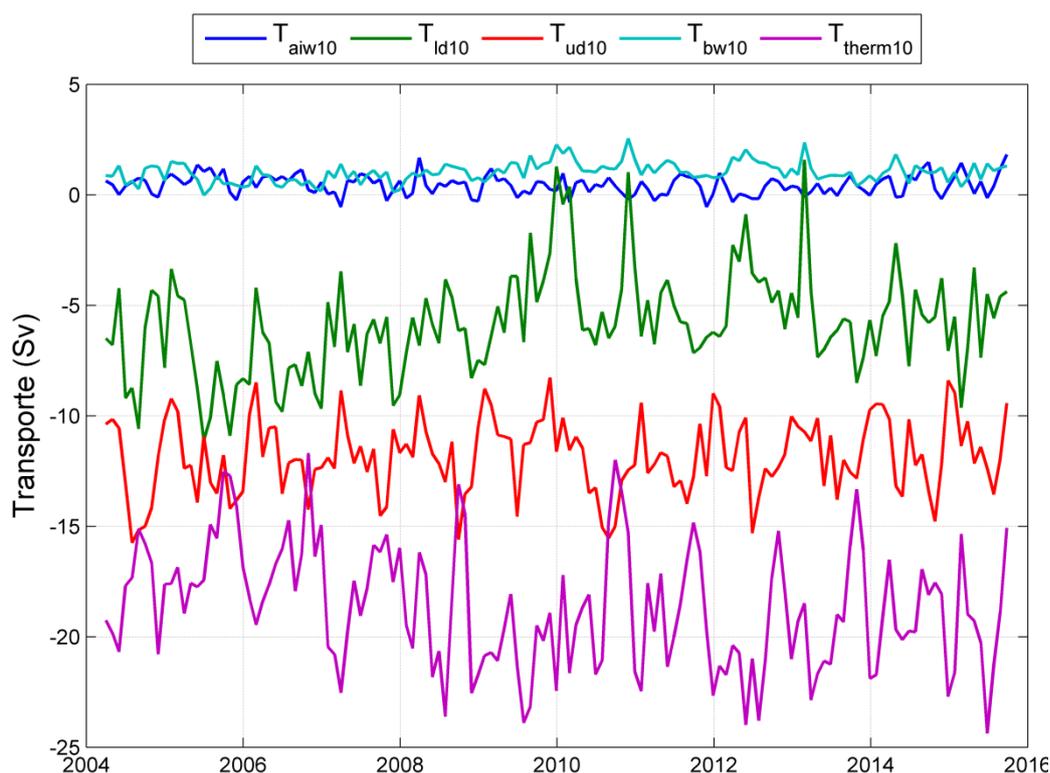


Figura 3.4 Serie temporal del transporte a diferentes profundidades. $T_{therm10}$ (0-800 m), T_{aiw10} (800-1100 m), T_{ud10} (1100-3000 m), T_{ld10} (3000-5000 m) y T_{bw10} (5000 m).

Las únicas capas que muestran un valor medio del transporte positivo (flujo hacia el norte) son la capa intermedia (800-1100 m, línea azul oscuro) y la capa inferior de agua (5000 m, línea

azul claro). En ambos casos la variación de la amplitud de los valores durante todo el periodo de estudio, muestra valores similares (0-2 Sv) con un valor medio de 0,4 Sv para la capa intermedia y 1 Sv para la capa inferior. El valor medio obtenido en la capa intermedia concuerda con el descrito por Kanzow et al. (2010) en un análisis realizado de abril de 2004 hasta abril de 2008 (0,5 Sv). Sin embargo, el valor obtenido por estos autores para la capa inferior es mayor (2,1 Sv).

El resto de las capas analizadas presenta valores negativos (flujo hacia el sur) con diferencias significativas entre ellas. Así, la capa superior del océano (0-800 m, línea violeta) muestra el valor medio de transporte más negativo (-18,6 Sv) con valores que fluctúan entre -24 y -12 Sv a lo largo de todo el periodo de estudio. Se puede observar también que esta capa presenta un comportamiento similar a la región UMO analizada en la Figura 3.3, tanto en términos de valores como en la evolución del patrón de la señal durante todo el periodo de estudio. Esto es debido a que el transporte en la región UMO se define como el transporte integrado desde la superficie hasta la profundidad donde se encuentra el máximo de la AMOC. Para definir la AMOC se pueden utilizar dos criterios de profundidad (McCarthy et al., 2015). Cuando las Aguas Antárticas Intermedias (AAIW) que fluyen hacia el norte están presentes, la profundidad del máximo de la AMOC está cerca de los 1100 m. Cuando estas aguas no fluyen hacia el norte, la profundidad del máximo de la AMOC está entorno a los 700 m (la profundidad del estrecho de Florida).

Las otras dos capas que presentan valores negativos se corresponden con la profundidad donde se encuentra la denominada Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW). La capa correspondiente a 1100-3000 m (línea roja) tiene un valor medio para el transporte de aproximadamente -11,8 Sv con un rango de variación entre -16 y -8 Sv con una amplitud bastante periódica durante todo el tiempo estudiado. Por otro lado, la capa correspondiente a 3000-5000 m (línea verde) tiene una amplitud de variación similar a la capa anterior para casi todo el periodo, aunque en este caso los valores negativos son más pequeños (entre -11 y -3 Sv). Se produce una excepción para el periodo comprendido entre 2009-2013 donde se pueden observar algunos valores positivos próximos a 2 Sv. Estos valores hacen que el transporte medio hacia el sur alcance los -5,8 Sv.

Estos resultados son similares a los encontrados por Kanzow et al. (2010). Estos autores encontraron que el volumen total de transporte hacia el sur a lo largo de la región media del océano es de -36,5 Sv, compuesto por una corriente hacia el sur de -18,6 Sv en el océano superior (0-800 m) y -20,6 Sv en la capa de NADW (1100-5000 m).

3.1.3 Ciclo anual

Además del análisis para las series temporales tanto de la AMOC como de las componentes utilizadas para su cálculo, también se ha realizado un estudio considerando promedios mensuales para poder ver la evolución del ciclo anual en estas variables (Figura 3.5).

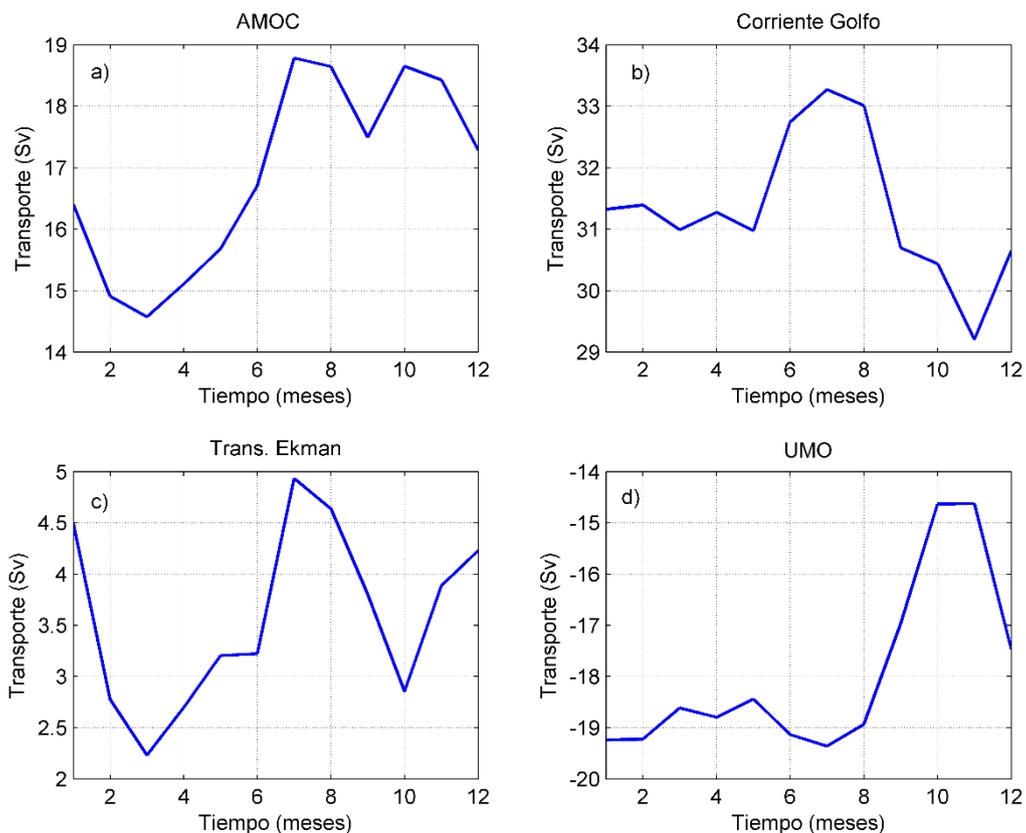


Figura 3.5 Ciclos anuales para (a) AMOC, (b) Corriente del golfo, (c) Transporte de Ekman y (d) UMO datos obtenidos a partir de los promedios mensuales de la serie temporal entre abril de 2004 y octubre de 2015.

En la Figura 3.5 (a) se ha representado el ciclo anual correspondiente a la AMOC. Este ciclo presenta una amplitud pico a pico de 4 Sv con valores máximos desde julio hasta noviembre en torno a los 19 Sv, excepto en el mes de septiembre donde se observa una disminución (18,5 Sv). El valor mínimo se observa en marzo (14,5 Sv).

El ciclo anual del transporte correspondiente a la corriente del Golfo (Figura 3.5 (b)) muestra un valor máximo en julio (33 Sv) y un valor mínimo en noviembre (29 Sv) con una amplitud pico a pico de 4 Sv. Durante los primeros meses del año (enero-mayo) los valores del transporte se mantienen aproximadamente en el mismo valor (en torno a 31,5 Sv). Este comportamiento es similar al observado por Kanzow et al. (2010) para el periodo 2004-2008 lo que indica que la corriente del Golfo exhibe un ciclo estacional bien desarrollado.

Para el transporte de Ekman (Figura 3.5 (c)), el ciclo anual muestra una variación importante a lo largo del año con una amplitud pico a pico del orden de 3 Sv. Es la componente que presenta menor volumen de transporte. En este caso se observan dos máximos marcados, uno en enero (4,5 Sv) y otro en julio (5 Sv), y también dos mínimos, uno en marzo (2,3 Sv) y otro en octubre (3 Sv). A diferencia del caso anterior, este patrón difiere del encontrado por Kanzow et al. (2010) con un valor máximo para el transporte de Ekman en el mes de diciembre y un mínimo en abril, indicando que los promedios mensuales no revelan una periodicidad estacional clara.

En la región UMO (Figura 3.5 (d)) se puede observar un valor promedio del transporte de -19 Sv desde enero hasta agosto. Por otro lado, en octubre y noviembre se obtiene el máximo transporte hacia el norte (-15 Sv). La ocurrencia de estos valores máximos coincide con los resultados de Kanzow et al. (2010) quienes también encontraron transportes hacia el norte máximos en el mes de noviembre. Sin embargo, en su estudio también se observaron claros valores mínimos en abril, que no coinciden con el presente estudio.

Igual que en la sección anterior, aquí también se ha realizado un análisis en diferentes capas para estudiar los ciclos anuales.

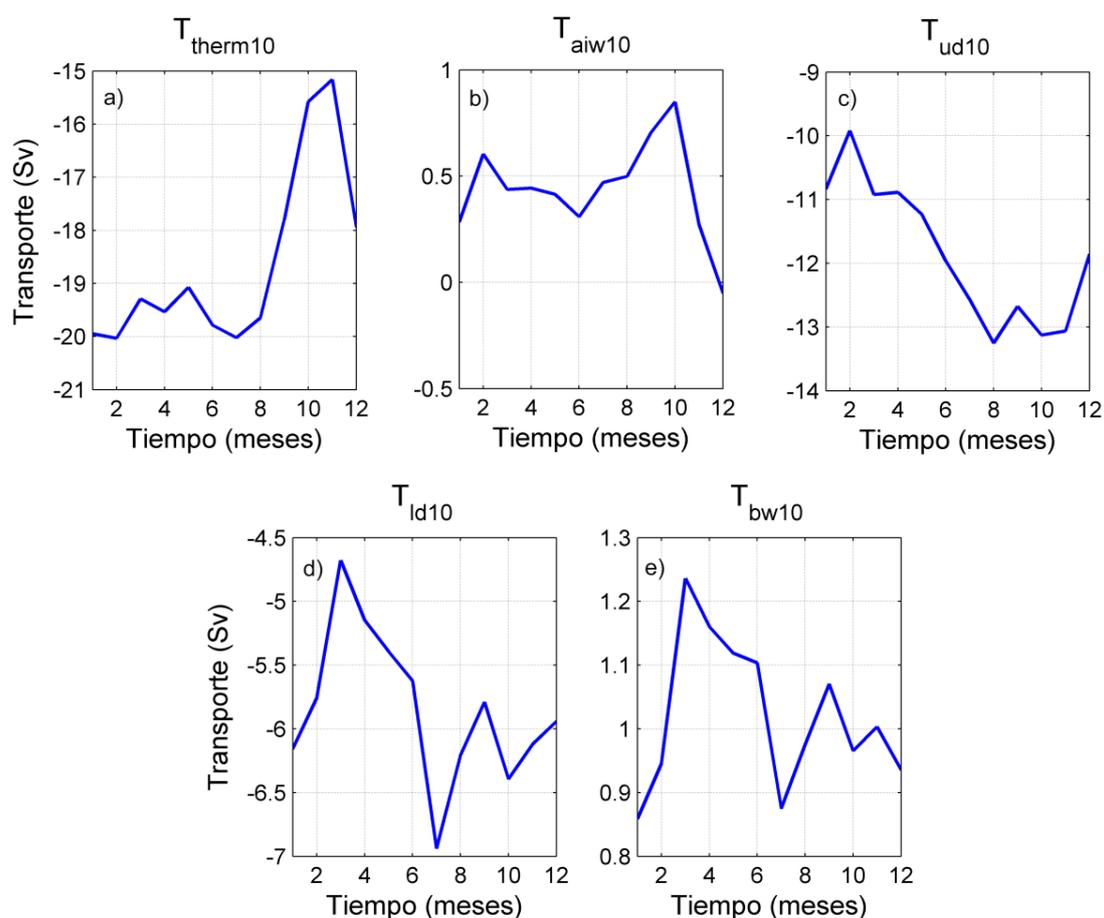


Figura 3.6 Ciclos anuales para diferentes profundidades obtenidos a partir de los promedios mensuales de la serie temporal entre abril de 2004 y octubre de 2015. $T_{therm10}$ (0-800 m), T_{aiw10} (800-1100 m), T_{ud10} (1100-3000 m), T_{ld10} (3000-5000 m) y T_{bw10} (5000 m).

La primera capa (0-800 m, Figura 3.6(a)), al igual que en el caso de las series temporales, presenta un comportamiento similar a la región UMO analizada en la Figura 3.5, tanto en términos de valores como en la evolución del patrón de la señal durante todo el periodo de estudio. Así, se puede observar un valor promedio del transporte alrededor de -19 Sv desde enero hasta agosto. Después el transporte hacia el norte aumenta con un valor máximo en noviembre (-15 Sv) descendiendo de nuevo en diciembre.

Para la capa de agua intermedia (800-1100 m, Figura 3.6 (b)) el ciclo anual presenta un comportamiento similar a la capa anterior en términos de evolución de la señal, pero en este caso la variación de la amplitud pico a pico es muy pequeña y con valores positivos para todo el ciclo. Se observa un máximo en octubre (0,7 Sv) y un mínimo en diciembre (próximo a 0).

En la capa donde se encuentra el Agua Profunda del Atlántico Norte (1100-3000 m, Figura 3.6(c)) los valores de transporte vuelven a ser negativos con una amplitud pico a pico en torno a 3,5 Sv. En este caso el valor máximo de transporte hacia el norte se encuentra en el mes de febrero (-10 Sv), mientras que el valor mínimo en el mes de agosto (-13,5 Sv).

Para las dos últimas capas (3000-5000 m y 5000 m) la evolución temporal de la señal que describe el ciclo anual es casi idéntica con valores máximos para el mes de marzo y mínimos para el mes de julio. Sin embargo, la capa más profunda de agua (Figura 3.6 (e)) muestra valores positivos a lo largo de todo el año, mientras que la capa anterior (Figura 3.6 (d)) presenta valores negativos. Además, la variación de la amplitud pico a pico es mucho menor en la capa más profunda. De hecho esta amplitud es del mismo orden que en el caso de la capa de agua intermedia (Figura 3.6 (b)) (0,5 Sv).

3.1.4 Variabilidad interanual

En esta sección se ha realizado un análisis mensual para cada una de las variables analizadas en las secciones anteriores y así poder caracterizar mejor la variabilidad interanual. Para ello se ha calculado la anomalía para cada caso.

En primer lugar se presentan los datos correspondientes a la AMOC (Figura 3.7). Enero y febrero muestran un patrón similar de manera que durante los primeros años (2005-2009) la anomalía del transporte presenta valores positivos. En el año 2010 se produce una disminución con un valor negativo de -8 Sv, y después el transporte aumenta de nuevo. En el caso del mes de enero estos valores son siempre negativos, mientras que en febrero las anomalías son aproximadamente 0.

En el mes de marzo se observa mayor variabilidad interanual con tres mínimos que alcanzan valores negativos (2006, 2010 y 2013) y tres máximos con valores positivos (2007, 2012 y 2015). El patrón correspondiente al mes de abril y mayo muestra una variabilidad menor con valores próximos a 0 durante todo el periodo de estudio, mientras que en junio la variabilidad aumenta de nuevo con dos valores positivos en 2005 y 2013, y dos valores negativos en 2009 y 2012.

AMOC

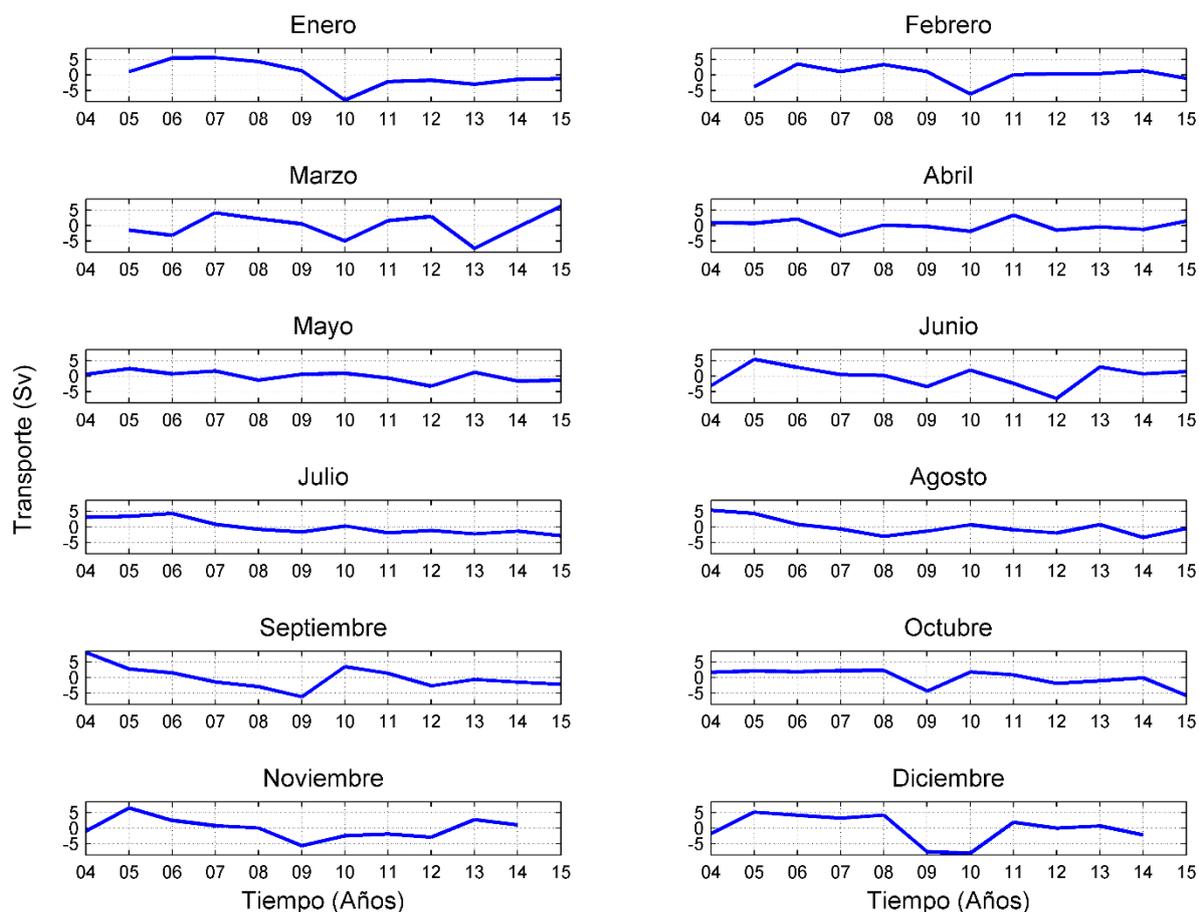


Figura 3.7 Anomalías mensuales de la AMOC para toda la serie temporal de datos disponibles.

Julio y agosto también tienen un patrón parecido con anomalías positivas en los primeros años (2004-2007) y anomalías negativas para el resto del periodo, aunque muy próximas a 0. Septiembre muestra el mismo patrón que los dos meses anteriores a excepción del año 2010 y 2011 donde se observan anomalías positivas.

En octubre, noviembre y diciembre las anomalías presentan un comportamiento similar al mes de julio y agosto, pero en este caso los valores positivos se mantienen hasta 2008. En octubre y noviembre se produce un mínimo en 2009, mientras que en diciembre este mínimo se observa para 2009 y 2010.

En la Figura 3.8 se representan las anomalías correspondientes al transporte para la corriente del Golfo. En enero destacan los valores positivos (en torno a 2,5 Sv) obtenidos en 2009, 2010 y 2011. Para el resto del periodo, las anomalías calculadas están próximas a 0. En febrero el patrón de las anomalías es diferente con un valor negativo de -5 Sv en 2005 y otro de -3 Sv en 2010. Entre 2006 y 2009 las anomalías son claramente positivas con valores del orden de 3 Sv, mientras que para los últimos años se observan valores próximos a 0.

Corriente del Golfo

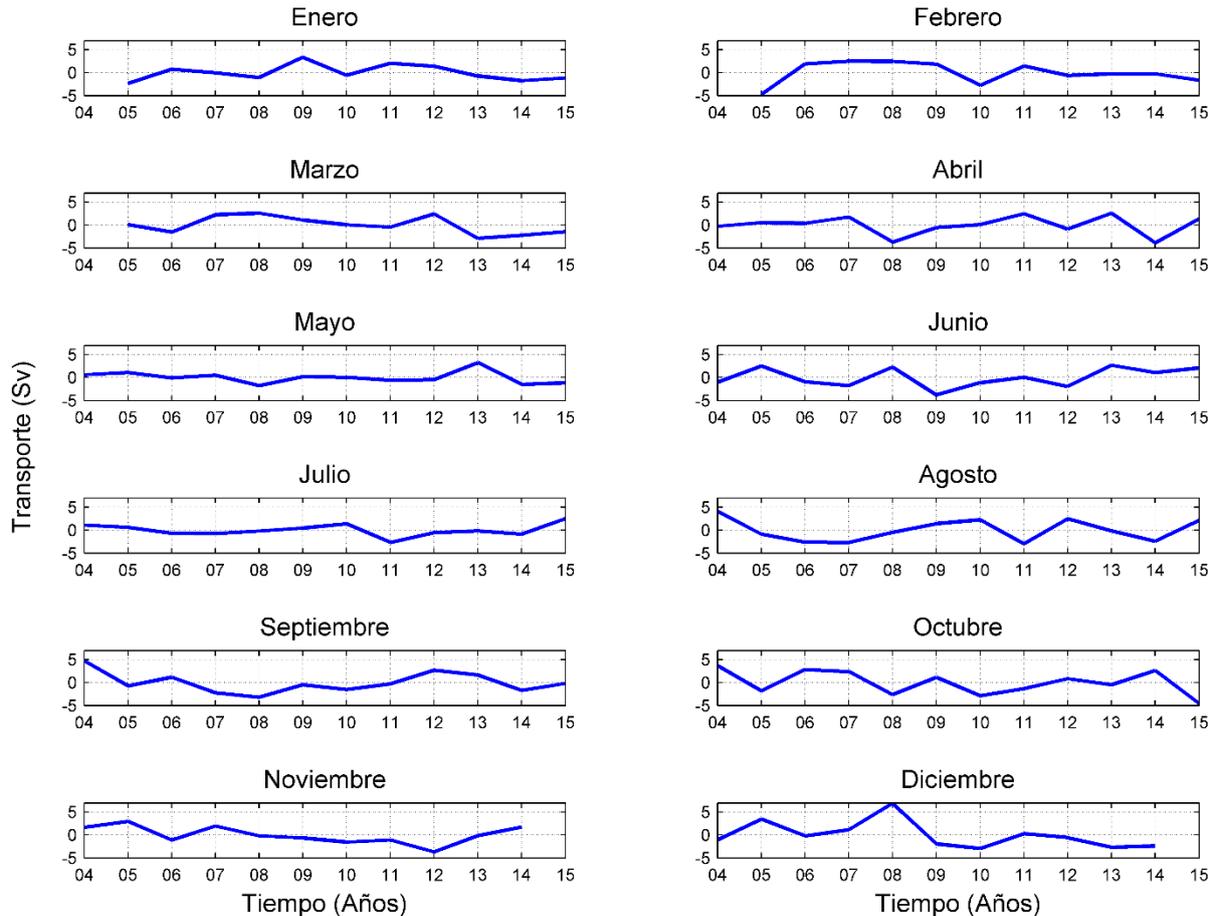


Figura 3.8 Anomalías mensuales de la corriente del Golfo para toda la serie temporal de datos disponibles.

En marzo y en abril también se observa variabilidad interanual. En el primer mes existen anomalías positivas (2,5 Sv) en 2007, 2008 y 2012, mientras que los tres últimos años muestra valores negativos (-2 Sv). Para el caso de abril las anomalías son positivas en 2007, 2011 y 2013 y negativas en 2008 y 2014 con valores que alcanzan los -4 Sv.

Mayo tiene un patrón diferente con muy poca variabilidad interanual. Solo se observa una ligera anomalía negativa (-2 Sv) en el 2008 y una positiva (3 Sv) en el 2013, que se corresponden con las del mes anterior.

En junio la variabilidad aumenta con anomalías positivas en 2005, 2008 y para los tres últimos años, mientras que en julio se observa de nuevo un comportamiento con poca variabilidad interanual.

Agosto y septiembre muestran una señal similar con un valor positivo en el año 2005 del orden de 5 Sv que disminuye hasta valores negativos en los años siguientes. En agosto se obtienen valores positivos de nuevo en 2009, 2010 y 2012, mientras que en septiembre los valores positivos se observan en 2012 y 2013.

El patrón correspondiente al mes de octubre es bastante irregular con varias anomalías positivas y negativas durante todo el periodo indicando una variabilidad interanual alta. Por último, noviembre y diciembre muestran una evolución temporal similar con anomalías positivas durante los primeros años y negativas a partir de 2009.

Transporte de Ekman

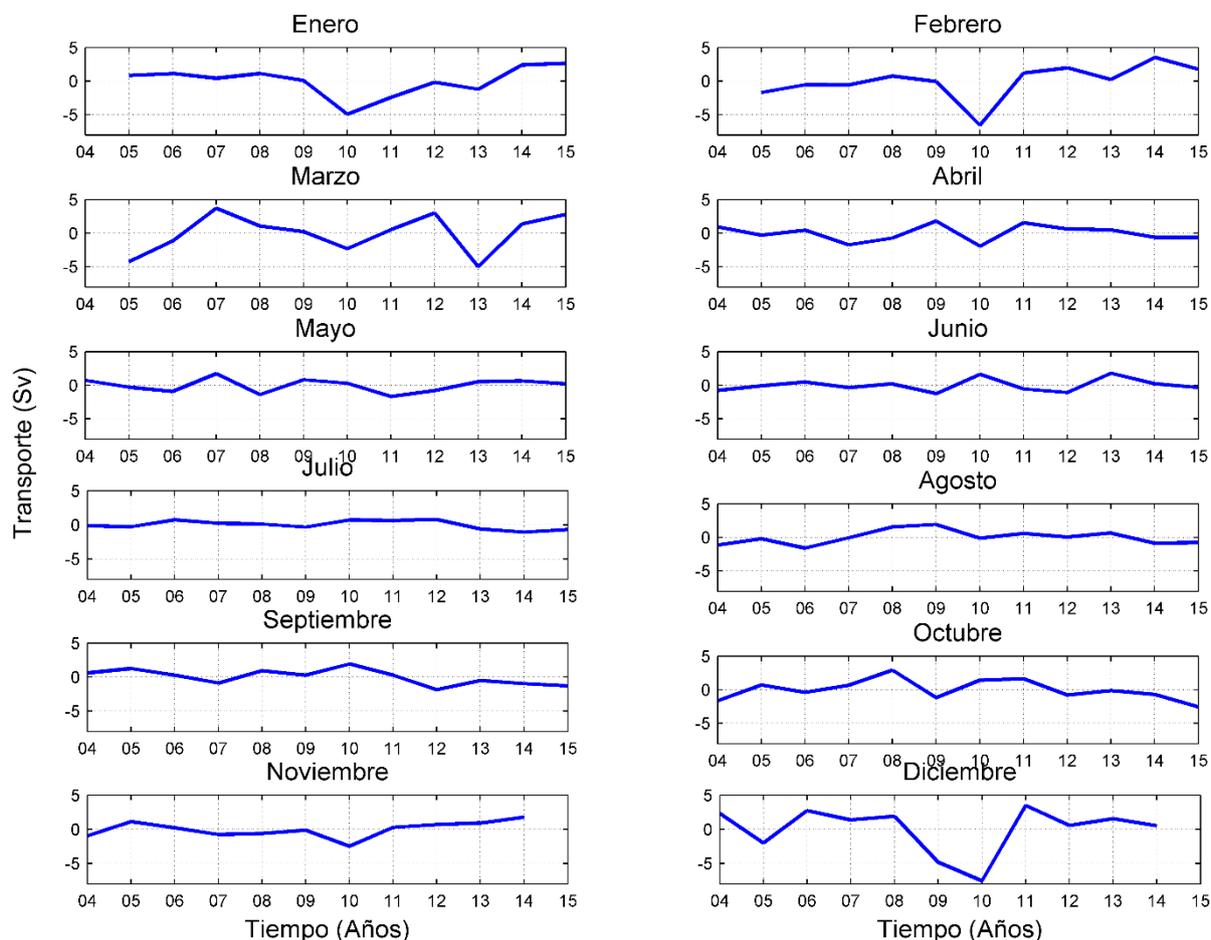


Figura 3.9 Anomalías mensuales del transporte de Ekman para toda la serie temporal de datos disponibles.

Para el caso del transporte de Ekman (Figura 3.9), enero y febrero muestran la misma señal para las anomalías con valores próximos a 0 durante los primeros años y con un mínimo importante (-5 Sv) en el año 2010. A partir de 2011 el valor de las anomalías aumenta.

En el mes de marzo se observa una gran variabilidad interanual con varias anomalías positivas y negativas a lo largo de todo el periodo, mientras que de abril a noviembre las anomalías se mantienen, por lo general, próximas a 0 donde julio es el mes con menor variabilidad interanual.

En diciembre la variabilidad aumenta de nuevo con importantes anomalías negativas en 2009 y 2010 (-8 Sv) y una anomalía también negativa aunque de menor magnitud (-2 Sv) en 2005. Para el resto de años se observan anomalías positivas con un valor máximo en 2011 (4,5Sv).

UMO

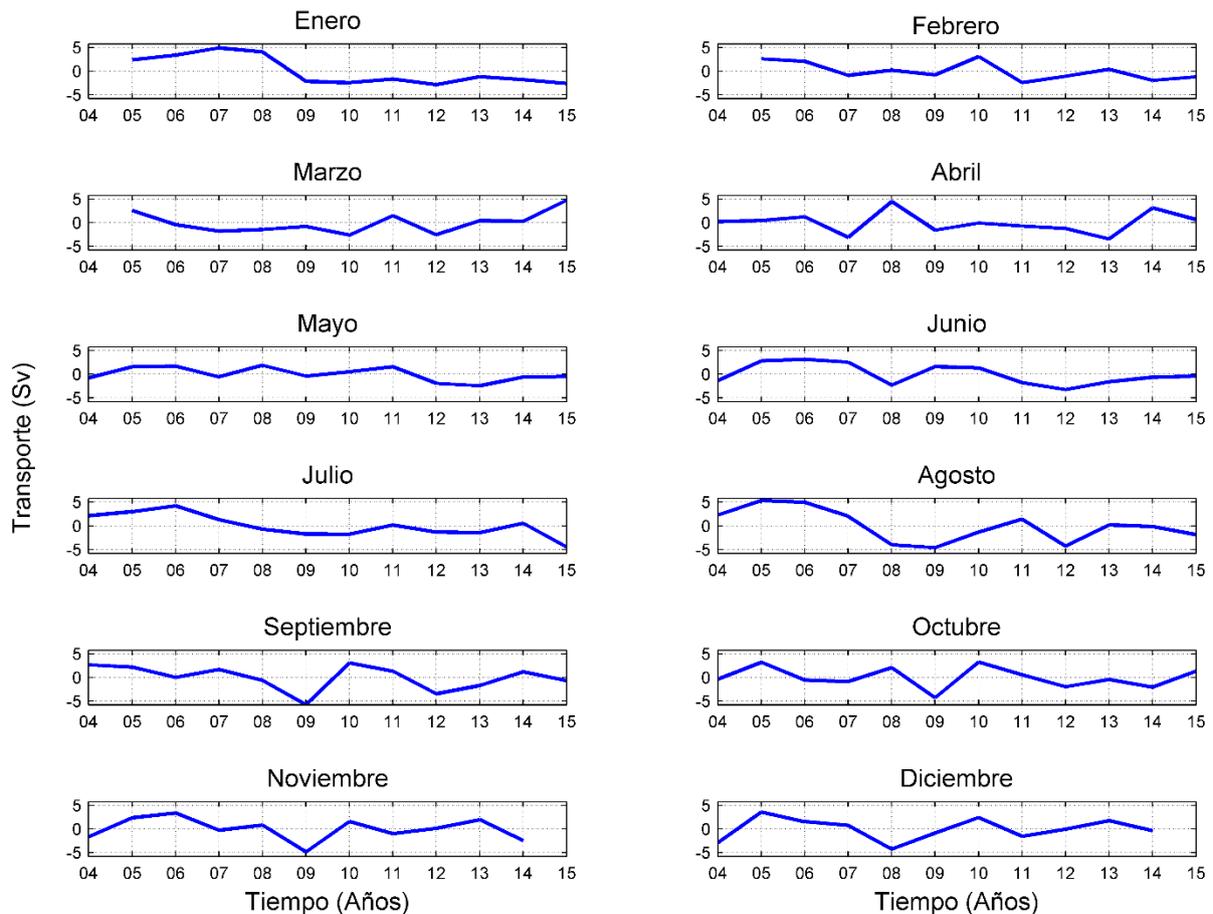


Figura 3.10 Anomalías mensuales de la región UMO para toda la serie temporal de datos disponibles.

En la Figura 3.10 se presentan las anomalías mensuales calculadas para la región UMO. En enero se observa un claro patrón con anomalías positivas durante los primeros años y negativas a partir del año 2009. En febrero las anomalías están muy próximas a 0 para casi todo el periodo excepto en 2005, 2006 y 2010 donde se obtienen anomalías positivas en torno a 2,5 Sv.

En marzo, abril y mayo también se observan valores próximos a 0 para casi todo el periodo aunque se puede destacar el año 2015 en marzo y el año 2008 en abril con anomalías positivas del orden de 5 Sv. Por otro lado, el mes de mayo es el más regular.

En el mes de junio se obtienen anomalías positivas durante los primeros años hasta el 2010 y negativas después de este año, a excepción del 2008 donde aparece una ligera anomalía negativa. El mes de julio y agosto presentan el mismo patrón que junio aunque en este caso las anomalías positivas solo ocurren hasta el año 2007.

En septiembre, octubre, noviembre y diciembre el comportamiento es ligeramente diferente a los meses anteriores con anomalías positivas o próximas a 0 para casi todo el periodo excepto en 2009 donde se observa una importante anomalía negativa para los tres primeros meses del orden de -5 Sv. En diciembre, esta anomalía ocurre en el año 2008.

El análisis de la variabilidad interanual también se ha realizado teniendo en cuenta las diferentes capas oceánicas mencionadas en las secciones anteriores. En primer lugar (Figura 3.11) se muestran los resultados para la capa superior del océano que va de 0 a 800 m.

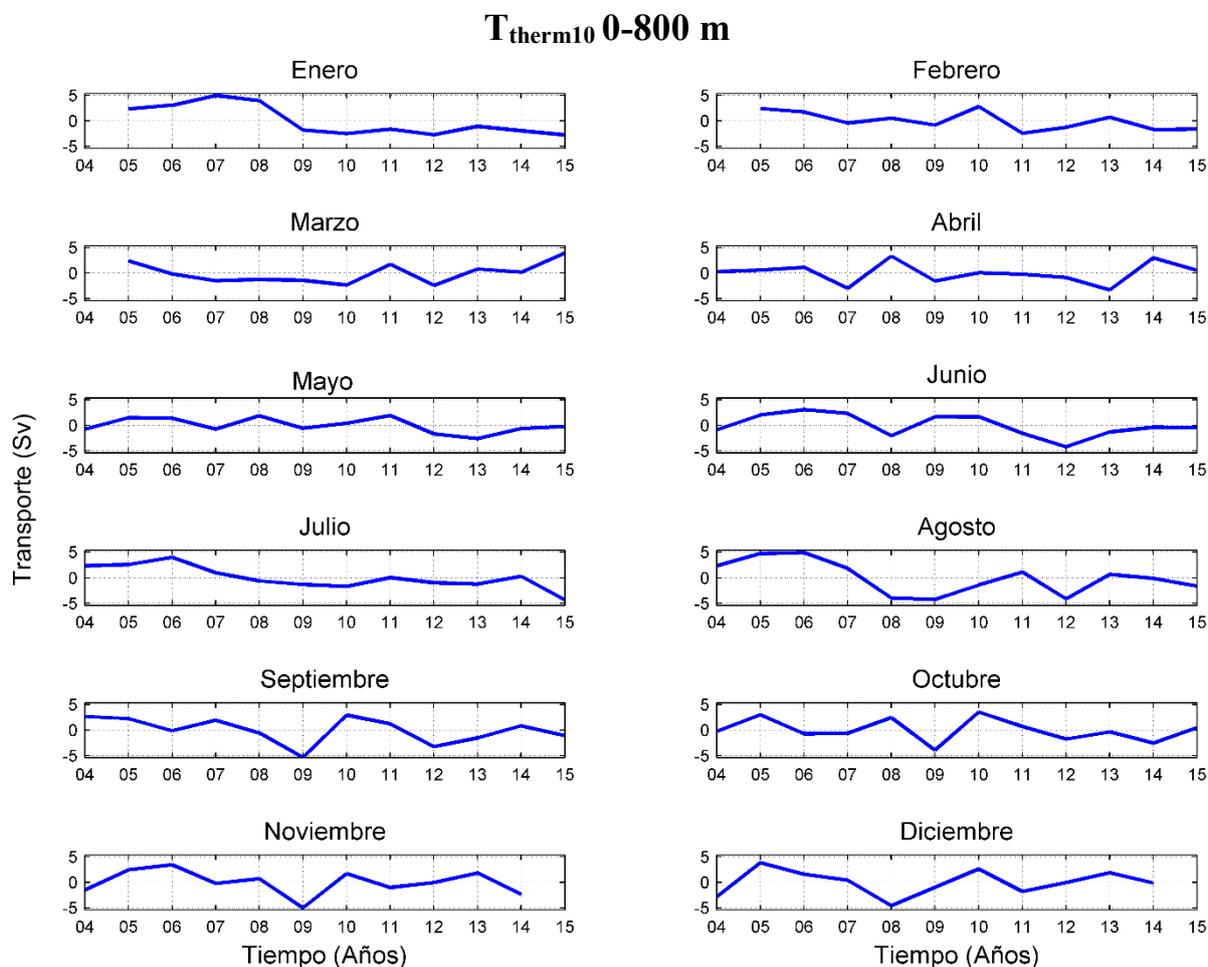


Figura 3.11 Anomalías mensuales en la capa $T_{therm10}$ para toda la serie temporal de datos disponibles.

Como se ha mencionado en las secciones anteriores, el comportamiento de esta capa es muy similar al de la región UMO (Figura 3.10). Así, se puede comprobar que mayo es el mes con menor variabilidad interanual, mientras que las anomalías más negativas (-5 Sv) se obtienen en el año 2009 en los meses de agosto, septiembre octubre y noviembre y en el año 2008 en el mes de diciembre.

Las anomalías mensuales calculadas para la capa de agua intermedia (Figura 3.12) muestran una variación muy pequeña, donde la amplitud pico a pico nunca supera 1 Sv. Casi todos los meses muestran anomalías muy próximas a 0, aunque se pueden destacar las anomalías positivas más importantes (1 Sv) que ocurren en el mes abril para el año 2008, en el mes de junio para el año 2005 y en el mes de octubre para el año 2015. Por otro lado, la mayor anomalía negativa se observa en el mes de abril para el año 2007.

T_{aiw10} 800 - 1100 m

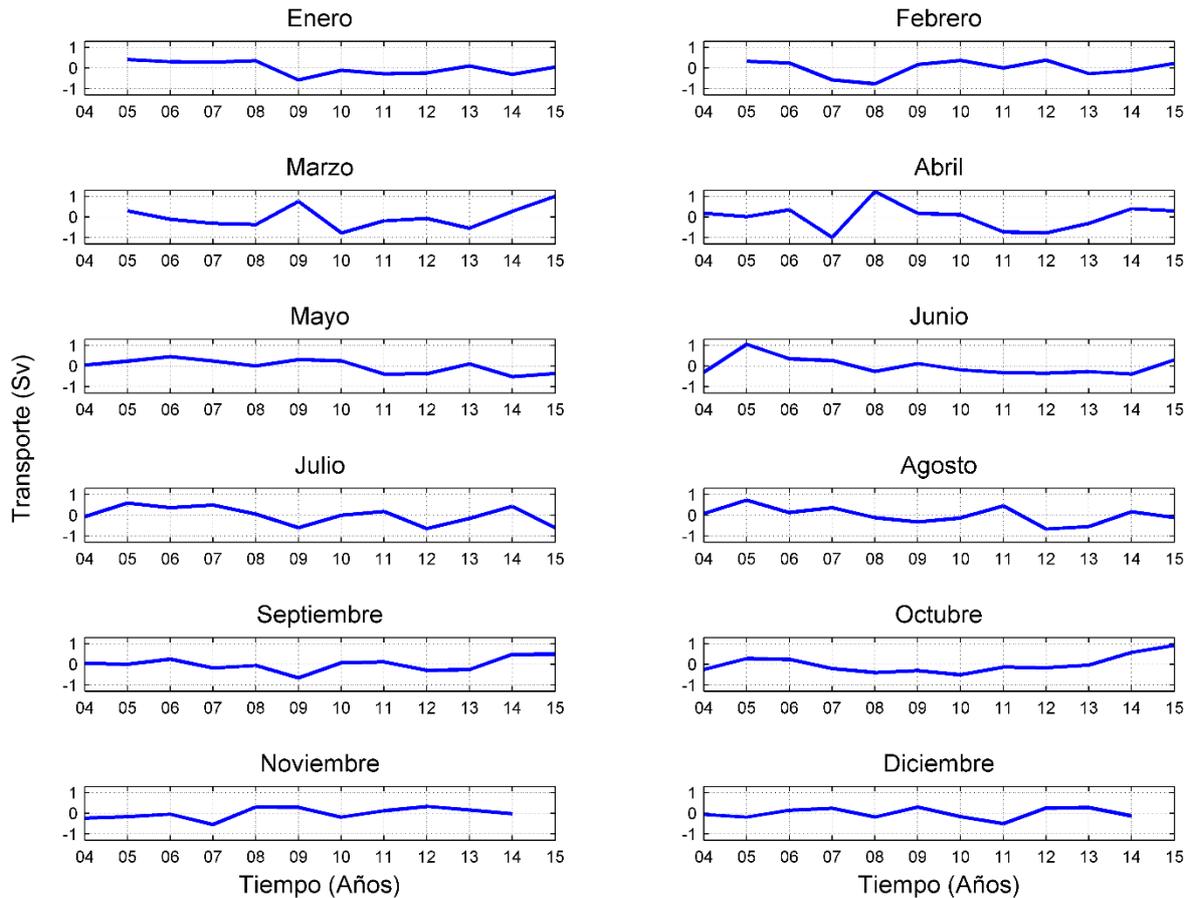


Figura 3.12 Anomalías mensuales en la capa T_{aiw10} para toda la serie temporal de datos disponibles.

En la Figura 3.13 se representan las anomalías mensuales calculadas para la parte superior (1100-3000 m) de la capa donde se encuentra el Agua Profunda del Atlántico Norte. En este caso, la variación de las anomalías es mayor que para la capa anterior (Figura 3.12) con una amplitud que oscila aproximadamente entre 3 y -3 Sv.

Enero, febrero y marzo tienen un patrón muy parecido aunque en el mes de febrero las anomalías están más próximas a 0 para casi todo el periodo. Sin embargo, en abril el patrón cambia mostrando un comportamiento casi opuesto a los meses anteriores en términos de anomalías positivas y negativas fácil de observar comparando los resultados con el mes de febrero (gráfica superior).

Mayo vuelve a ser de nuevo el mes con menor variabilidad con anomalías muy próximas a 0 para casi todo el periodo, mientras que de junio a diciembre aparecen de nuevo varios picos de valores positivos y negativos. De agosto a septiembre se observa la anomalía positiva más importante que incluso supera los 2 Sv para el último mes.

T_{ud10} 1100 - 3000 m

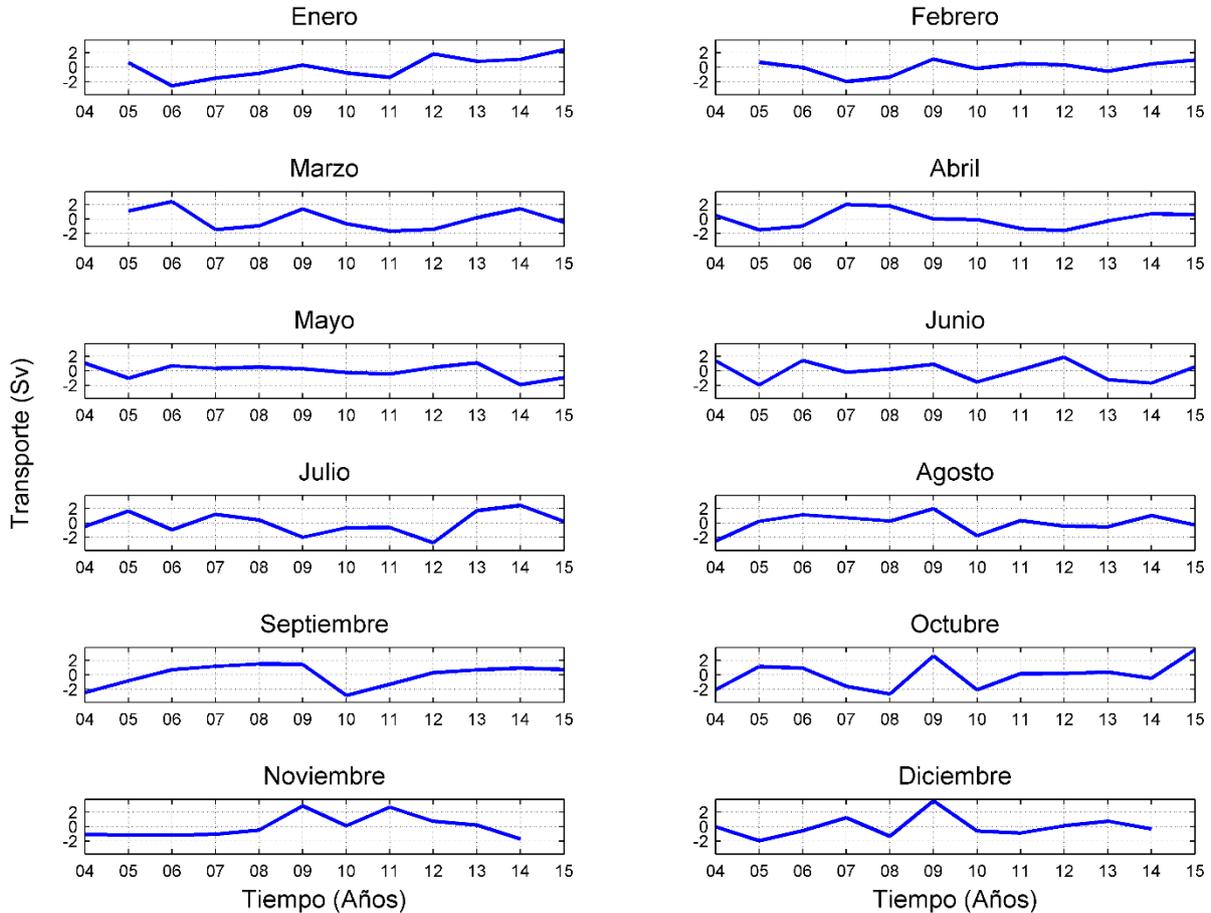


Figura 3.13 Anomalías mensuales en la capa T_{ud10} para toda la serie temporal de datos disponibles.

Las anomalías mensuales calculadas para la parte inferior (3000-5000 m) de la capa donde se encuentra el Agua Profunda del Atlántico Norte están en la Figura 3.14. Se puede observar que, de manera general, las anomalías calculadas para cada mes siguen un patrón opuesto al descrito para el caso de AMOC (Figura 3.7), incluso en la amplitud de variación.

Así, enero y febrero muestran un patrón similar de manera que durante los primeros años (2005-2009) la anomalía del transporte presenta valores negativos o próximos a 0. En el año 2010 se observa una importante anomalía positiva de aproximadamente 6 Sv y después el transporte disminuye.

En el mes de marzo se observan dos máximos positivos en 2010 y 2013 y mínimo negativo en 2015. El patrón correspondiente al mes de abril y mayo muestra una variabilidad menor con valores próximos a 0 durante todo el periodo de estudio, mientras que en junio la variabilidad aumenta de nuevo con dos valores positivos en 2009 y 2012, y tres valores negativos en 2005, 2006 y 2013.

T_{id10} 3000 - 5000 m

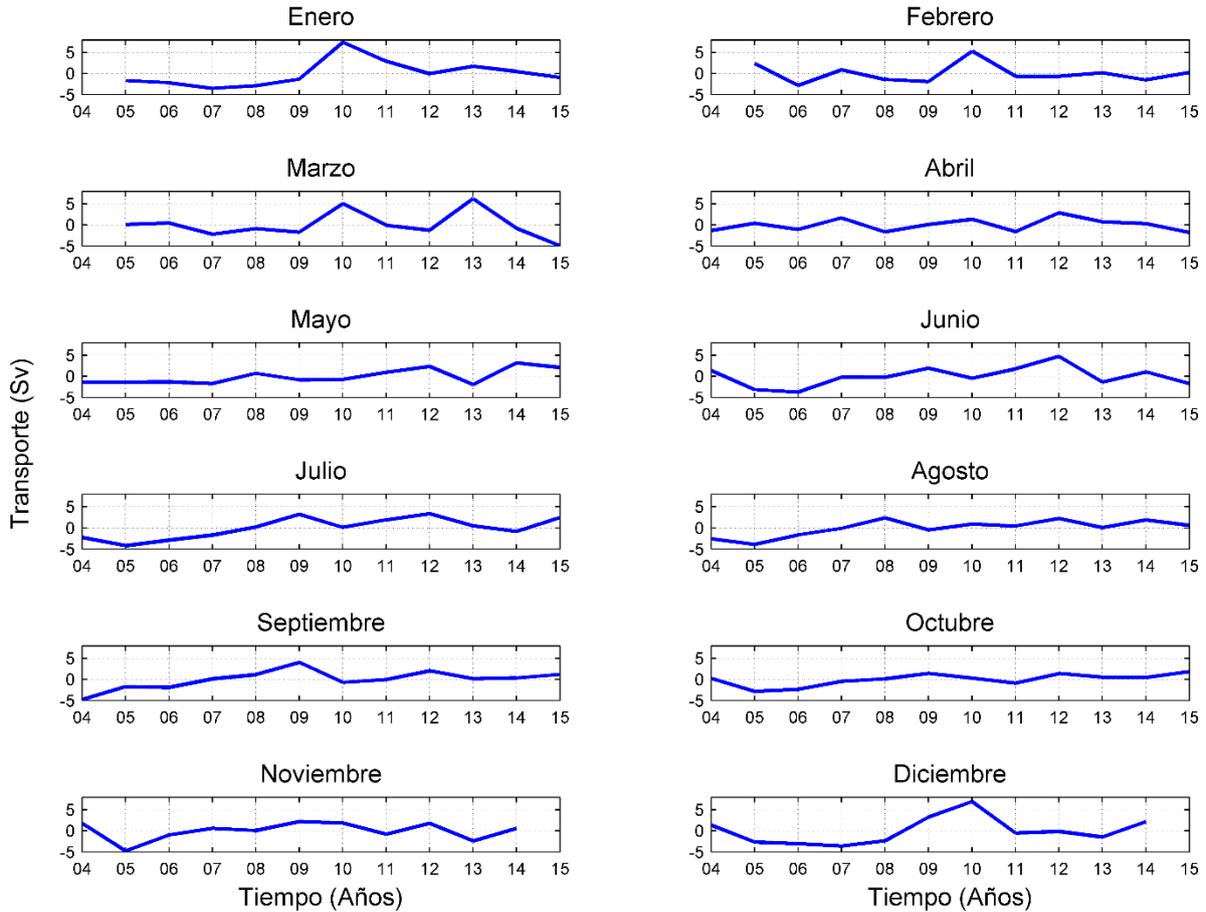


Figura 3.14 Anomalías mensuales en la capa T_{id10} para toda la serie temporal de datos disponibles.

Para los meses de julio, agosto, septiembre, octubre y noviembre también se observa un patrón parecido con anomalías negativas en los primeros años (hasta 2007) y anomalías positivas muy próximas a 0 para el resto del periodo.

En diciembre las anomalías presentan un comportamiento similar a los meses anteriores, pero en este caso los valores negativos se mantienen hasta 2008 con una importante anomalía positiva en 2010.

En la Figura 3.15 se muestran las anomalías mensuales correspondientes a la capa inferior por debajo de los 5000 m. Al igual que en la sección anterior, se puede observar que el patrón de evolución temporal de esta capa es muy similar al de la capa anterior (Figura 3.14) diferenciándose únicamente en la amplitud de la señal por lo que no repetiremos el comportamiento observado. En este caso las anomalías mensuales varían en un rango menor de 1 Sv, igual que ocurría en la capa de agua intermedia (Figura 3.12).

T_{bw10} 5000 m

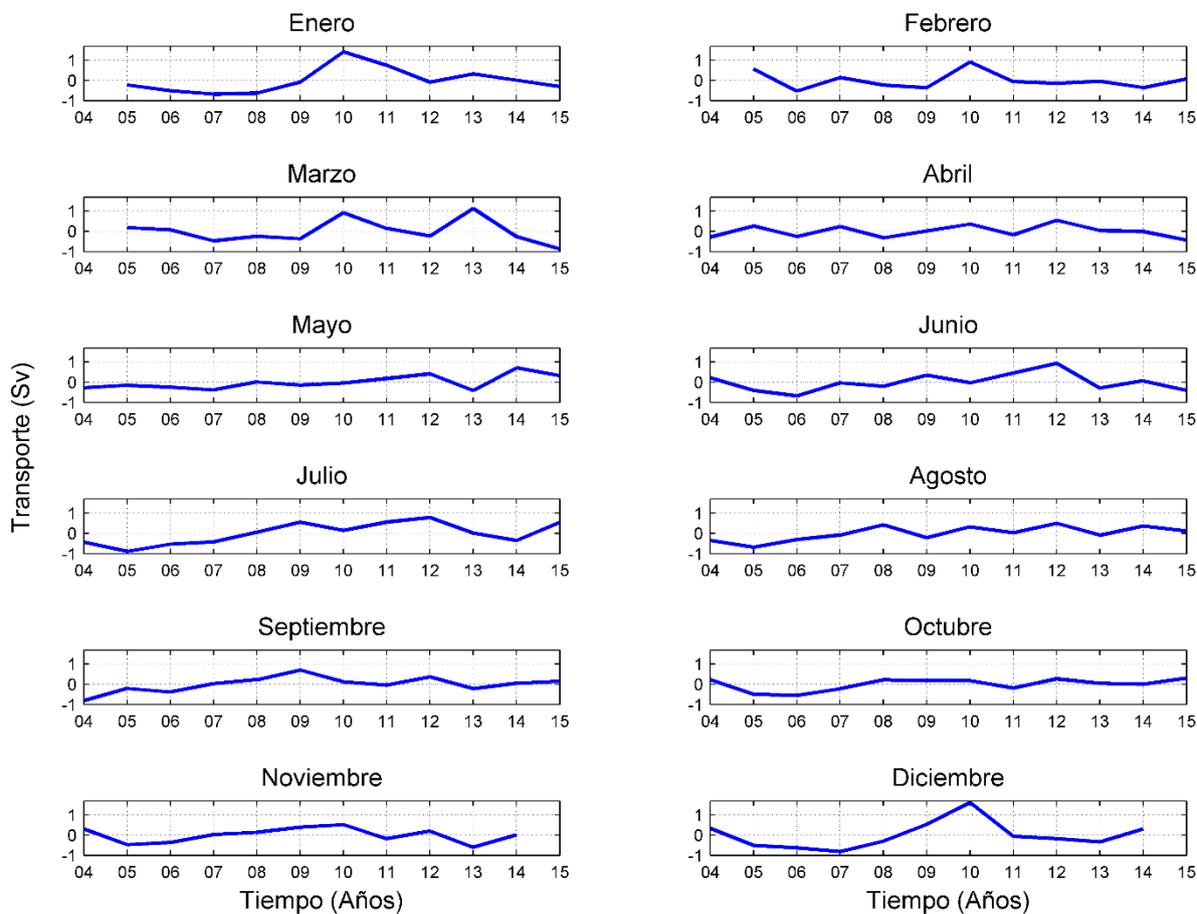


Figura 3.15 Anomalías mensuales en la capa T_{bw10} para toda la serie temporal de datos disponibles

3.2 Influencia de los patrones de teleconexión sobre la AMOC

3.2.1 Correlaciones

En esta sección se tratará de analizar la relación entre la AMOC y sus componentes con diferentes patrones o modos de teleconexión que puedan ayudar a entender el comportamiento y la variabilidad de esta circulación. Para ello se considerarán las correlaciones de los 22 índices de teleconexión considerados en la sección de datos (ver sección de datos) y las variables que se han estudiado en las secciones anteriores desde abril de 2004 hasta octubre de 2015. En la Tabla 4.1 se muestran únicamente los resultados para aquellos índices con los que se obtiene alguna correlación con significatividad superior al 95%.

Tabla 4.1 Correlación entre los diferentes patrones de teleconexión y las diferentes variables analizadas en las secciones previas. Los asteriscos indican las correlaciones significativas al 99% (**)/95% (*). No se muestran los valores con significatividades por debajo del 95%.

	AMOC	T _{gs10}	T _{ek10}	T _{umo10}	T _{therm10}	T _{aiv10}	T _{ud10}	T _{ld10}	T _{bw10}
NAO	0,35**	-	0,48**	-	-	-	-	-0,44**	-0,47**
EA	-	-	-	-	-	0,15*	-	-	-
PNA	-	-	-	-	-	-	-0,17*	-	-
EA/WR	-	-	-	-	-	-	0,17*	-	-
SCA	-	-	-	-	-	0,24**	-	-	-0,15*
POL	0,25**		0,21**	0,16*	0,17*	-	-0,27**	-0,14*	-
AMO	0,16*	0,17*		0,17*	0,17*	-	-0,44**	-	-
PNA	-	-	-	-	-	-	-0,17*	-	-
TNA	-	-	-0,29**	0,15*	0,15*	-	-0,28**	0,24**	0,30**
TSA	-0,33**	-	-0,30**	-	-	-	0,19**	0,28**	0,28**
SOI	-	-	0,14*			-0,24**	-	-	-
WHWP	0,26**	-		0,20**	0,18*	0,34**	-0,39**	-	-
PDO	-	-	-0,14*	-	-	0,21**	0,18*	-	-
AO	0,45**	-	0,61**	-	-	-	-	-0,51**	-0,47**
AMM	-			0,28**	0,30**		-0,33**		0,16*
Niño1+2	-	-	-	-0,17*	-0,17*	-	-	-	-
Niño 3	-0,17*	-	-	-	-	-	-	0,17*	0,14*
Niño 4	-	-	-0,14*	-	-	0,15*	-	-	-
Niño 3,4	-0,19**	-	-0,17*	-	-	0,14*	-	0,18*	0,15*

En la Tabla 4.1 se puede observar que la AMOC está correlacionada significativamente con la NAO, POL, WHWP y AO. El valor de correlación más alto se obtiene con AO (0,45) y NAO (0,35). También se observa una correlación significativa con TSA, pero en este caso negativa (-0,33). Los valores de AO y NAO podrían justificar el debilitamiento sufrido por la AMOC en los años 2005, 2007, 2010 y 2013. Como se puede ver en esos periodos (Figura 3.16) tanto AO como NAO mostraron valores especialmente negativos y ello podría haber afectado al comportamiento de la AMOC, tal y como sugieren Delworth and Zeng, (2016).

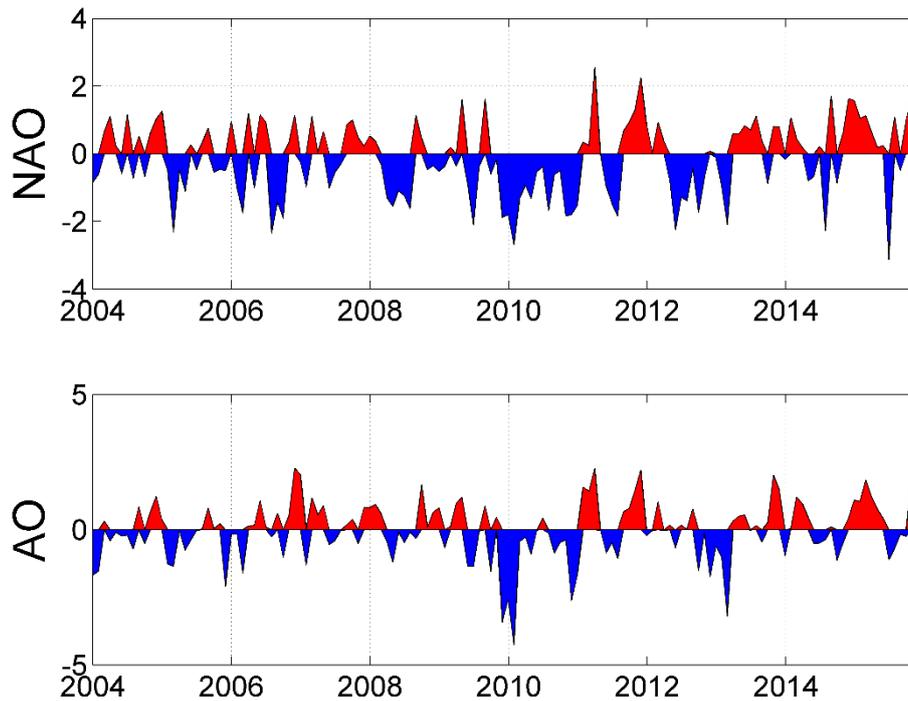


Figura 3.16 Valores mensuales de los índices NAO y AO para el periodo 2004-2015.

En el caso del transporte de Ekman, las correlaciones significativas con estos índices se mantienen con valores similares e incluso mayores que para el caso de la AMOC. Además, se observa una nueva correlación significativa negativa (-0,29) con TNA. Por otro lado, para la corriente del Golfo solo existe una correlación significativa con AMO aunque con un valor muy pequeño (0,17), mientras que para la región UMO se observan correlaciones significativas con WHWP y AMM.

Las correlaciones se han calculado también considerando las diferentes capas estudiadas en las secciones anteriores. Para la capa superior (0-800 m), solo se obtiene una correlación significativa al 99% con AMM (0.30) mientras que en la capa intermedia (80-1100 m) existen correlaciones positivas para SCA, WHWP y PDO del orden de 0,2-0,3, y una correlación negativa con SOI también del mismo orden.

En la parte superior de la capa donde se encuentra el Agua Profunda del Atlántico Norte (1100-3000 m) destacan las correlaciones negativas con POL, AMO, TNA, WHWP y AMM con valores entre -0,3 y -0,4. La única correlación positiva que aparece es del orden de 0,2 con el índice TSA. La parte inferior de la capa de Agua Profunda del Atlántico Norte (3000-5000 m) y la capa inferior (5000 m) muestran el mismo comportamiento. Así, se observan correlaciones negativas con NAO y AO que varían entre -0,44 y -0,51 y correlaciones positivas con TNA y TSA que varían entre 0,24 y 0,3.

En vista de los resultados obtenidos se procederá al análisis más en detalle de la relación entre la AMOC y aquellos patrones que presentan una mayor correlación con ella. En concreto se analizarán los siguientes índices: NAO, POL, TSA, WHWP y AO. Para ello se calculará tanto

para la AMOC como para los patrones considerados sus periodicidades y variabilidad utilizando análisis wavelets.

3.2.2 Periodicidad y variabilidad

En primer lugar se determinarán las periodicidades significativas y la variabilidad de los patrones de teleconexión que muestran una mayor correlación con la AMOC (ver Tabla 4.1) y también de la AMOC.

3.2.2.1 Patrones de teleconexión

En esta subsección se han considerado los índices por separado para todo el periodo de datos disponible (1950-2015) para analizar así con detalle la variabilidad de estos durante las últimas décadas.

En la Figura 3.17 se muestra el espectro de energía derivado del análisis wavelet para la serie temporal de la NAO. Se puede comprobar que el período más dominante y recurrente de variabilidad significativa se encuentra en la banda de frecuencia 2-3 años. También se pueden observar periodicidades anuales significativas principalmente durante las primeras décadas e incluso semianuales entre los años 50 y 70.

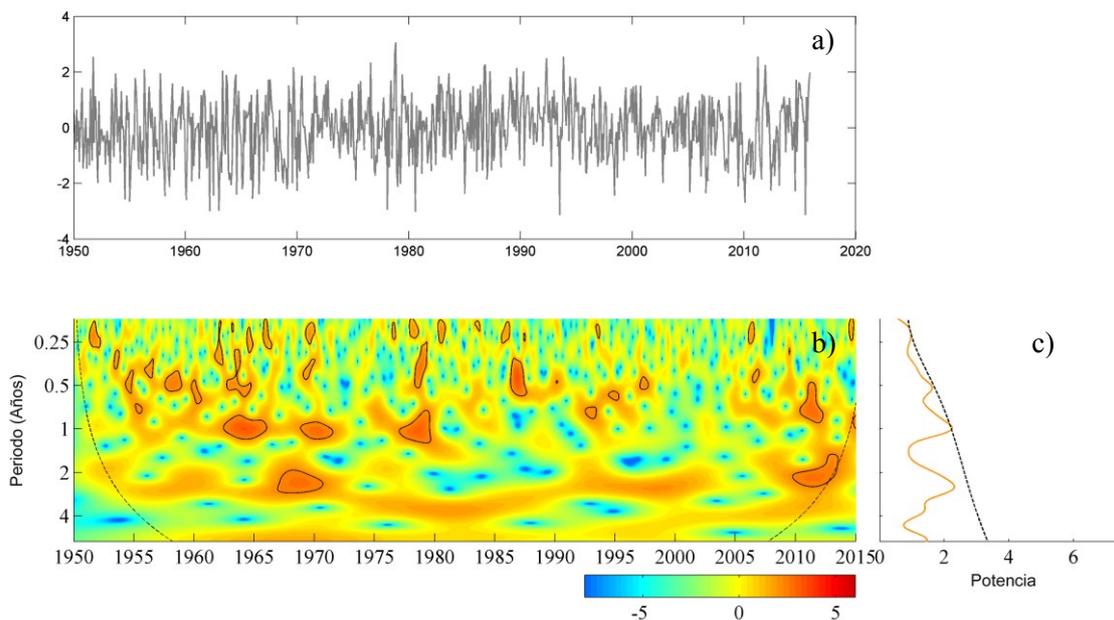


Figura 3.17 Valores del índice NAO desde 1950 hasta 2015 (a) y descomposición wavelet (b, c). Las líneas de trazos negros muestran el cono de influencia.

El análisis correspondiente a POL se presenta en la Figura 3.18. En este caso, se observan periodicidades en la banda de frecuencia 3-4 años y también periodicidades anuales significativas.

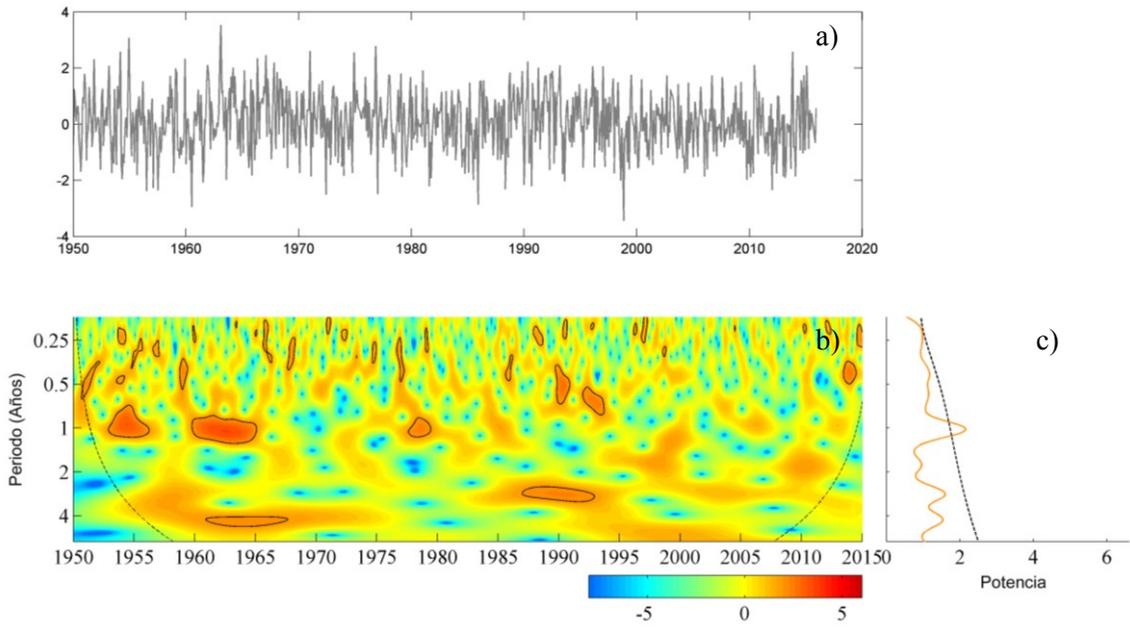


Figura 3.18 Valores del índice POL desde 1950 hasta 2015 (a) y descomposición wavelet (b, c). Las líneas de trazos negros muestran el cono de influencia.

Para el caso de TSA (Figura 3.19), los resultados obtenidos muestran un patrón diferente a los dos índices anteriores, ya que los períodos más dominantes y recurrentes de variabilidad no tienen una banda de frecuencia clara. Se observa que la mayor variabilidad ocurre entre 2 y 4 años.

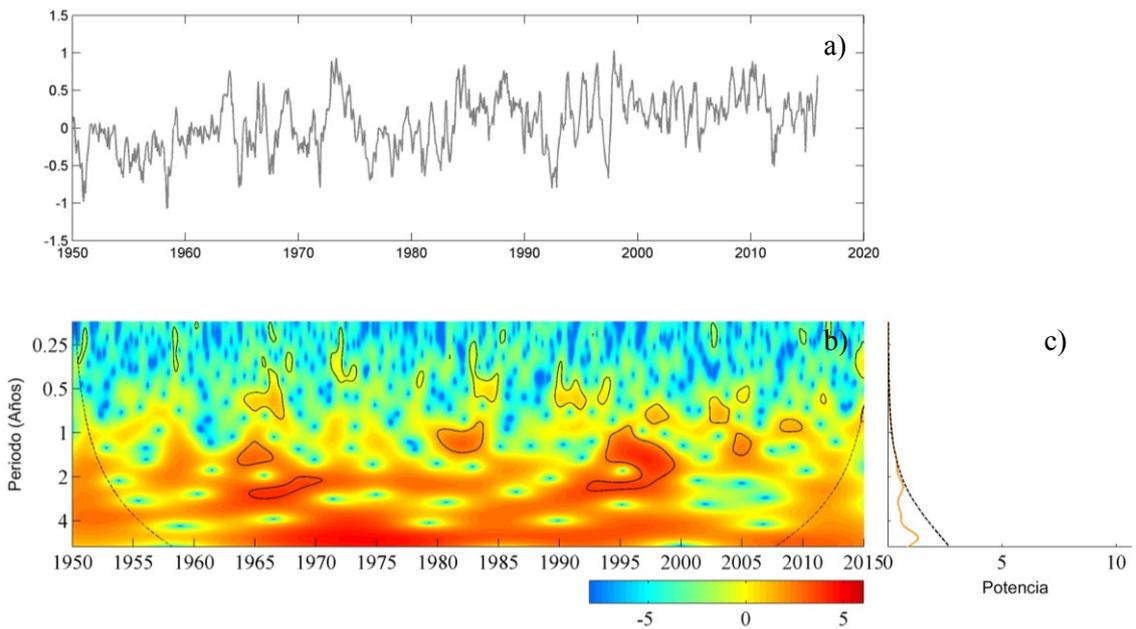


Figura 3.19 Valores del índice TSA desde 1950 hasta 2015 (a) y descomposición wavelet (b, c). Las líneas de trazos negros muestran el cono de influencia.

Esta situación también se observa para WHWP (Figura 3.20), donde la mayor variabilidad tampoco tienen periodos bien definidos como el caso de NAO o POL.

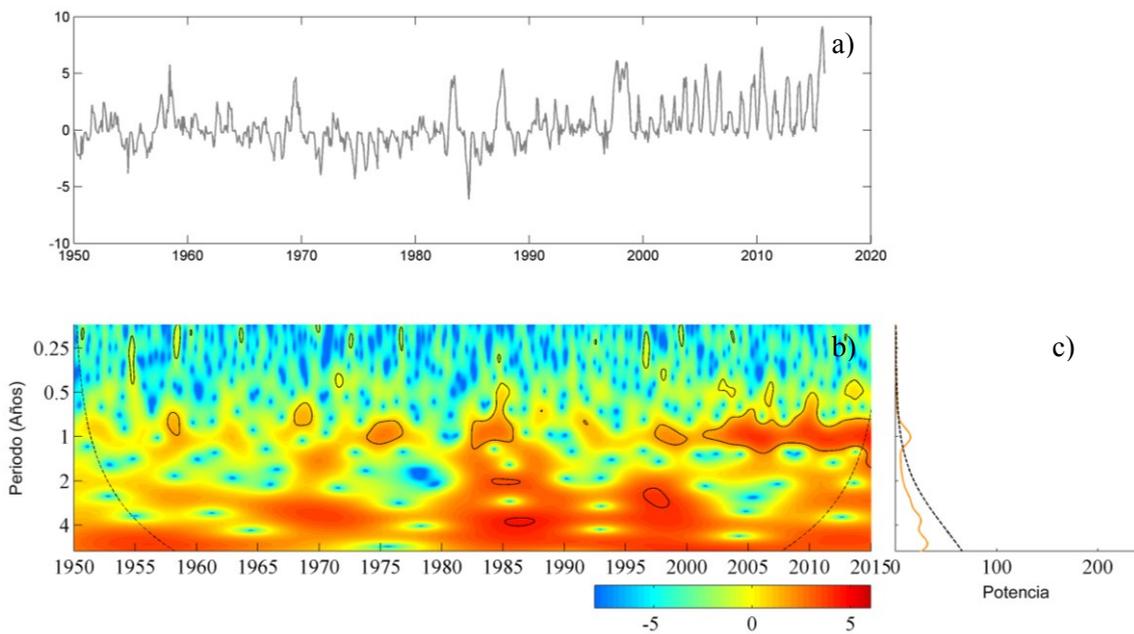


Figura 3.20 Valores del índice WHWP desde 1950 hasta 2015 (a) y descomposición wavelet (b, c). Las líneas de trazos negros muestran el cono de influencia.

En la Figura 3.21 se presentan los resultados correspondientes a AO. El patrón para este índice muestra una periodicidad significativa en la banda de 3 años aunque también se observa variabilidad estacional.

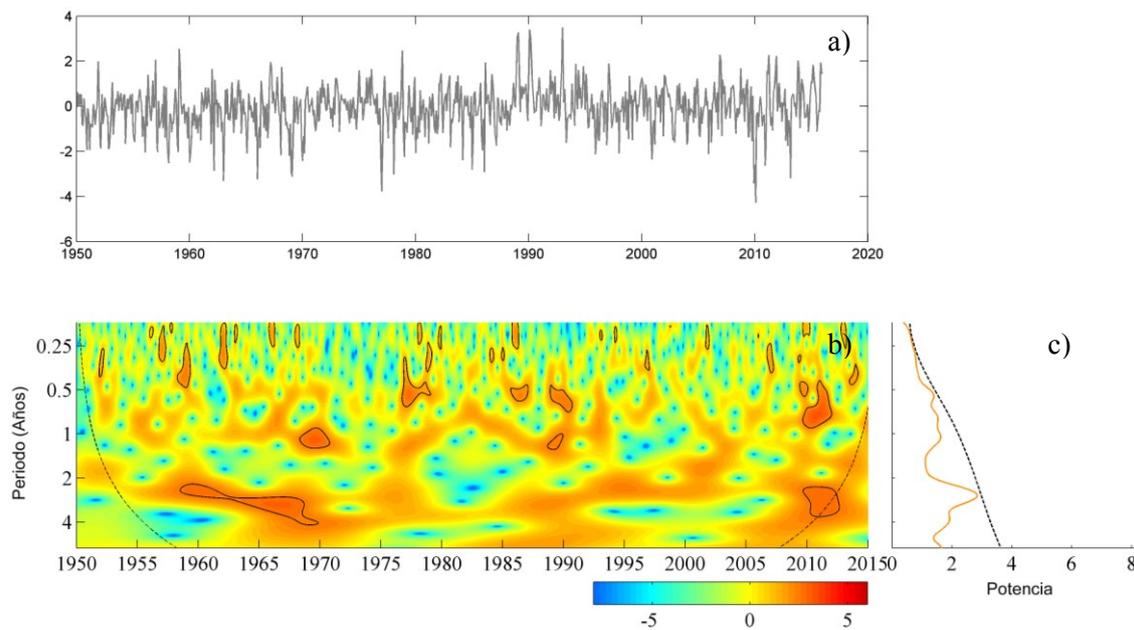


Figura 3.21 Valores del índice AO desde 1950 hasta 2015 (a) y descomposición wavelet (b, c). Las líneas de trazos negros muestran el cono de influencia.

3.2.2.2 Relación entre la AMOC y los patrones de teleconexión

En primer lugar se presenta el análisis wavelet para los datos de la AMOC desde abril de 2005 hasta abril de 2015 (Figura 3.22). En este caso se puede observar un periodo dominante de variabilidad en torno a los 6 meses, seguido de una frecuencia anual. Cabe destacar también la variabilidad significativa estacional.

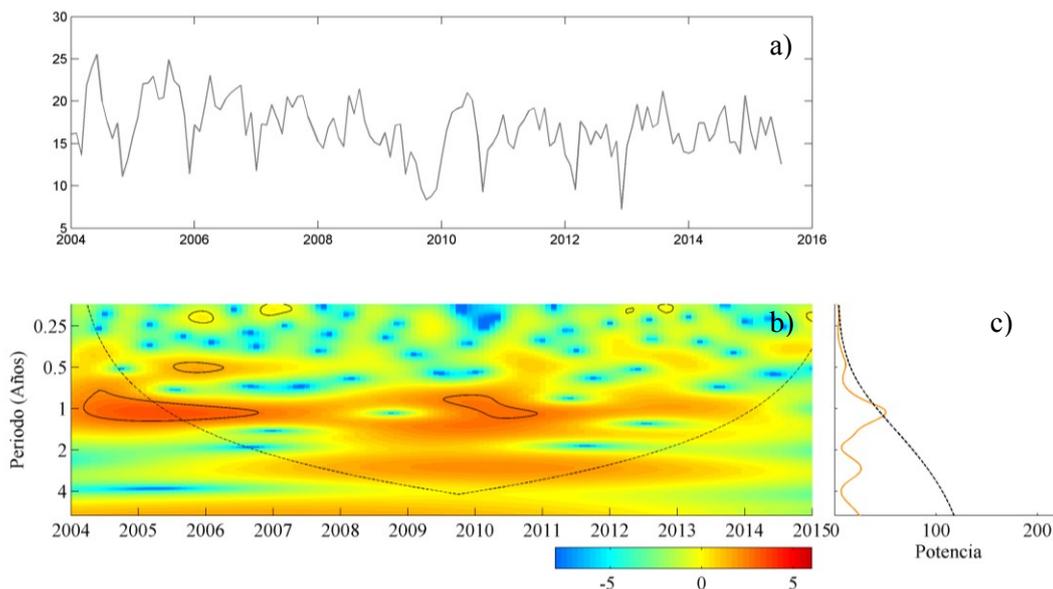


Figura 3.22 Valores del índice AMOC desde abril de 2004 hasta octubre de 2015 (a) y descomposición wavelet (b, c). Las líneas de trazos negras muestran el cono de influencia.

Para comparar estos resultados con los patrones de teleconexión descritos anteriormente, el análisis wavelet se ha repetido para el periodo de datos común entre AMOC y patrones 2004-2015 (Figura 3.23).

Los cambios en la predominancia de unos ciclos u otros en los diferentes periodos analizados de los cinco patrones de teleconexión muestran la naturaleza no estacionaria de algunos de esos patrones como NAO y AO, mientras que TSA y WHWP parecen ser más estacionarios (Walter and Graf, 2002),

La banda de frecuencia anual que se observa claramente en la AMOC también está presente prácticamente en todos los índices. En el caso de NAO y AO esta variabilidad ocurre un poco antes, en torno a los 9 meses.

La AMOC también muestra variabilidad en la banda de los 6 meses que también se corresponde con NAO, WHWP y POL.

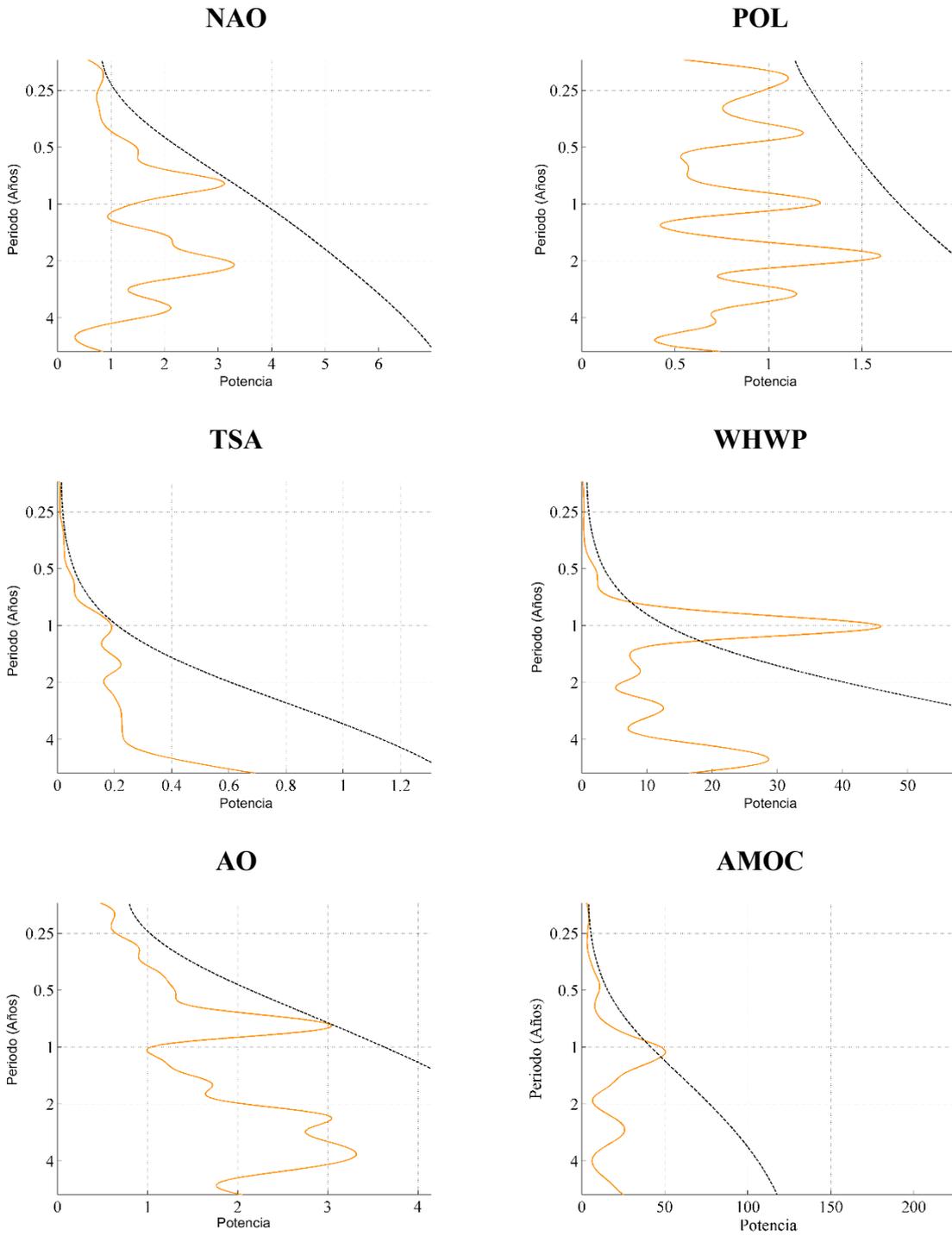


Figura 3.23 Descomposición wavelet para los patrones de teleconexión analizados en la sección anterior y AMOC desde 2004 hasta 2015.

4 Conclusiones

En el presente trabajo se ha analizado el comportamiento de la AMOC a partir de los datos proporcionados por el proyecto RAPID durante el periodo 2004-2015 en 26,5°N.

A partir del análisis de la estructura vertical se ha comprobado que, en media, el transporte máximo hacia el norte ocurre en torno a los 1000 m de profundidad con un valor de aproximadamente 17 Sv. Existen, sin embargo diferencias interanuales que indican una disminución de la intensidad del transporte hacia el norte durante los últimos años del periodo considerado. También se observa que la extensión de la profundidad en la que se obtienen los máximos transportes, se reduce durante estos últimos años.

Para la serie temporal de AMOC correspondiente a toda la cuenca, se observa una disminución de intensidad con una tendencia de $-0,32 \text{ Sv año}^{-1}$, esta serie muestra un claro ciclo anual con valores máximos en julio-agosto y mínimos en febrero-marzo. La corriente del Golfo, que es la componente que presenta los máximos valores de transporte para todo el periodo de estudio, también muestra una tendencia negativa ($-0,1 \text{ Sv año}^{-1}$) así como la región UMO ($-0,23 \text{ Sv año}^{-1}$), que en este caso indica transporte hacia el sur. La corriente del Golfo también presenta un ciclo estacional bien desarrollado con máximos en julio y mínimos en noviembre, mientras que para la región UMO el máximo se obtiene en octubre-noviembre con mínimos en los meses de verano. Por otro lado, el transporte de Ekman no presenta una tendencia ni una periodicidad estacional clara.

En el análisis por capas se ha obtenido un volumen de transporte hacia el sur compuesto por una corriente de $-18,6 \text{ Sv}$ en el océano superior (0-800 m) y $-17,6 \text{ Sv}$ en la capa donde se encuentra la NADW. Para la capa intermedia y la capa inferior de agua (5000 m), el transporte es positivo con valores en torno a 1 Sv en cada región.

En cuanto al análisis interanual de anomalías, no se han obtenido resultados claros quizás debido a que el periodo analizado es de solo 11 años. Sin embargo, se puede decir que, de

manera general, tanto la AMOC como sus componentes muestran menor variabilidad en los meses de primavera-verano que en los meses de otoño-invierno.

En la última parte del estudio se ha analizado la posible influencia de los índices de teleconexión sobre la AMOC y se ha encontrado que la AMOC está significativamente correlacionada con algunos índices, siendo AO y NAO los que presentan el mayor valor de correlación (0,45 y 0,35, respectivamente). De hecho, la variabilidad en la banda de 6 meses que se observa para la AMOC, se obtienen también para NAO, mientras que la variabilidad anual se reproduce en NAO y AO.

5 Referencias

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

Broecker, W.S. (1997) Thermohaline circulation, the Achilles' heel of our climate system: ¿will man-made CO₂ upset the current balance? *Science*. 278: 1582-1588.

Chidichimo, M.P., Kanzow, T., Cunningham, S.A., Johns W.E. and Marotzke J. (2010) The contribution of eastern-boundary density variations to the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *Ocean Sci*. 6: 475-490.

Cunningham, S.A., Kanzow, T., Rayner, D., Baringer, M.O., Johns, W.E., Marotzke, J., Longworth, H.R., Grant, E.M., Hirschi, J.J.-M., Beal, L.M., Meinen, C.S and Bryden, H.L. (2007) Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *Science*. 317: 935-938.

Delworth T.L. and Zeng F. (2016) The Impact of the North Atlantic Oscillation on Climate through Its Influence on the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Journal of Climate*. 29 (3): 941-962.

Enfield D.B., Mestas-Nuñez A.M., Mayer D.A. and Cid-Serrano L. (1999) How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *J Geophys Res* 104(C4):7841-7848.

Iglesias, I. (2010) Interacción océano-atmósfera: Influencia de la TSM y de la circulación termohalina (Tesis Doctoral). University of Vigo.

Johns, W.E., and Coauthors (2011) Continuous, array- based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5°N. *J. Climate*. 24: 2429-2449.

- Kanzow and Coauthors (2010) Seasonal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *J. Climate*. 23: 5678–5698.
- Latif, M., Böning, C., Willebrand, J., Biastoch, A., Dengg, J., Keenlyside, N., Madec G. and Schweckendiek U. (2006) Is the thermohaline circulation changing? *Journal of Climate*. 19: 4631–4637.
- McCarthy, G.D., Smeed, D.A., Johns, W.E., Frajka-Williams, E., Moat, B. I., Rayner, D., Baringer, M.O., Meinen, C.S., Collins J. and Bryden H.L. (2015) Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N. *Progress in Oceanography*. 130: 91-111.
- Manabe, S. and Stouffer R.J. (1980) Sensibility of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*. 85: 5529 – 5554.
- Mantua, N.J., and coauthors (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78(6): 1069–1079.
- Martin-Vide, J. and Lopez-Bustins, J.A. (2006) The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*. 26 (11): 1455-1475.
- Rahmstorf, S., and Ganapolski, A. (1999) Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *Climatic Change*. 43: 353–367.
- Rodríguez-Fonseca, B. and Rodríguez-Puebla, C. (2010) Teleconexiones climáticas en el entorno de la Península Ibérica. Predictabilidad y cambios esperados. *Clima en España: Pasado, presente y futuro. Informe de Evaluación del Cambio Climático Regional. Red temática Clivar-España*, 53-68.
- Smeed, D.A., McCarthy, G.D., Cunningham, S.A., Frajka-Williams, E., Rayner, D., Johns, W.E., Meinen, C.S., Baringer, M.O., Moat, B.I., Duchez, A., and Bryden, H.L. (2014) Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004–2012. *Ocean Sci.* 10: 29-38, <https://doi.org/10.5194/os-10-29-2014>.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M.M.B., Miller Jr., H.L., and Chen, Z. Eds., (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, 996 pp.
- Srokosz M., Baringer M., Bryden H., Cunningham S., Delworths T., lozier S., Marotzke J., and Sutton R. (2012) Past Present and Future Changes in the Atlantic Meridional overturning Circulation. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 93: 1663-1676.
- Stocker, T. and Schmittner A. (1997) Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature*. 388: 862–865.

Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M. (1998) The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*. 25 (9): 1297–1300. Bibcode:1998GeoRL.25.1297T. doi:10.1029/98GL00950.

Torrence, C. and Compo, G.P. (1998) A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 79: 61-78.

Uriarte, A. (2009) *Historia del clima de la tierra*. Editorial: Eusko Jaurlaritza. ISBN 84-457-3037-9.

Walker, G.T., and Bliss, E.W. (1932) World Weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.* 4 (36), 53-84.

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

Walter, K. and Graf, H.F. (2002) On the changing nature of the regional connection between the North Atlantic Oscillation and sea surface temperature. *J. Geophys. Res.* 107(D17), 4338, doi:10.1029/2001JD000850.

Wang, Ch. and Enfield, D.B. (2001) The tropical Western Hemisphere warm pool. *Geophysical Research Letters*. 28 (8): 1635-1638.

Fuente de las figuras mostradas no originales:

[1] Rahmstorf, S., (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419, 207-214.

[2] Srokosz, M., Baringer, M., Bryden, H., Cunningham, S., Delworth, T., Lozier, S., Marotzke, J. and Sutton R. (2012) Past, Present, and Future Changes in the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *BAMS* <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00151.1>

[3] Manabe, S. and R.J Stouffer, (1980) Sensibility of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 85, pp. 5529 – 5554

[4] Johns, W. E., and Coauthors, (2011) Continuous, array- based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5°N. *J. Climate*, 24, 2429–2449.

[5] McCarthy, G.D., Smeed, D.A., Johns, W.E., Frajka-Williams, E., Moat, B.I., Rayner, D., Baringer, M.O., Meinen, C.S., Collins, J. and Bryden H.L. (2015) Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N. *Progress in Oceanography*, 130, pp. 91-111

[6]. Smeed, D. A., McCarthy, G. D., Cunningham, S. A., Frajka-Williams, E., Rayner, D., Johns, W. E., Meinen, C. S., Baringer, M. O., Moat, B. I., Ducez, A., and Bryden, H. L. (2014) Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004–2012, *Ocean Sci.*, 10, 29-38, <https://doi.org/10.5194/os-10-29-2014>.

[7] Johns, W. E., and Coauthors, (2011) Continuous, array- based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5°N. *J. Climate*, 24, 2429–2449.