



Universidad de Oviedo

Máster en Teledetección y Sistemas de Información
Geográfica

TRABAJO FIN DE MÁSTER

**El Mar de Groenlandia: Variabilidad interanual en su circulación
y procesos de convección profunda**

Miguel Ángel Coto Madrid
Mieres, Julio de 2016



Universidad de Oviedo



Universidad de Oviedo



Universidad de Oviedo

RESUMEN

La ventilación del océano profundo desde la superficie se produce tan sólo en unos pocos lugares del océano. El proceso responsable conocido como convección profunda es reconocido por ello como un proceso clave en el sistema climático terrestre. En el Océano Ártico, en el Mar de Groenlandia, donde típicamente ocurrían procesos de convección profunda hasta mediados de los 80s, ésta no se produce desde entonces. Entre otras consecuencias del cese de la convección profunda, la temperatura entre 2000 metros de profundidad y el fondo del Mar de Groenlandia ha aumentado 0,3°C en los últimos 30 años, lo cual supone un aumento de temperatura diez veces mayor que el aumento de la temperatura media en el océano. Este incremento de temperatura puede parecer muy pequeño, pero debe verse en relación con la masa de agua que se ha calentado. Si esa cantidad de calor acumulado en los 1,5 kilómetros más profundos del Mar de Groenlandia se utilizase para calentar la atmósfera por encima de Europa, la temperatura de ésta aumentaría en 4 grados centígrados.

Los cambios que hayan podido producirse en circulación en el Mar de Groenlandia juegan un papel esencial tanto en determinar las causas del cese de la convección profunda así como sus posibles efectos en otras cuencas oceánicas. Es por ello que su estudio es necesario, y en ese sentido los datos de satélite de altura de la superficie del mar proporcionan una herramienta fundamental, puesto que la obtención de datos oceanográficos en el área de estudio se limita al verano cuando las condiciones de la cobertura de hielo son favorables. El trabajo se centra en la obtención de series temporales de altura de la superficie del mar en secciones W-E y N-S en el Mar de Groenlandia. A partir de la altura de la superficie del mar se estimarán velocidades de corriente y se procederá al análisis de la variabilidad interanual en la circulación en el Mar de Groenlandia.

ABSTRACT

The ventilation of the deep ocean from the surface occurs only in a few places in the ocean. Due to that, the responsible process known as deep convection is recognized as a key process in the Earth's climate system. In the Arctic Ocean, the Greenland Sea where typically occurred deep convection processes until the mid-80s, this does not occur since. Among other consequences of the decrease of deep convection, the temperature between 2000 meters deep and the bottom of the Greenland Sea has increased 0.3 ° C over the last 30 years, which means a temperature rise ten times greater than the temperature rise half in the ocean. This temperature increase may seem small, but should be seen in relation to the body of water that has been heated. If that amount of heat stored in the deeper 1.5 kilometers from the Greenland Sea were to be used to heat the atmosphere above Europe, its temperature would rise by 4 degrees Celsius. Changes that may have occurred in circulation in the Greenland Sea play an essential role both in determining the causes of cessation of deep convection and its possible effects on other ocean basins. That is why their study is necessary, and in that sense the satellite data height of the sea surface provide a fundamental tool since obtaining oceanographic data in the study area is limited to the summer when conditions coverage ice are favorable. The work focuses on obtaining time series height of the sea surface in sections W-E and N-S in the Greenland Sea. From the height of the sea surface current velocities were estimated and proceed to the analysis of the interannual variability in circulation in the Greenland Sea.

ABREVIATURAS

AD	Altura Dinámica
ADT	Absolute Dynamic Topography
AVISO+	Portal de Datos Altimétricos por Satélite (http://www.aviso.altimetry.fr)
B.O.	Buque oceanográfico
CNES	Centro Nacional de Estudios Espaciales (Francia)
CTD	Conductivity, Temperature and Deep
EGC	East Greenland Current
ERS-1	European Remote Sensing Satellite
ESOP 1 y 2	Programa Europeo del Océano Subártico
FS	Fram Strait
GSP	Greenland Sea Project
GSR	Greenland Scotland Ridge
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JMR	Jan Mayen Ridge
SSALTO/DUACS	Servicio de datos por satélite multimisión.
SAR	Radar de Apertura Sintética
WSC	West Spitzbergen Current

Índice

1. Introducción	1
1.1 Introducción general	1
1.2 Aproximación teórica	6
2. Objetivos	9
3. Procedimiento	10
3.1 Área de Estudio	10
3.2 Bases de datos	14
3.2.1 Datos de Altimetría	14
3.2.1.1 Satélites utilizados	16
3.2.2 Observaciones Hidrográficas	17
3.3 Metodología	18
4. Resultados	21
4.1 Situación Climatológica.....	21
4.2 Representatividad de los datos de satélite de la situación hidrográfica y estructura vertical de la columna de agua.	24
4.3 Variabilidad temporal de la Altura Dinámica.....	27
5. Conclusiones	30
6. Bibliografía	31



Universidad de Oviedo

1. Introducción.

1.1. Introducción general.

La palabra océano deriva del término griego *okeanos* que se utilizaba para definir a la gran expansión de agua que rodeaba la Tierra entonces conocida. Si ya para los antiguos griegos la gran extensión del océano se hacía patente, es especialmente evidente para todas aquellas generaciones nacidas a partir de la llegada del hombre a la Luna, y desde las primeras imágenes de la Tierra desde el espacio, que vivimos en un planeta azul, y es que los océanos cubren más del 70% de su superficie (Fig. 1.1). El océano ocupa una superficie total de 361.000.000 km² y un volumen de 1.300.000.000 km³. Es precisamente debido a su gran volumen y su inercia térmica (unas 4000 veces mayor que la del aire, resultante de su alta densidad y capacidad calorífica), que el océano acumula el 93% de la energía en el sistema climático terrestre, actuando como el gran almacén y regulador del calentamiento en nuestro sistema climático tanto de origen natural como antropogénico.



Figura 1.1. Vista de la Tierra desde la Luna. (Fuente: <http://www.nasa.gov/image-feature/goddard/lor-earthrise-2015>).

La mayor parte de la energía que afecta al clima en la Tierra proviene de la radiación solar, siendo el equilibrio entre la energía absorbida y radiada de vuelta al espacio lo que determina la temperatura media. El sol y la atmósfera intervienen directa o indirectamente en casi todos los procesos dinámicos en el océano. Debido a la forma de la Tierra, la intensidad de la radiación solar es máxima en las zonas ecuatoriales y casi cero en los polos, lo que induce movimientos en la atmósfera y el océano para redistribuir esta energía. En ausencia de estos movimientos, las zonas ecuatoriales se volverían cada vez más cálidas, y las regiones polares más y más frías (Fig. 1.2). La distribución de esta energía y la rotación de la Tierra determinan los patrones a gran

escala de la presión atmosférica y los sistemas de vientos y corrientes superficiales que se encuentran en todas las cuencas oceánicas.

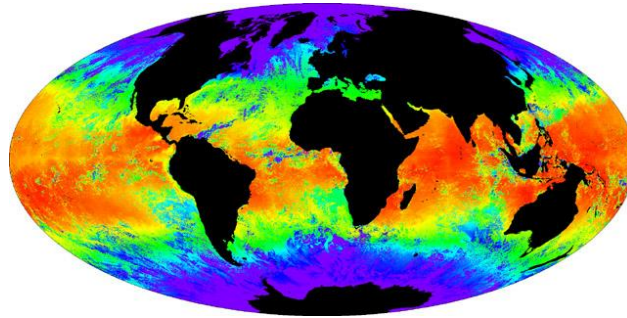


Figura 1.2. Temperatura media global a partir de datos de satélite (MODIS). Los píxeles azules muestran temperaturas frías, los rojos temperaturas cálidas, y los amarillos-verdes temperaturas intermedias en un rango desde los -2 a 30°C . Fuente: <http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=54229>.

Como su propio nombre indica, los movimientos y ventilación de las aguas superficiales inducidos por el viento no implican a toda la columna de agua desde la superficie hasta el fondo y este movimiento no tiene influencia más allá del kilómetro de profundidad. Por debajo del kilómetro de profundidad, se encuentran las aguas profundas oceánicas que se extienden hasta una profundidad de entre 4-5 km. A esas grandes profundidades, el agua es muy fría y muy densa en todo el océano, desde latitudes polares a ecuatoriales, con una temperatura potencial inferior a 4°C (Fig. 1.3).

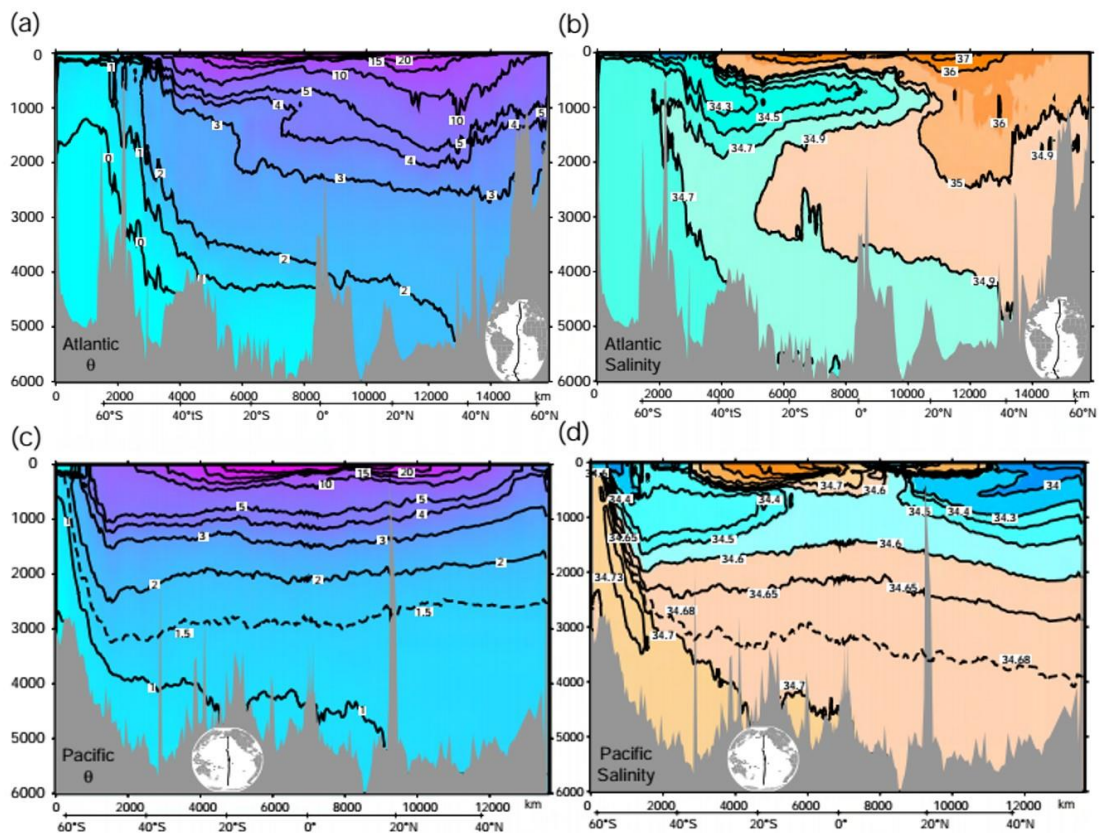


Figura 1.3. Distribución vertical de temperatura (a) y salinidad (b) en el Océano Atlántico en longitud 20°W y en el Océano Pacífico en la longitud 150°W (c y d). Nótese que mientras el rango de temperatura en superficie desde zonas polares a ecuatoriales va de -2°C a 30°C (Fig. 1.2) por debajo de 1000 m de profundidad la temperatura varía tan solo entre 1 y 4°C . (Fuente: *Talley et al.*, 2011).

El origen de estas masas de agua con características de temperatura y salinidad muy bien definidas que llenan el océano profundo se encuentra en unos pocos lugares del planeta. El fenómeno de su formación comienza a través de procesos superficiales en latitudes altas. El aire frío en invierno sopla sobre la superficie del océano provocando que el agua se haga más fría y densa. Con suficiente intensidad, el enfriamiento de la superficie del mar puede conducir además a la formación de hielo. Este proceso a través del fenómeno conocido como *brine rejection* aumentará aún más la densidad del agua superficial al escapar del hielo formado la sal contenida en el agua de mar. Eventualmente, el agua en superficie se hace tan fría y tan densa que ésta se hunde hasta el fondo del océano renovando las aguas profundas a través del proceso conocido como *convección profunda*. La formación de masas de agua por convección profunda es un proceso que ocurre únicamente en regiones polares y sub-polares del Atlántico Norte y Océano Sur (Fig. 1.4) en zonas donde la circulación oceánica (giros ciclónicos) disminuye la estratificación de la columna de agua, favoreciendo con ello la mezcla vertical desde la superficie hasta el fondo.

Desde las zonas de formación, las masas de agua recién formadas fluyen en profundidad hacia otros lugares del océano. El regreso de estas aguas hacia la superficie se produce a través de procesos de mezcla en profundidad que a diferencia de la convección profunda ocurren muy lentamente y en todo el océano. Es, en realidad, este movimiento ascendente el que fuerza la *circulación profunda* y no la formación de aguas profundas en latitudes altas como anteriormente se creía, de ahí que el término de *circulación termohalina*, como también se conocía a la *circulación profunda*, haya desaparecido casi por completo de la literatura oceanográfica (*Toggweiler y Russell, 2008*). Otros términos utilizados actualmente para describir la *circulación profunda* son *circulación abisal* o circulación meridional de retorno (*Meridional Overturning Circulation*).

Más allá de un transporte de masa, la convección y circulación profundas implican un transporte de sal, calor, oxígeno y dióxido de carbono (CO₂) desde la superficie del océano en latitudes altas al océano profundo en el resto del planeta. Por ello, los flujos de energía y biogeoquímicos que inducen, influyen directamente y modulan el balance de calor en el sistema climático terrestre y los ciclos hidrológicos y biogeoquímicos en escalas de tiempo desde décadas a milenios. Dos aspectos de la convección y circulación profundas son especialmente importantes para entender el clima de la tierra y su posible respuesta al aumento de CO₂ en la atmósfera: i) la capacidad del agua fría para almacenar el CO₂ y controlar el calor absorbido de la atmósfera; y ii) la capacidad de la circulación profunda para modular el calor transportado desde los trópicos a latitudes altas.

Hoy en día, la presencia de gases de efecto invernadero en la atmósfera es uno de los problemas fundamentales a los que nos enfrentamos, debido a la alteración que éstos provocan en el equilibrio entre la energía que recibimos del Sol y la que es devuelta al espacio. Al ser menor esta última se produce un almacenamiento extra de energía en el sistema (*positive radiative forcing*), produciendo calentamiento del sistema climático terrestre, fenómeno que se conoce como calentamiento global. Según datos del informe

IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) del año 2013, el océano no sólo almacena el 93% de la energía que recibimos, sino que captura alrededor del 30% del CO₂ de origen antrópico existente, poniendo de manifiesto nuevamente la gran importancia del océano como modulador del clima global.

La consecuencia más evidente de la existencia de un *positive radiative forcing* ($\sim +1\text{Wm}^{-2}$) y el almacenamiento de más del 90% de la energía en el sistema climático terrestre en el océano es que éste se está calentado. Sin embargo, no todo el océano se calienta a la misma velocidad y algunas regiones oceánicas son especialmente sensibles a este calentamiento. Una de estas regiones es el Océano Ártico, que muestra una de las mayores sensibilidades del planeta al cambio climático, como la disminución de la cobertura de hielo refleja. En la región ártica, se sitúa el Mar de Groenlandia, uno de los pocos lugares del planeta donde se produce la ventilación del océano profundo desde la superficie a través del proceso anteriormente descrito de convección profunda.

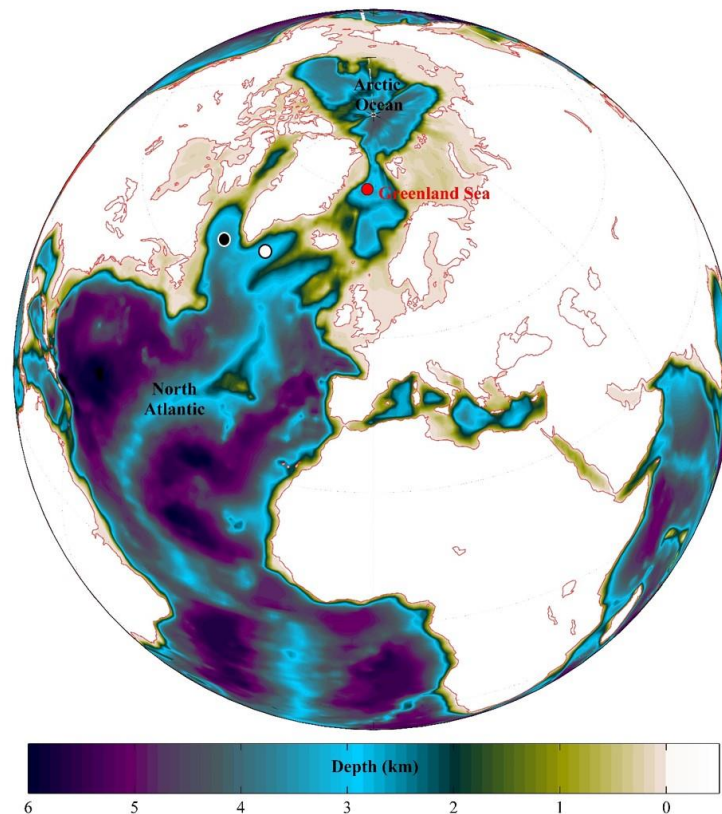


Figura 1.4. Localización del Mar de Groenlandia (*Greenland Sea*) y de los mares del Labrador (punto negro) y de Irminger (punto blanco) donde se produce la formación de aguas profundas a través del proceso de convección profunda en el Atlántico Norte. Además de en estas áreas, la convección profunda sólo se produce en el Mar de Weddell en el Océano Sur. (Fuente: Raquel Somavilla, <http://fromtheblueside.blogspot.com.es/2013/09/the-deep-greenland-sea-is-warming.html>).

En el Mar de Groenlandia, donde típicamente ocurrían procesos de convección profunda hasta mediados de los 80s, ésta no se produce desde entonces. Entre otras

consecuencias del cese de la convección profunda, la temperatura entre 2000 metros de profundidad y el fondo del Mar de Groenlandia ha aumentado 0,35°C en los últimos 30 años, lo cual supone un aumento de temperatura diez veces mayor que el aumento de temperatura medio en el océano (Somavilla *et al.*, 2016). Este incremento de temperatura puede parecer muy pequeño, pero representa una gran cantidad de calor acumulado, al depender éste no sólo del aumento de temperatura observado, sino también de la gran masa de agua que se calienta y de su inercia térmica, como se ha comentado. Si esa cantidad de calor acumulado en los 1,5 kilómetros más profundos del Mar de Groenlandia se utilizase para calentar la atmósfera por encima de Europa, la temperatura de ésta aumentaría en 4 grados centígrados.

Si bien las consecuencias del cese de la convección profunda en el Mar de Groenlandia han sido estudiadas (Kartensen *et al.*, 2005; Somavilla *et al.*, 2013), las causas que han determinado que la convección profunda haya dejado de producirse no se conocen con exactitud.

Dado lo crucial del proceso de convección profunda para el clima global, tanto por sus implicaciones en la renovación de las masas de agua profundas de todo el océano y su circulación, así como en la captura y ciclo geoquímico del CO₂, el estudio de las causas del cese de la convección profunda en el Mar de Groenlandia es necesario, siendo éste el propósito fundamental en torno al cual se desarrolla este trabajo de master.

Tradicionalmente, los estudios oceanográficos se han desarrollado gracias a la recolección de datos a bordo de buques oceanográficos (Fig.1.5). Eso ha limitado el número de observaciones en el océano abierto, lejos de la costa, donde el acceso con un barco requiere mucho tiempo y dinero, y donde las condiciones del mar son determinantes para la realización de los trabajos.



Figura 1.5. Condiciones de mala mar. Recogida de un CTD y de una roseta oceanográfica a bordo de un buque oceanográfico (B.O) (*izquierda*) y cobertura de hielo en el Ártico (*derecha*). (Fuente: Raquel Somavilla).

En el área de estudio, el Mar de Groenlandia, esta limitación es aún más acuciada, pues los datos obtenidos durante campañas oceanográficas se limitan a los meses de verano, cuando las condiciones de cobertura de hielo son favorables.

Frente a los datos obtenidos a bordo de buques oceanográficos, los datos de satélite de altura de la superficie del mar son una fuente adicional de datos con cobertura global, a partir de los cuales se puede inferir información, tanto sobre las propiedades termohalinas de la columna de agua como de las corrientes durante todo el año. Aprovechando esta ventaja que los datos de satélite proporcionan, el objetivo general de este trabajo es determinar los cambios producidos en la superficie del nivel del mar en el Mar de Groenlandia a partir de datos de satélite de altura de la superficie del mar, para ahondar en las causas que han determinado el cese de la convección profunda en el Mar de Groenlandia durante los últimos 30 años.

1.2. Aproximación teórica.

Los gradientes de presión horizontales en el océano provocan movimientos horizontales de las masas de agua. Si el océano es verticalmente homogéneo y la gravedad y densidad constantes, los gradientes de presión horizontales se deben a la pendiente en la superficie del mar (Fig.1.6).

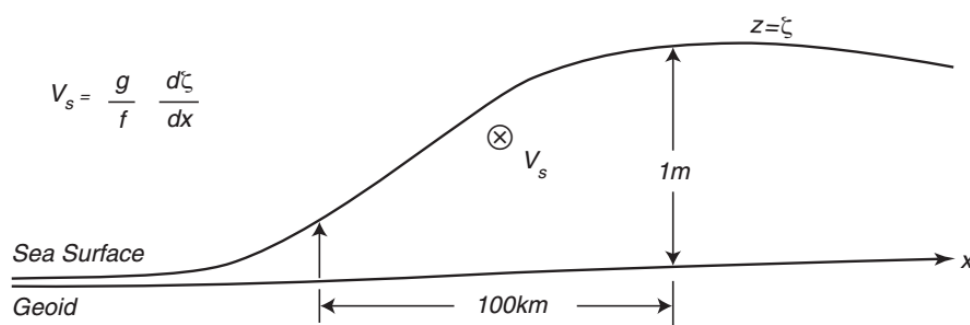


Figura 1.6. La pendiente de la superficie ($\partial\zeta/\partial x$) del mar relativa al geode está directamente relacionada con las corrientes geostroficas (V_s). Pendientes de 1 metro por 100 kilómetros ($10 \mu\text{rad}$) son típicas de corrientes fuertes. V_s es hacia el interior del papel en el hemisferio Norte.

La pendiente de la superficie del mar se puede determinar mediante la medición de la topografía de la superficie del mar ζ . Ésta es la altura de la superficie del mar en relación con una superficie base establecida como referencia, el geode, cuantificable desde los satélites mediante un altímetro que lo determina. El geode se define como la superficie correspondiente al nivel medio del mar en calma que se extiende a las masas continentales.

La altura topográfica o altura de la superficie del mar puede medirse desde satélite. Desde el satélite, se mide la distancia de la superficie del mar al propio satélite que, junto con la órbita del mismo (debe ser conocida respecto al elipsoide de referencia), se obtiene la altura superficial del mar respecto al elipsoide de referencia. Sin embargo, es

necesario conocer la altura de la superficie del mar sobre el geoide para poder determinar magnitudes con una importancia significativa y representativa de procesos oceanográficos.

En altimetría, la topografía dinámica absoluta (del inglés "*Absolute Dynamic Topography*", ADT) se obtiene a partir de las medidas de altura de la superficie del océano, a la que se le resta la lectura media obtenida a partir de los satélites durante un largo periodo de tiempo y es representativa de esa superficie equipotencial si la superficie del mar estuviera en calma coincidente con el geoide.

La altura de la superficie del mar en cada punto que mide el satélite es, por otro lado, un reflejo de la columna de agua que existe por debajo de la superficie. Las variaciones horizontales de presión y de la superficie del mar en el océano son en gran medida resultado de su distribución horizontal de densidad. Dependiendo de las características de temperatura y salinidad, la densidad de la columna de agua será distinta. La densidad, se indica generalmente como ρ , y es la cantidad de masa por unidad de volumen expresada en kilogramos por metro cúbico (kg/m^3). Una magnitud directamente relacionada es el volumen específico α , donde $\alpha = 1/\rho$. Cuanto mayor sea la densidad de una columna de agua, menor será el volumen que ocupe y viceversa. Estos cambios en el volumen específico de la columna de agua determinan por tanto la altura de la columna de agua que ocupan, y así la superficie del nivel del mar. A partir de los perfiles de temperatura y salinidad medidos a bordo de buques oceanográficos puede estimarse por tanto una altura dinámica que puede compararse con la obtenida a partir de satélite como se muestra en la Fig. 1.7.

Como se ha indicado, las pendientes de la topografía en superficie generan movimientos horizontales de las masas de agua, corrientes. Conocida la pendiente de la altura dinámica (AD) en superficie, ya sea a partir de datos hidrográficos o de satélite, se pueden calcular corrientes geostróficas como (Ec. 1.1 y 1.2):

$$\mathbf{U}_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial AD}{\partial y} \sim -\frac{g}{f} \frac{\Delta AD}{\Delta y} \quad (1.1)$$

$$\mathbf{V}_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial AD}{\partial x} \sim -\frac{g}{f} \frac{\Delta AD}{\Delta x} \quad (1.2)$$

donde \mathbf{U}_g y \mathbf{V}_g son los componentes zonal y meridional, respectivamente, de la velocidad geostrófica; f , el parámetro de la fuerza de Coriolis; g , la aceleración de la gravedad; y ΔX e ΔY las distancias horizontales entre los puntos donde se mide la diferencia de AD en longitud y latitud, respectivamente.

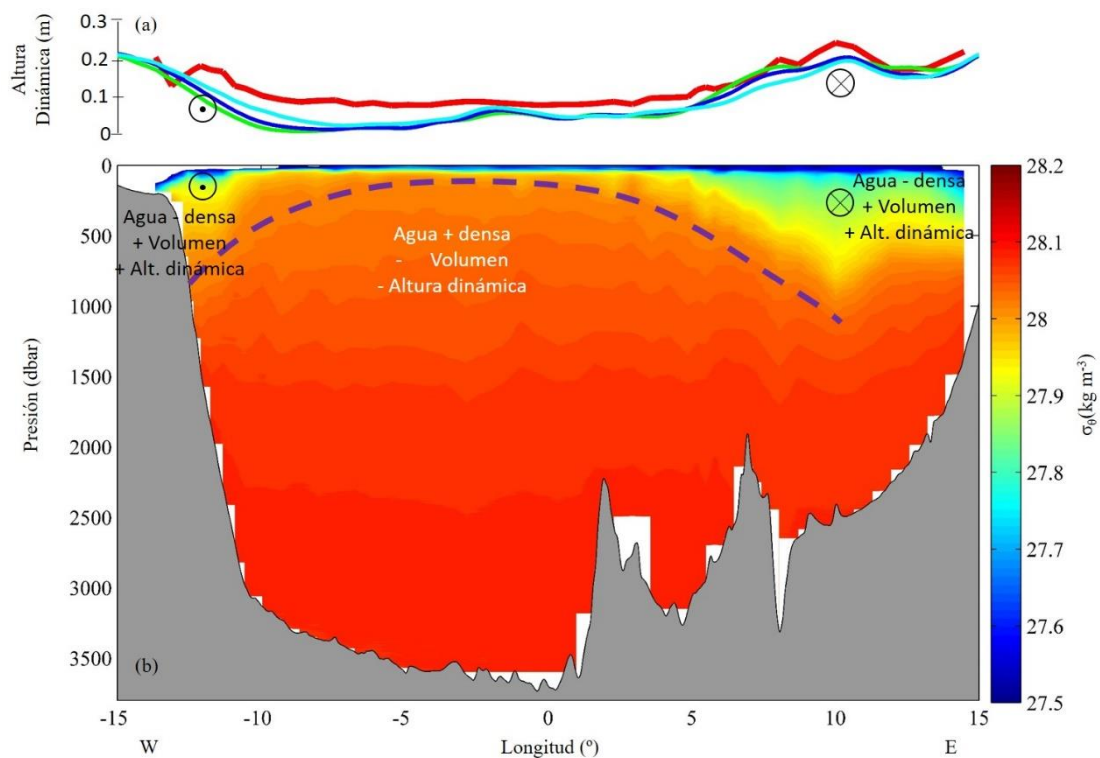


Figura 1.7. Distribución vertical de la densidad (σ_θ , en kg m^{-3}) obtenida a partir de datos oceanográficos in-situ en una sección a 75°N en el Mar de Groenlandia desde -15°W a 15°E (b) así como la altura dinámica calculada a partir de éstos (línea roja en (a)) y obtenida a partir de datos de satélite en torno a 75°N (líneas azul, cian y verde en (a)). Puede apreciarse en la distribución de densidad (b) cómo las isopicnas (líneas de igual densidad) se curvan hacia la superficie hacia el centro del Mar de Groenlandia adquiriendo forma de domo (esquemático a través de la línea discontinua morada). La menor densidad del agua en los márgenes de la sección hace que la altura dinámica sea mayor en estas zonas. La diferencia de altura entre el centro y los bordes hace que se generen corrientes hacia el papel en el margen este (West Spizbergen Current) y hacia fuera del papel en el margen oeste (East Greenland Current). Fuente: Raquel Somavilla.

2. Objetivos

Teniendo en cuenta la importancia de los procesos de convección profunda para la renovación de las aguas profundas y el clima global, el objetivo general de este trabajo es determinar los cambios producidos en la superficie del nivel del mar en el Mar de Groenlandia y en su circulación, a partir de datos de satélite de altura de la superficie del mar, para ahondar en las causas que han determinado el cese de la convección profunda en el Mar de Groenlandia durante los últimos 30 años.

Los objetivos específicos para su consecución son:

1. Obtención de series temporales de altura dinámica y velocidades geostróficas en el Mar de Groenlandia a partir de la base global de datos de altimetría derivados de medidas de satélite.
2. Utilizar técnicas de análisis de series temporales para el estudio de la variabilidad interanual y tendencias de la altura dinámica y circulación en el Mar de Groenlandia obtenida a partir de datos de satélite.
3. Interpretación de resultados en cuanto a la relación de los posibles cambios detectados en la variabilidad de la altura dinámica con cambios en la circulación y procesos de convección profunda en el Mar de Groenlandia detectados a partir de datos in-situ medidos a bordo de buques oceanográficos.

3. Procedimiento

3.1 Área de estudio

El Mar de Groenlandia es una cuenca profunda de la región oceánica conocida como el Ártico Mediterráneo, que comprende el Océano Ártico, y los Mares Nórdicos que incluyen los mares de Groenlandia, Noruega e Islandia y otras amplias regiones de aguas someras. El Ártico Mediterráneo comunica con el Atlántico Norte a través del *Greenland-Scotland ridge* (Fig. 3.1) siendo una de las principales zonas de mezcla de masas de agua a nivel global, especialmente en lo que se refiere a la formación de aguas densas y profundas. Basada en los trabajos pioneros de *Nansen* (1915), la oceanografía moderna considera el Ártico Mediterráneo como un sistema con dos fuentes de formación de aguas profundas: una fuente concentrada y localizada en el Mar de Groenlandia, proporcionando la masa de agua más fría y menos salina creada por convección profunda; y otra fuente formada por localizaciones dispersas con pequeñas fuentes de agua más salina formada por *brine rejection* (ver Sección 1.1 de la Introducción para información adicional), al formarse el hielo en las zonas de plataforma conocidas como polynias y desde las cuales el agua de alta salinidad desciende por el talud tomando parte del calor del agua Atlántica y renovando las aguas profundas del Ártico con aguas relativamente cálidas y salinas.

El Mar de Groenlandia tiene una profundidad máxima de 3700 metros de profundidad y es la única cuenca con comunicación directa profunda con el Océano Ártico a través del Estrecho de Fram. Ello permite que las aguas profundas del Mar de Groenlandia no sólo se ventilen a través del proceso de convección profunda, sino también a través de la advección de aguas profundas cálidas y salinas del Océano Ártico.

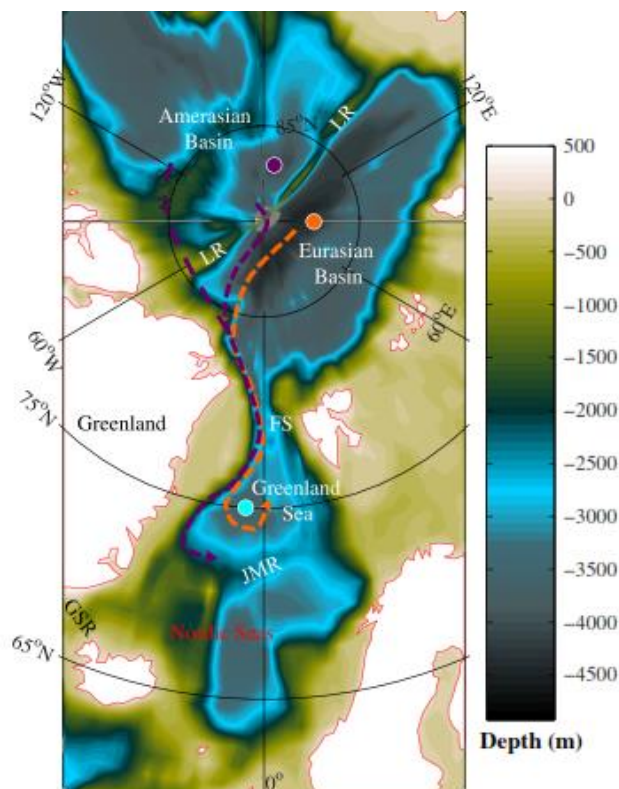


Figura 3.1. Mapa del Ártico Mediterráneo- la región oceánica al norte del Greenland-Scotland Ridge (GSR)- indicando la localización del Mar de Groenlandia y circulación de masas de agua profundas desde el Ártico. JMR, Jan Mayen Ridge. FS, Fram Strait (Estrecho de Fram). (Fuente: *Somavilla et al.*, 2013)

La circulación superficial en el Mar de Groenlandia es ciclónica y está limitada por dos zonas: El Frente Ártico en el Este, asociado con la West Spitzbergen Current (WSC) y el frente Polar asociado a la East Greenland Current (EGC) (Fig. 3.2). La corriente al Sur sobre el Jan-Mayen Ridge cierra la circulación ciclónica. La convección profunda en el Mar de Groenlandia se creía que estaba condicionada por la acción de los vientos dominantes sobre la zona. Estos provocan un empuje del agua más densa hacia la superficie del mar creando un domo en la distribución de isopícnas (ver Fig. 1.7), debilitando la estratificación y reduciendo la pérdida de calor necesaria para la convección profunda (Killworth, 1983; Helland-Hansen y Nansen, 1909). Sin embargo, la mezcla convectiva es difícil de observarse a pesar del esfuerzo realizado con tal propósito a través de numerosos proyectos como el Greenland Sea Project (GSP) y los proyectos ESOP y ESOP II (Programa Europeo del Océano Subártico), en parte debido a la pequeña escala con la que se localizan los procesos de convección profunda en el tiempo y en el espacio.

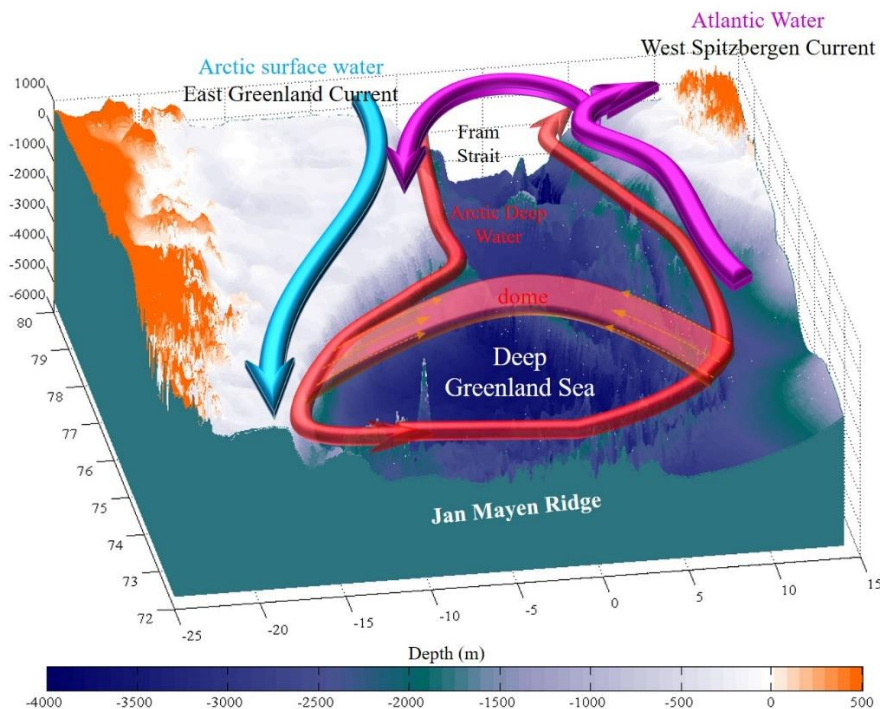


Figura 3.2. Esquema de la circulación ciclónica (sentido contrario a las agujas del reloj) superficial y profunda en el Mar de Groenlandia indicando las principales corrientes y masas de agua implicadas. Fuente: Raquel Somavilla.

Si bien los procesos de convección no se han registrado en el momento en que se producen, lo que sí ha permitido el esfuerzo de muestreo realizado es poner de manifiesto el progresivo aumento de temperatura y salinidad del agua situada entre los 2000 metros de profundidad y el fondo marino en el Mar de Groenlandia, que supera los 0,35 grados centígrados (Somavilla et al., 2013). Los estudios realizados han sido llevados a cabo paulatinamente desde 1993, recabando información con expediciones

en el Mar de Groenlandia y combinándolas con series históricas disponibles desde 1950 (Fig. 3.3).

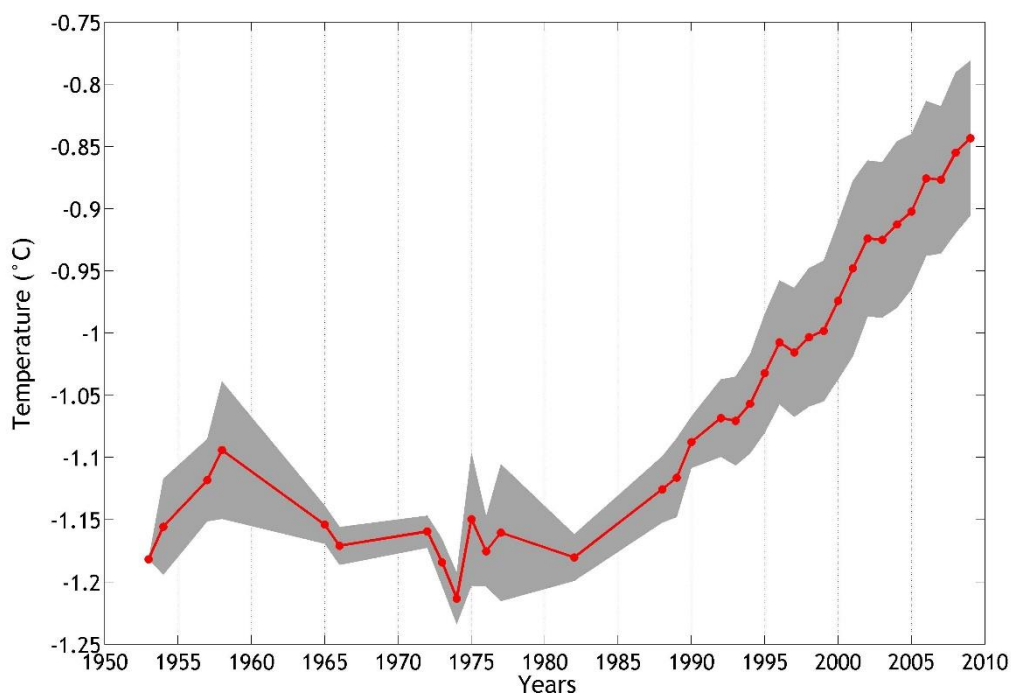


Figura 3.3. Temperatura media (°C) desde 2000 m de profundidad hasta el fondo del Mar de Groenlandia (74-76°N, 0-6°W) desde 1950 a 2009 (línea roja). La zona sombreada muestra el rango de temperatura existente desde 2000 metros de profundidad (límite superior (más cálido)) hasta el fondo (límite inferior (más frío)). (Fuente: Somavilla et al., 2013).

La causa del calentamiento del agua y el aumento de la salinidad se debe a un desequilibrio en los procesos encargados de la renovación de las aguas profundas entre la convección profunda (que enfría el agua durante los meses de invierno) y el transporte de aguas profundas desde el Océano Ártico (que proporciona aguas cálidas y relativamente salinas). La convección profunda no se ha vuelto a producir en las tres últimas décadas; sin embargo, las aguas profundas y más cálidas procedentes del Océano Ártico siguen fluyendo hacia el Mar de Groenlandia rompiendo el equilibrio que existía y produciéndose un aumento paulatino de la temperatura y la salinidad.

Conocida la importancia del proceso de la convección profunda en el clima, y sabiendo que ésta no se ha producido en las últimas décadas en el Mar de Groenlandia, es necesario investigar las causas por las que esto ocurre.

La ocurrencia del fenómeno de convección profunda en el Mar de Groenlandia se ha asociado a (Fig. 3.4):

- (1)- Una estructura en forma de domo de las isopícnas que determina que la estratificación sea mínima en el centro del giro ciclónico. Cualquier nivel de densidad está más cerca de la superficie en el centro del Mar de Groenlandia, y así también las aguas más densas, lo que facilita la mezcla vertical y la convección profunda.

(2)- Fuertes pérdidas de calor desde el océano a la atmósfera (Q_{net}) que enfrían el agua en superficie haciéndola más densa. El agua densa en superficie se hunde y se mezcla en la columna de agua hasta llegar a su profundidad de equilibrio, es decir, a la profundidad en la que las aguas por encima son más ligeras y las de abajo más densas.

(3)- Pre-condicionamiento favorable determinado por (i) procesos de formación de hielo (ice formation) en superficie que podrían favorecer la formación de aguas muy densas al aumentar la salinidad y densidad superficiales; o (ii) el balance entre el agua fría y poco salina en superficie importada del Agua Superficial Ártica (*Polar Water*) transportada por la East Greenland Current y el agua cálida y salina importada del Agua Atlántica (*Atlantic Water*) transportada por la West-Spitzbergen Current.

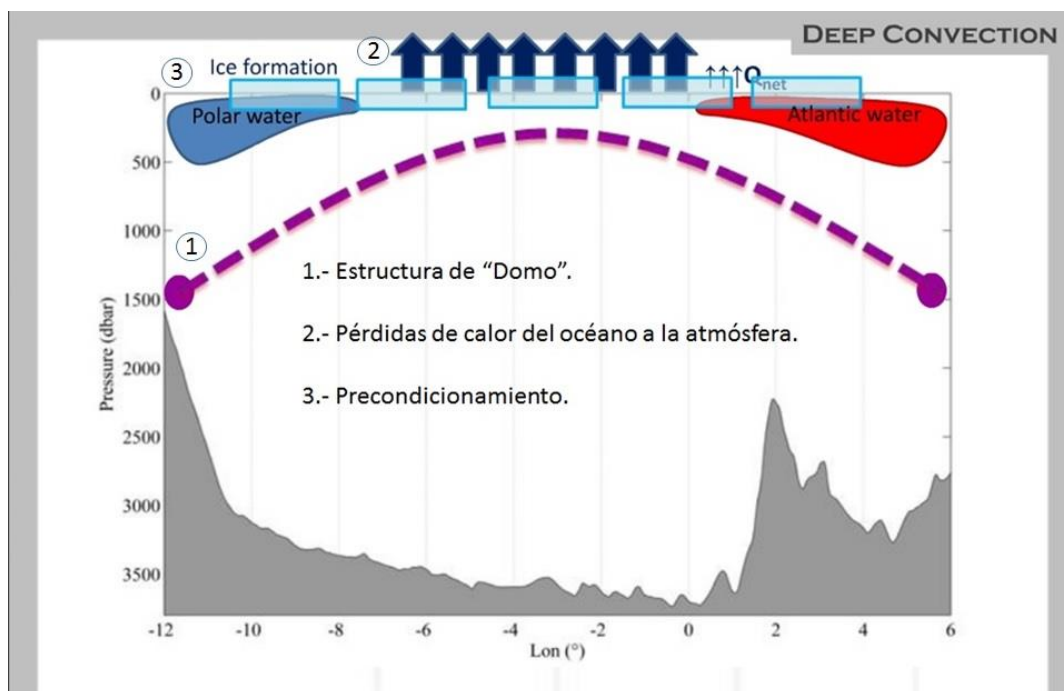


Figura 3.4: Sección del Mar de Groenlandia a 75 °N con la superficie del mar en la parte superior y el fondo del mar en la parte inferior donde se esquematizan los principales procesos (1), (2) y (3) descritos en el texto que controlan se representa la ocurrencia de convección profunda. (Fuente: Raquel Somavilla, <http://fromtheblueside.blogspot.com.es/2014/09/meeting-with-old-friend.html>).

De todos ellos, los cambios en la estructura del domo, al generar un cambio en la distribución horizontal de densidad (ver Sección 1.2 de la Introducción y Fig. 1.6 para información adicional), deberían provocar una respuesta en la altura de la superficie del mar que sería observable en las series temporales de altura dinámica medidas desde satélite.

Los cambios en la altura dinámica llevarían asociados cambios en la circulación: una menor diferencia de altura entre el centro y los bordes del giro implicaría una reducción de su 'ciclonicidad', una reducción de su giro, que estaría relacionada con cambios en el forzamiento del viento responsable del mayor o menor empuje (*Ekman pumping*) del

agua profunda hacia la superficie. En el caso de una reducción de la 'ciclonicidad' del giro y una menor diferencia de altura entre el centro y los bordes del giro, disminuiría el empuje de aguas profundas hacia la superficie, que dificultaría los procesos de convección profunda. Estos cambios en la altura dinámica y circulación en el Mar de Groenlandia son los que pretenden estudiarse a través de las series temporales de la altura dinámica obtenidas a partir de datos de altimetría medidos por satélite.

3.2. Bases de datos.

3.2.1. Datos de altimetría.

A partir del año 1978, el lanzamiento de los primeros satélites destinados al estudio de datos meteorológicos supuso un gran impulso al estudio del océano que, junto con el avance tecnológico en técnicas de tratamiento y procesado de imágenes, proporcionó un medio altamente eficaz para el estudio de la dinámica marina. El lanzamiento del Seasat, con su aparataje especializado: Radar de Apertura Sintética (SAR), Radar Altimetro y Difusómetro, hizo posible observar la superficie del mar desde el espacio.

A partir de las medidas básicas de los tres instrumentos mencionados, se pueden obtener medidas y observaciones superficiales para determinar el comportamiento de las corrientes, la evolución temporal de la dinámica del océano, la propagación de ondas internas, fenómenos de meso-escala, mareas, batimetría, geoide oceánico, etc. (Morollón y Pérez-Urquiola, 1996).

Los datos utilizados en este estudio han sido obtenidos en el portal de datos altimétricos (AVISO+), (<http://www.aviso.altimetry.fr>), perteneciente al Centro Nacional de Estudios Espaciales (CNES) del gobierno de Francia. El método de procesado de datos es del tipo SSALTO/DUACS. Este método procesa los datos de los altímetros de diferentes misiones (Saral, CryoSat-2, Jason-1 y 2, TOPEX/Poseidon, Envisat, FOC, ERS (1 y 2), y Geosat) para proporcionar un catálogo coherente y homogéneo de productos con aplicaciones variadas (Fig. 3.5).

En este trabajo, los productos que se utilizarán son los derivados de los satélites ERS-1, TOPEX/Poseidon.

Los datos SSALTO/DUACS utilizados son de tipo "*delayed time*" o tiempo retardado, con el que se generaron las series históricas desde 1993 a 2014. Mediante el tipo "*delayed time*", se mantiene una base de datos de los altímetros consistente y fácil de usar por la comunidad científica.

Para la obtención de este tipo de datos, el procesado se divide en 7 pasos:

- Adquisición
- Homogeneización
- Control de calidad de los datos de entrada
- Calibración cruzada multimisión

- Generación del producto
- Fusión
- Control de calidad final.

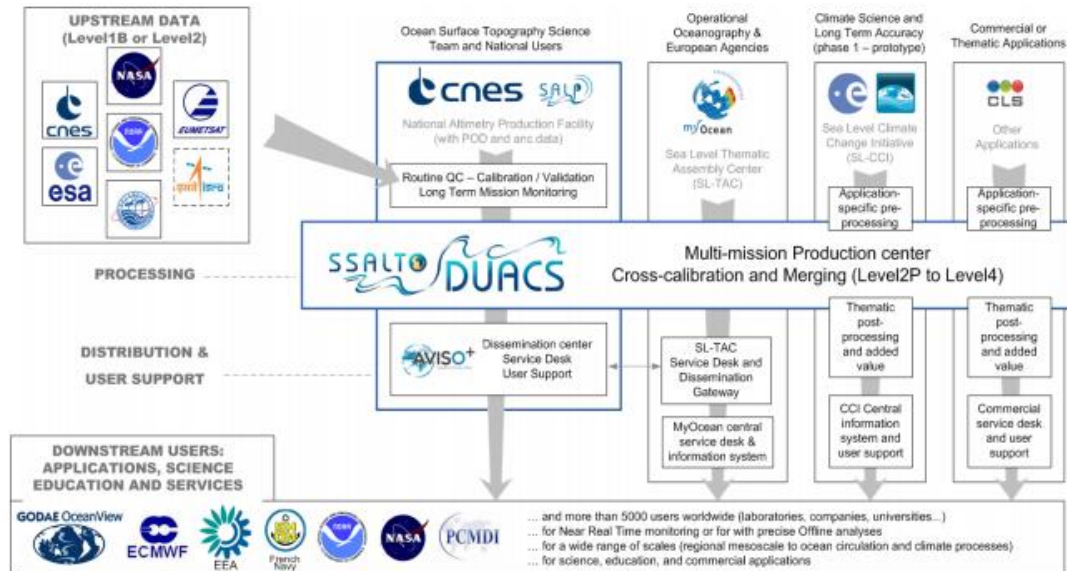


Figura 3.5. Servicio de Altimetría, DUACS y AVISO. Fuente: AVISO+.

Se obtienen datos coherentes y combinados de una forma consistente teniendo en cuenta el ruido del instrumento, el error orbital, la atenuación atmosférica, el sesgo del estado del mar y las mareas. Los cálculos se realizan combinando diferentes técnicas de corrección.

Los datos se presentan con un nivel 4 de procesado, lo que significa que vienen procesados para obtener los parámetros deseados con el menor ruido y error posible, además de proporcionar datos de las variables ya agregados y proyectados en una malla de píxeles y sobre un periodo de tiempo bien definido.

Debido a los efectos de presencia de hielo, los errores en el modelo de la marea y las limitaciones de la estimación del geoide, la topografía dinámica absoluta no es muy precisa cerca de la costa.

El conjunto de datos se suministra en formato NetCDF-3 clásico. La variable del formato NetCDF-3 clásico representa las dimensiones en una estructura matricial con variables y atributos, almacenadas como un archivo diario individual que comprende dos partes. Por un lado, se encuentra toda la información acerca de las dimensiones, atributos y variables que incluye, y por el otro, una parte de tamaño variable que contiene los datos registrados de las variables que comparten cada dimensión (Fig. 3.6).

```

single lat(lat), shape = [720]
;long_name = "Latitude"
;standard_name = "latitude"
;units = "degrees_north"
;bounds = "lat_bnds"
;axis = "Y"
;valid_min = -90
;valid_max = 90

single lon(lon), shape = [1440]
;long_name = "Longitude"
;standard_name = "longitude"
;units = "degrees_east"
;bounds = "lon_bnds"
;axis = "X"
;valid_min = 0
;valid_max = 360

int32 adt(time,lat,lon), shape = [1 720 1440]
;_FillValue = -2147483647 d
;long_name = "Absolute Dynamic Topography"
;standard_name = "sea_surface_height_above_geoid"
;units = "m"
;scale_factor = 0.0001

```

Figura 3.6: Ejemplo de un archivo NetCDF-3 Clásico en el que se comprueban los datos registrados de las variables que comparten cada dimensión

3.2.1.1. Satélites Utilizados

El European Remote Sensing Satellite (ERS-1) fue lanzado en julio de 1991 y establecido en una órbita a una altura de entre 782 y 785 km.

El ERS-1 equipaba un altímetro radar que operaba en la banda Ku consiguiendo medir la altitud relativa con precisiones alrededor de los 10 cm. Fue utilizado para el estudio del oleaje, la velocidad del viento, movimientos glaciares, elevación de la superficie marina, etc.

Un año posterior, en agosto de 1992, el satélite Topex/Poseidon fue lanzado y puesto en una órbita a 1336 km, con la intención de medir la topografía de la superficie del océano.

Contaba con dos altímetros radar (Fig. 3.7) y trabajaban en las Bandas Ku (13,6 GHz) y C (5,3 GHz). Estas dos mediciones, se combinaban para obtener productos como la altura del altímetro del satélite sobre el nivel del mar, el módulo de la velocidad del viento, el oleaje y la corrección ionosférica, alcanzado precisiones de hasta 5 cm.

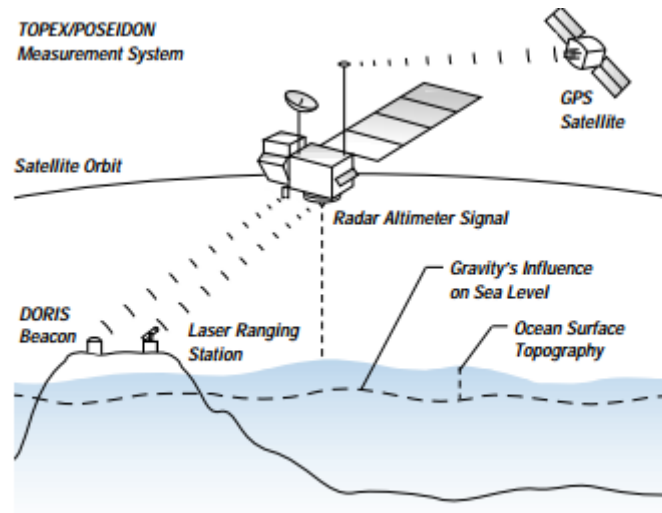


Figura 3.7: Esquema del funcionamiento del satélite TOPEX/Poiseidon. (Fuente : <http://sealevel.jpl.nasa.gov/files/ostm/tp-fact-sheet.pdf>).

El principio de funcionamiento del altímetro radar básicamente consiste en determinar la distancia desde el satélite a una superficie objetivo mediante la medición del tiempo de ida y vuelta desde el satélite a la superficie de un impulso de radar.

La magnitud y la forma de los ecos (o formas de onda) también contienen información acerca de las características de la superficie que causaron la reflexión. Los mejores resultados se obtienen sobre el océano, que es espacialmente homogéneo, y tiene una superficie que se ajusta con las estadísticas conocidas.

3.2.2. Observaciones Hidrográficas

Los resultados del análisis de las series de altura dinámica proporcionadas por AVISO en el Mar de Groenlandia, se comparan con las series de altura dinámica estimadas a partir de datos oceanográficos in-situ. Los datos hidrográficos utilizados corresponden mayoritariamente a la sección oceanográfica a 75°W realizada anualmente entre 1993 y 2011 por el Alfred Wegener Institute durante las campañas de verano en el Ártico del Buque Oceanográfico (B.O.) Polarstern.

Los datos hidrográficos utilizados incluyen los perfiles de CTD registrados desde la superficie hasta el fondo en cada una de las estaciones (Fig. 3.8) realizadas en la sección. CTD son las siglas de Conductivity, Temperature and Depth, que indican los parámetros que este instrumento mide de manera continua cuando se encuentra en el agua: Conductividad y a partir de ella Salinidad, Temperatura (°C); y Profundidad (m). Hasta mediados de los 80 estas propiedades se medían a determinadas profundidades en la columna de agua a través de un termómetro invertido en el caso de la temperatura y de la toma de muestras de agua para la determinación de la salinidad.

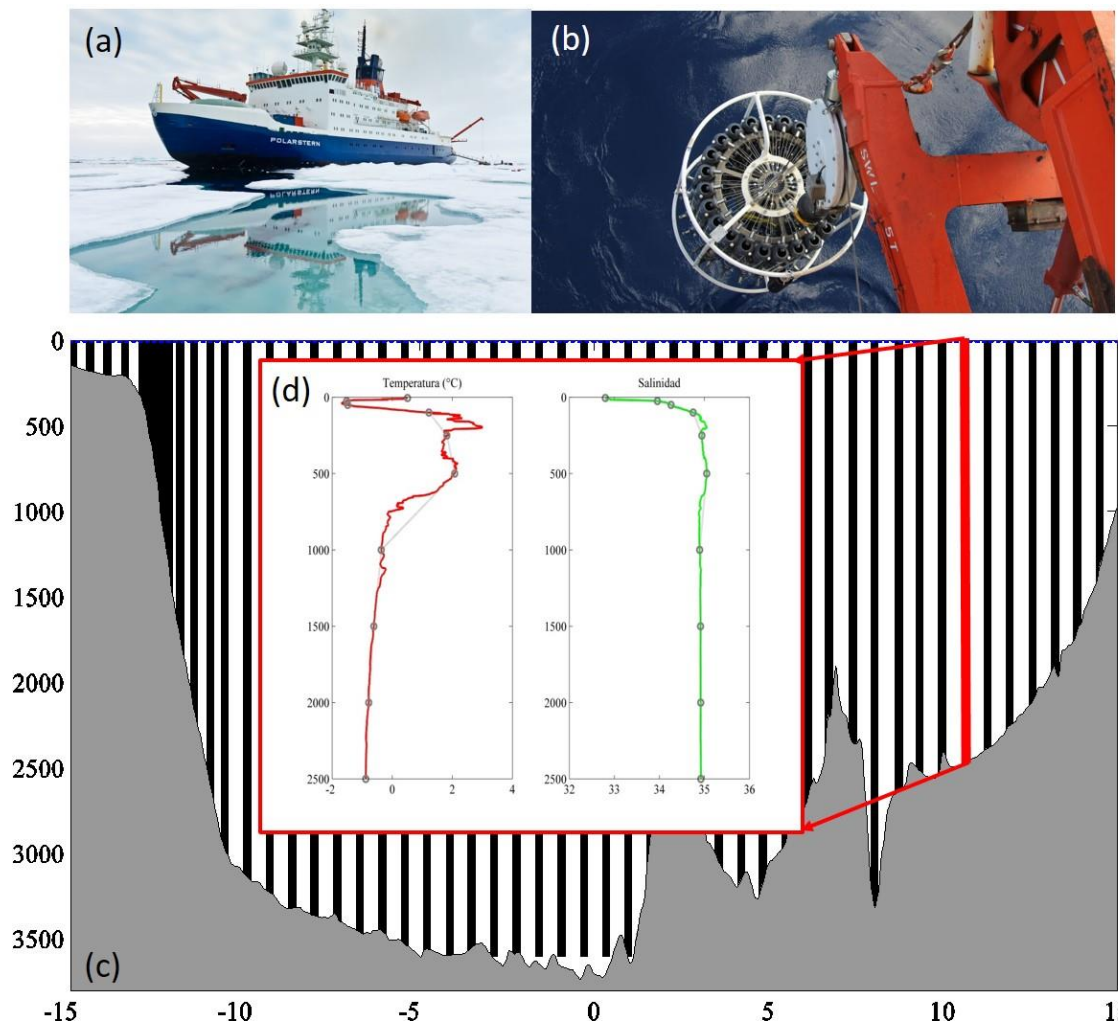


Figura 3.8. (a) B.O Polarstern y (b) CTD y roseta oceanográfica del mismo a punto de comenzar un perfil hidrográfico desde la superficie. (c) Sección vertical de la batimetría a 75°N en el Mar de Groenlandia mostrando la posición de los perfiles de CTD (líneas negras verticales) realizadas durante una campaña oceanográfica (cada posición donde se realiza un perfil de CTD suele denominarse una estación oceanográfica y al conjunto de ellas, en este caso a 75°N una sección oceanográfica). (d) Muestra los datos de temperatura y salinidad en tiempo real medidos por el CTD en el perfil marcado en rojo en (c). Los círculos en (d) muestran la posición de toma de muestras de agua por las botellas de la roseta oceanográfica (b).

3.3. Metodología.

A partir de la base de datos de AVISO de altura dinámica absoluta (ADT) y de las velocidades geostroficadas, se ha utilizado la librería de código abierto de Matlab "mex_cdf" (<http://mexcdf.sourceforge.net/>), que permiten trabajar con archivos tipo NetCDF, para construir para cada variable su serie temporal en el Mar de Groenlandia. La base de datos de AVISO se compone por un archivo diario para cada una de estas variables, para el periodo comprendido entre 1993 y 2014, con cobertura global y con una resolución espacial de 1/3°. Así pues, usando la librería "mex_cdf" de Matlab, los archivos diarios de cada variable se abren sucesivamente; se extraen los datos pertenecientes al Mar de Groenlandia en el área comprendida entre 70°N y 80°N y entre 25°W y 25°E; y una vez extraídos se añaden iterativamente a la serie temporal de la variable que corresponda en el Mar de Groenlandia (Figura 3.9a y 3.9b).

A partir de la base de datos obtenida de AVISO en el Mar de Groenlandia y utilizando un script en Matlab y la librería de código abierto 'M_map' (<https://www.eoas.ubc.ca/~rich/map.html>), se visualizan gráficamente la altura dinámica absoluta media (ADT) y las velocidades geostróficas en el área comprendida entre 70°N y 80°N y entre 25°W y 25°E con el fin de detectar inestabilidades baroclínicas (que indican máximos y mínimos de temperatura relativos en la superficie) (Fig. 3.9c).

Para el estudio de la variación a largo plazo y posibles tendencias en la evolución de altura dinámica y velocidades geostróficas, se visualizaron las series temporales de distintos píxeles en el área de estudio comprobando que las series de ADT presentaban una variación suave con una marcada estacionalidad (Fig. 3.9d).

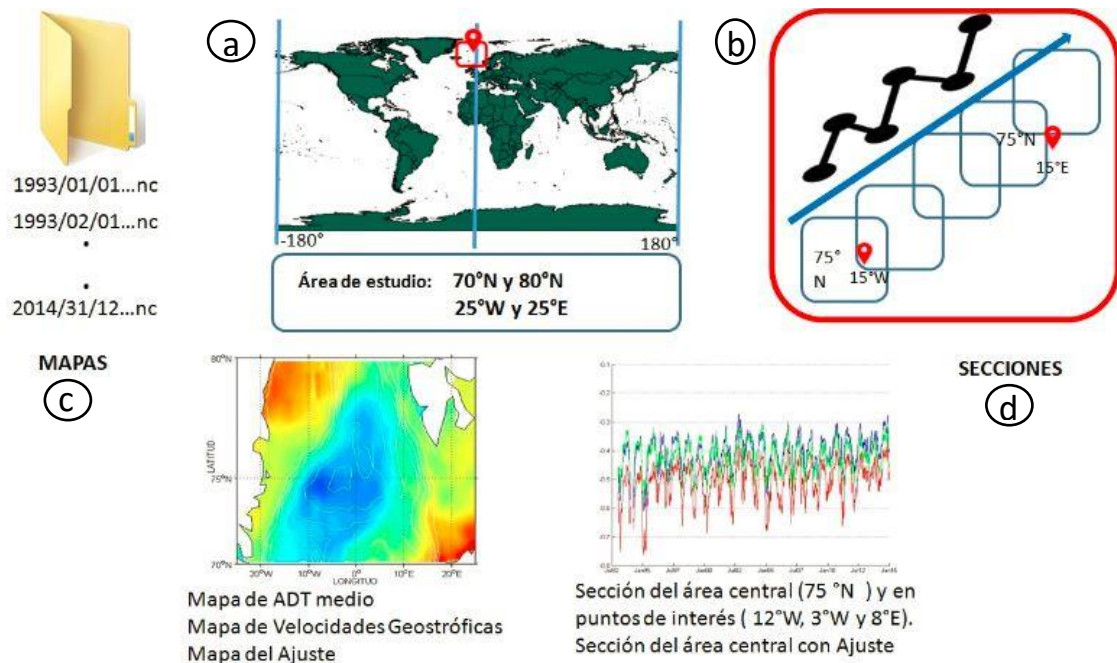


Figura 3.9: Esquema metodológico del tratamiento de la base de datos de AVISO (a) para la obtención de la serie temporal de datos en el Mar de Groenlandia (b) y a partir de ésta la situación climatológica media en toda el área (c) y serie temporal en cada píxel (d).

Observado esto, el ajuste por armónicos es adecuado para analizar los cambios en la altura dinámica en todo el Mar de Groenlandia. Para definir el ciclo estacional y tendencia sobre ADT, se realiza un ajuste de tipo lineal más dos armónicos, a una confianza del 95%. La descomposición en armónicos de Fourier del ajuste correspondiente a una tendencia lineal, más armónicos anuales y semianuales es (Ec. 3.1):

$$y(t) = a_0 + a_1(t) + a_2 \sin 2\pi t + a_3 \cos 2\pi t + a_4 \sin 4\pi t + a_5 \cos 4\pi t \quad (3.1)$$

donde el tiempo se expresa como años decimales. Los parámetros se ajustan utilizando el método generalizado de mínimos cuadrados y la inclusión/exclusión de los

parámetros se determina a través de t-test. Todo este ajuste se realizó a través de un script en Matlab cedido por Raquel Somavilla y modificado.

Por otra parte, las series de velocidades geostróficas mostraban variabilidad de alta frecuencia que no se observaba en las series de ADT. Para eliminarla, se procedió de forma análoga al resto de la metodología, realiza un filtrado de paso bajo sobre las velocidades geostróficas en Matlab.

4. Resultados

4.1. Situación climatológica.

La Altura Dinámica Absoluta (*Absolute Dynamic Topography*, ADT) media de todo el periodo comprendido entre 1993 a 2014 (Fig. 4.1) muestra el mínimo en el centro del Mar de Groenlandia (punto rojo en la Fig. 4.1), aumentando la altura dinámica hacia los márgenes.

La altura dinámica media obtenida a partir de datos de satélite muestra, por tanto, la distribución esperable dado que en el centro del Mar de Groenlandia es dónde se producen los fenómenos de convección profunda con aguas más frías y densas que ocupan menor volumen y, por tanto, muestran menor altura dinámica (Fig. 4.2). Hacia los márgenes, encontramos aguas menos densas que ocupan mayor volumen y muestran mayor altura dinámica (Fig. 4.2).

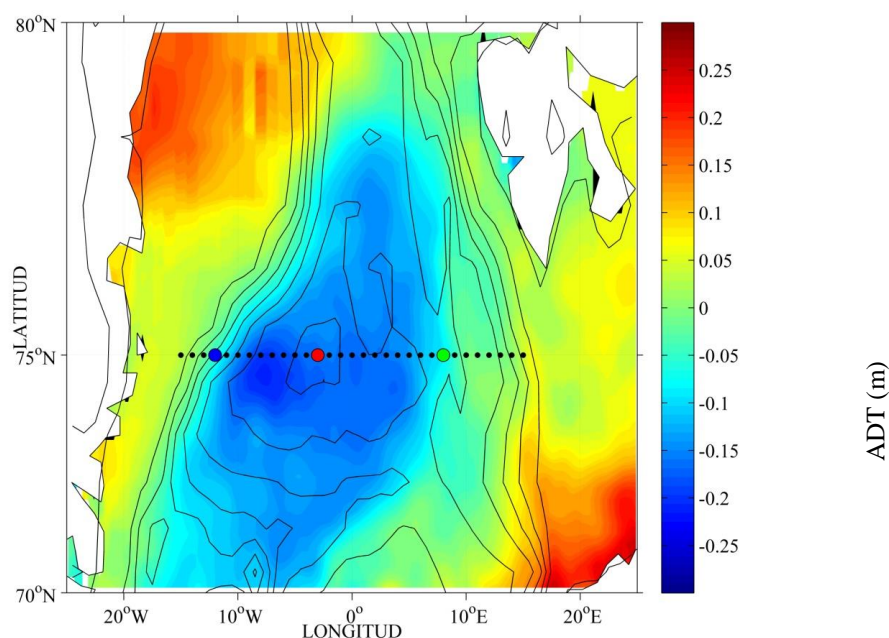


Figura 4.1: Mapa de la Altura Dinámica Absoluta (ADT) media (m) para el periodo comprendido entre 1993 y 2014 a partir de datos de satélite en el Mar de Groenlandia. Los 3 puntos sobre la sección a 75°N cruzando el centro del Mar de Groenlandia corresponden a tres puntos de interés: el margen oeste (12°W, punto azul); área central y zona de convección profunda (3°W, punto rojo); y margen este (8°E, punto verde). La línea negra de puntos discontinuos muestra la posición de la sección a 75 °N y entre 15°W y 15°E muestreada en las campañas oceanográficas en el Mar de Groenlandia realizadas a bordo del B.O. Polarstern. La Fig. 4.2. muestra el corte vertical de la ADT en esta sección.

La variación de la altura dinámica en la sección a 75 °N y entre 15°W a 15°E (Fig. 4.2 y correspondiente con la línea de puntos de la Fig. 4.1) muestra la mínima ADT en el centro aumentando hacia los márgenes. Ello determina gradientes horizontales de presión y las corrientes dominantes alrededor del Mar de Groenlandia. Tomando la dirección positiva hacia el Este, la altura dinámica disminuye desde el margen oeste hacia el centro (~3°W) resultando en una velocidad hacia el sur (hacia fuera del papel) coincidente con la *East Greenland Current*. Desde el centro del giro hacia el margen

este la altura dinámica aumenta resultando en una corriente hacia el Norte coincidente con la *West Spitzbergen Current*.

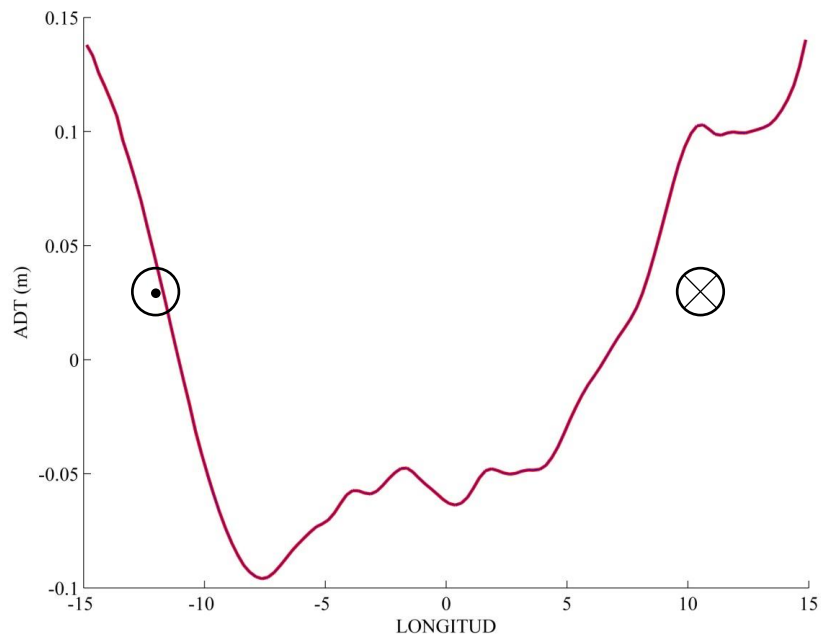


Figura 4.2. Altura Dinámica Absoluta (ADT) media para el periodo comprendido entre 1993 y 2014 en la sección a 75°N entre 15°W y 15°E de longitud cruzando el área central del Mar de Groenlandia y zona de convección profunda (3°W). Se esquematizan las corrientes resultantes de los gradientes horizontales en la altura de la superficie del mar hacia el Sur en el margen Oeste y hacia el Norte en el margen Este.

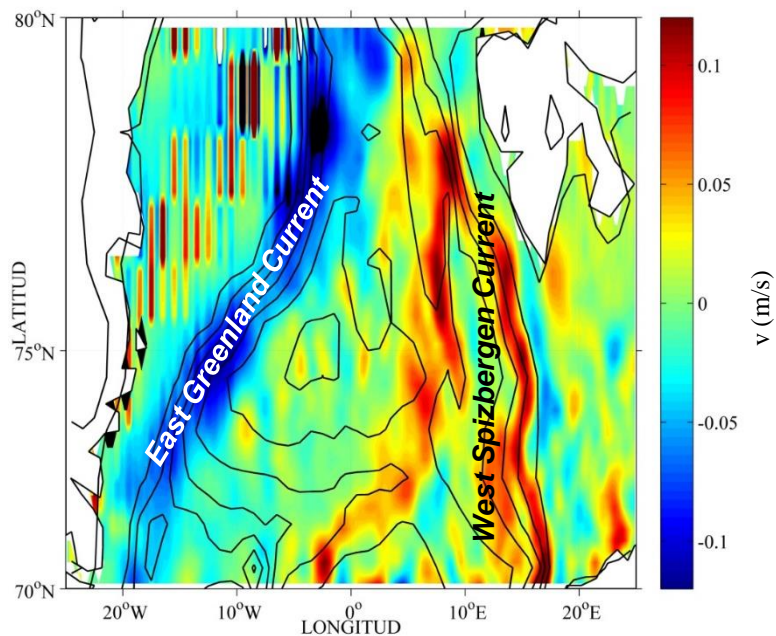


Figura 4.3. Mapa del componente meridional (Norte-Sur) 'v' media correspondiente a las velocidades geostroficadas obtenidas a partir de datos de satélite en el Mar de Groenlandia para el periodo comprendido entre Enero de 1993 y Diciembre de 2014. La intensidad de la componente v en m/s se muestra a través de la escala de color. Los colores rojos indican intensas corrientes hacia el Norte y en azul oscuro hacia el Sur.

La presencia de estas corrientes se observa claramente en los mapas de componentes u (dirección Este-Oeste) y v (dirección Norte-Sur) medias de las velocidades geostróficas obtenidos a partir de datos de satélite (Fig. 4.3 y 4.4).

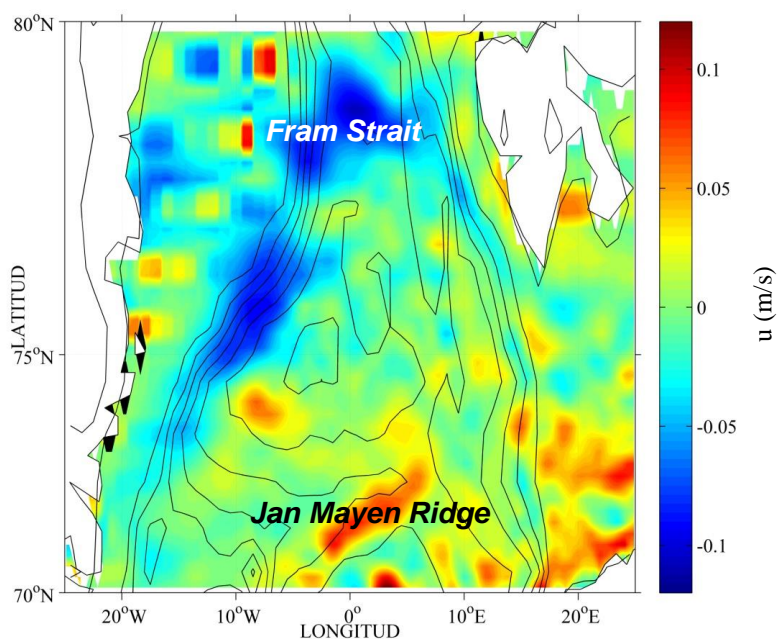


Figura 4.4. Mapa de la componente zonal (Este-Oeste) ' u ' media correspondiente a las velocidades geostróficas obtenidas a partir de datos de satélite en el Mar de Groenlandia para el periodo comprendido entre Enero de 1993 y Diciembre de 2014. La intensidad de la componente u en m/s se muestra a través de la escala de color. Los colores rojos indican intensas corrientes hacia el Este y en azul oscuro hacia el Oeste.

Los mapas de componentes de las velocidades geostróficas medios (Fig. 4.3 y 4.4) muestran la presencia de las corrientes que determinan la circulación ciclónica en dirección contraria a las agujas del reloj alrededor del Mar de Groenlandia (ver adicionalmente Fig. 3.2 en la Sección 3.1 del Procedimiento). Al Este se observa una fuerte corriente hacia el Norte (Fig. 4.3) coincidente con la *West Spizbergen Current* que transporta Agua Atlántica hacia el interior del Océano Ártico. Al Norte, aproximadamente a 78°N en *Fram Strait* (Fig. 4.4), el Agua Atlántica en la *West Spizbergen Current* recircula hacia el Oeste y se observa una corriente intensa hacia el Oeste. Al Oeste se observa en la Fig. 4.3 una fuerte corriente hacia el Sur coincidente con la *East Greenland Current* transportando agua superficial ártica hacia el Atlántico. El giro ciclónico se cierra al Sur con una corriente hacia el Este sobre el *Jan Mayen Ridge* (aproximadamente a 72°N y 0°W en Fig. 4.4).

4.2 Representatividad de los datos de satélite de la situación hidrográfica y estructura vertical de la columna de agua.

En la Sección 4.1 se ha comprobado que los datos de satélite proporcionan una imagen representativa de la dinámica oceanográfica en el Mar de Groenlandia. Sin embargo, puesto que uno de los objetivos de este trabajo es investigar las causas del cese de la convección profunda a través de los cambios registrados en la altura dinámica, es necesario comprobar que, además de la situación climatológica media, la altura dinámica obtenida a partir de imágenes de satélite es representativa de la situación hidrográfica y de la estructura vertical de la columna de agua en el Mar de Groenlandia en cada momento. De este modo, los cambios registrados en la altura dinámica medida a partir del satélite podrán considerarse realmente representativos y/o causantes de cambios en la columna de agua, con consecuencias en la ocurrencia de fenómenos de convección profunda en el Mar de Groenlandia.

Con este propósito, a continuación se comparan una serie de secciones de altura dinámica a 75°N de 15°W a 15°E, obtenidas de secciones oceanográficas durante las campañas de verano del B.O. Polarstern en el Océano Ártico, con la sección de altura dinámica obtenida de medidas de satélite en el mismo lugar en el momento en que se realizaron cada una las campañas escogidas (Fig 4.5, Fig 4.6 y Fig 4.7).

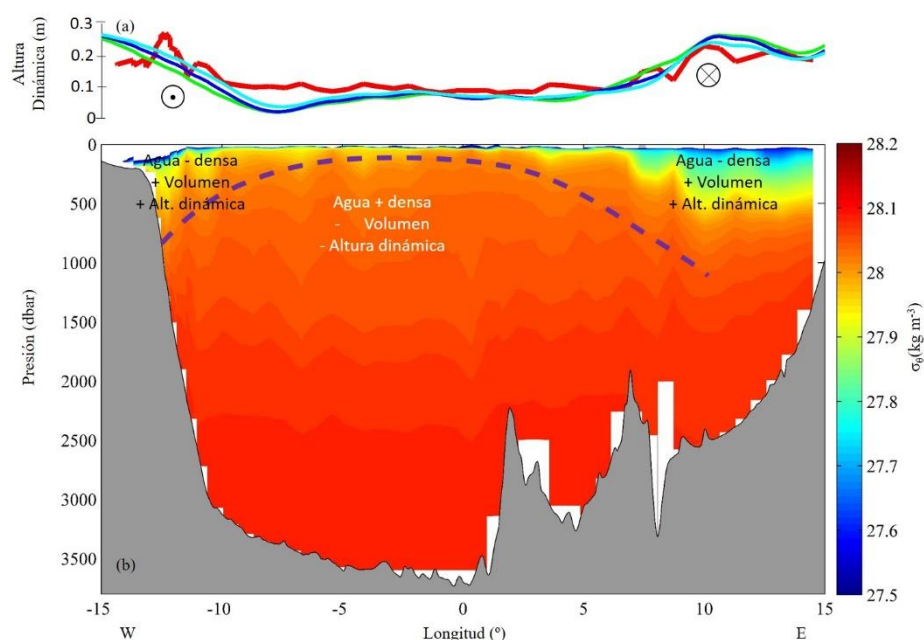


Figura 4.5. Distribución vertical de la densidad (σ_θ , en kg m^{-3}) en la sección a 75°N en el Mar de Groenlandia desde -15°W a 15°E obtenida a partir de los datos oceanográficos in-situ obtenidos durante la campaña oceanográfica en verano de 1997 (15/09/97 al 22/09/97)(b) así como la altura dinámica calculada a partir de éstos (línea roja en (a)) y obtenida a partir de datos de satélite en torno a 75°N durante las fechas de la campaña (líneas azul, cian y verde en (a)). Como en la Fig. 1.7 se esquematiza la estructura del domo (línea discontinua morada) de isopícnos que se curvan hacia la superficie en el centro del Mar de Groenlandia. La menor densidad del agua en los márgenes de la sección hace que la altura dinámica sea mayor en estas zonas. Las corrientes resultantes de la diferencia de altura entre el centro y los bordes (hacia dentro del papel (N) en el margen Oeste y fuera del papel (S) en el margen Este se esquematizan en (a).

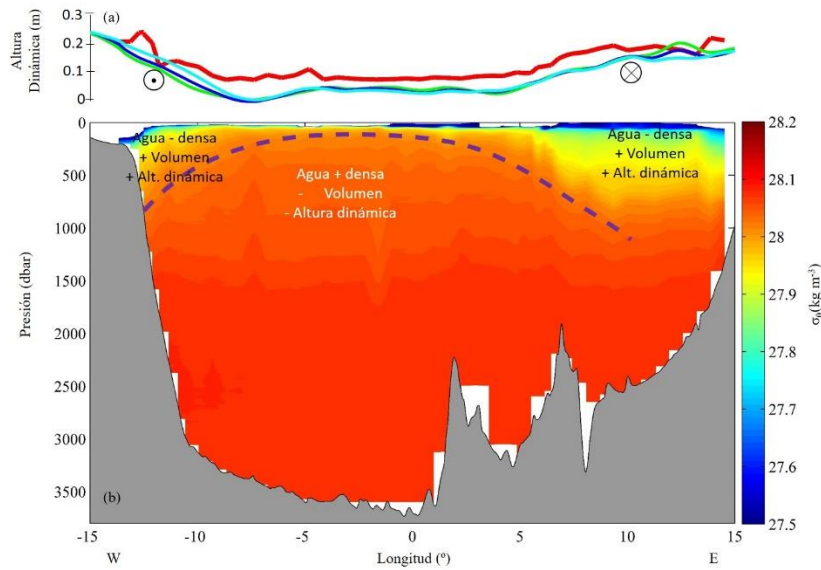


Figura 4.6. Distribución vertical de la densidad (σ_θ , en kg m^{-3}) en la sección a 75°N en el Mar de Groenlandia desde -15°W a 15°E obtenida a partir de los datos oceanográficos in-situ obtenidos durante la campaña oceanográfica en verano de 2005 (28/07/05 al 11/08/05)(b) así como la altura dinámica calculada a partir de éstos (línea roja en (a)) y obtenida a partir de datos de satélite en torno a 75°N durante las fechas de la campaña (líneas azul, cian y verde en (a)). Como en la Fig. 1.7 se esquematiza la estructura del domo (línea discontinua morada) de isopicnas que se curvan hacia la superficie en el centro del Mar de Groenlandia. La menor densidad del agua en los márgenes de la sección hace que la altura dinámica sea mayor en estas zonas. Las corrientes resultantes de la diferencia de altura entre el centro y los bordes (hacia dentro del papel (N) en el margen Oeste y fuera del papel (S) en el margen Este se esquematizan en (a).

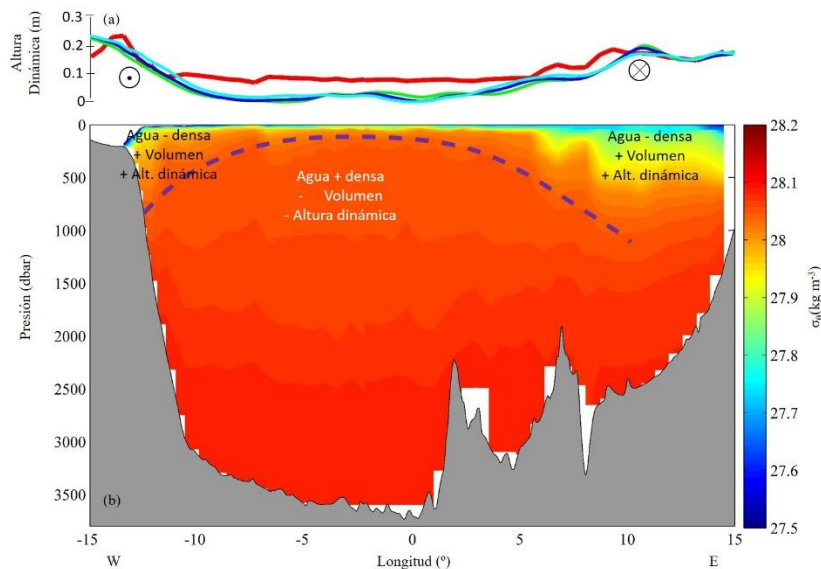


Figura 4.7. Distribución vertical de la densidad (σ_θ , en kg m^{-3}) en la sección a 75°N en el Mar de Groenlandia desde -15°W a 15°E obtenida a partir de los datos oceanográficos in-situ obtenidos durante la campaña oceanográfica en verano de 2010 (18/06/10 al 29/06/10)(b) así como la altura dinámica calculada a partir de éstos (línea roja en (a)) y obtenida a partir de datos de satélite en torno a 75°N durante las fechas de la campaña (líneas azul, cian y verde en (a)). Como en la Fig. 1.7 se esquematiza la estructura del domo (línea discontinua morada) de isopicnas que se curvan hacia la superficie en el centro del Mar de Groenlandia. La menor densidad del agua en los márgenes de la sección hace que la altura dinámica sea mayor en estas

zonas. Las corrientes resultantes de la diferencia de altura entre el centro y los bordes (hacia dentro del papel (N) en el margen Oeste y fuera del papel (S) en el margen Este se esquematizan en (a).

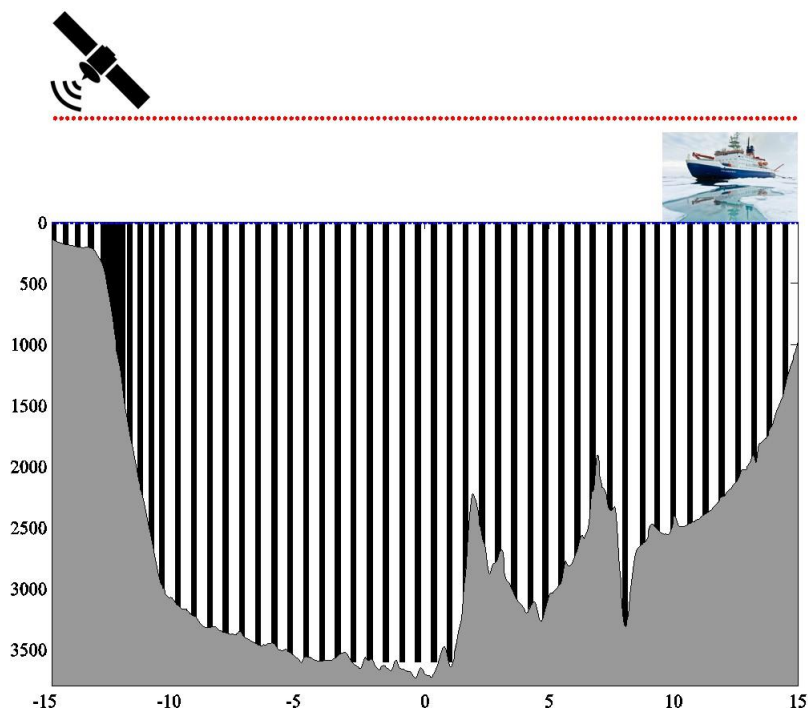


Figura 4.8. Sección vertical de la batimetría a 75°N en el Mar de Groenlandia mostrando la resolución espacial con las que se obtienen perfiles de CTD (líneas negras verticales) durante una campaña oceanográfica y resolución de medidas de altura de la superficie del mar obtenida por el satélite (puntos rojos).

La comparación mostrada en las Fig. 4.5, 4.6, 4.7 y 4.8 pone de manifiesto la correlación existente entre la altura dinámica medida por satélite y la obtenida a partir de medidas hidrográficas y, por tanto, entre la altura dinámica medida por satélite y la estructura vertical de la columna de agua y distribución horizontal de densidad..

Las diferencias entre la altura dinámica medida por satélite y obtenidas de la sección hidrográfica son las esperables teniendo en cuenta la diferente resolución espacial de las medidas hidrográficas y del satélite. Al ser mayor la resolución espacial de las medidas de satélite, éste resuelve estructuras (diferencias de altura dinámica entre dos puntos) que no pueden resolverse a través de las medidas hidrográficas obtenidas con menor resolución espacial. Por otro lado, las diferencias en la altura dinámica entre dos puntos medidas por el satélite (líneas azul, cian y verde en Fig. 4.5a, 4.6a y 4.7a) no son sólo debidas a la distribución espacial de densidad (Fig. 4.5b, 4.6b y 4.7b) reflejada en la altura dinámica obtenida de las medidas hidrográficas (líneas rojas en Fig. 4.5a, 4.6a y 4.7a). La diferencia de altura dinámica entre dos puntos medida por el satélite (líneas azul, cian y verde en Fig. 4.5a, 4.6a y 4.7a) puede ser mayor que la esperada según las medidas hidrográficas (líneas rojas en Fig. 4.5a, 4.6a y 4.7a) debido a que las propias corrientes pueden determinar que los gradientes de altura dinámica se vean reforzados. De este modo, los cambios en la altura dinámica medidos por satélite no sólo nos informan de cambios en la distribución de densidad y estructura vertical de la columna de agua, que son los que podemos comparar con las medidas hidrográficas, sino

también de cambios adicionales en la circulación. Observamos que la diferencia de altura dinámica medida por el satélite entre el centro del Mar de Groenlandia y los márgenes es mayor que la diferencia de altura dinámica estimada a partir de las medidas hidrográficas. Por tanto, los cambios en las corrientes y en la intensidad del giro ('ciclonicidad') fuerzan mayores diferencias de altura dinámica entre el centro del giro y sus márgenes.

A continuación se muestran los resultados del análisis de la variabilidad a largo plazo registrada en la altura dinámica obtenida a partir de medidas de satélite.

4.3. Variabilidad temporal de la Altura Dinámica.

En la Fig. 4.9 se muestran las series temporales de altura dinámica a 75°W en el margen oeste (12°W, punto azul en la Fig. 4.1), centro (3°W, punto rojo en la Fig. 4.1), y margen este (8°E, punto verde en la Fig. 4.1) del Mar de Groenlandia. Se observa que todas las series muestran una variación suave con un marcado ciclo estacional. En el centro del giro siempre es menor la altura dinámica que en los márgenes.

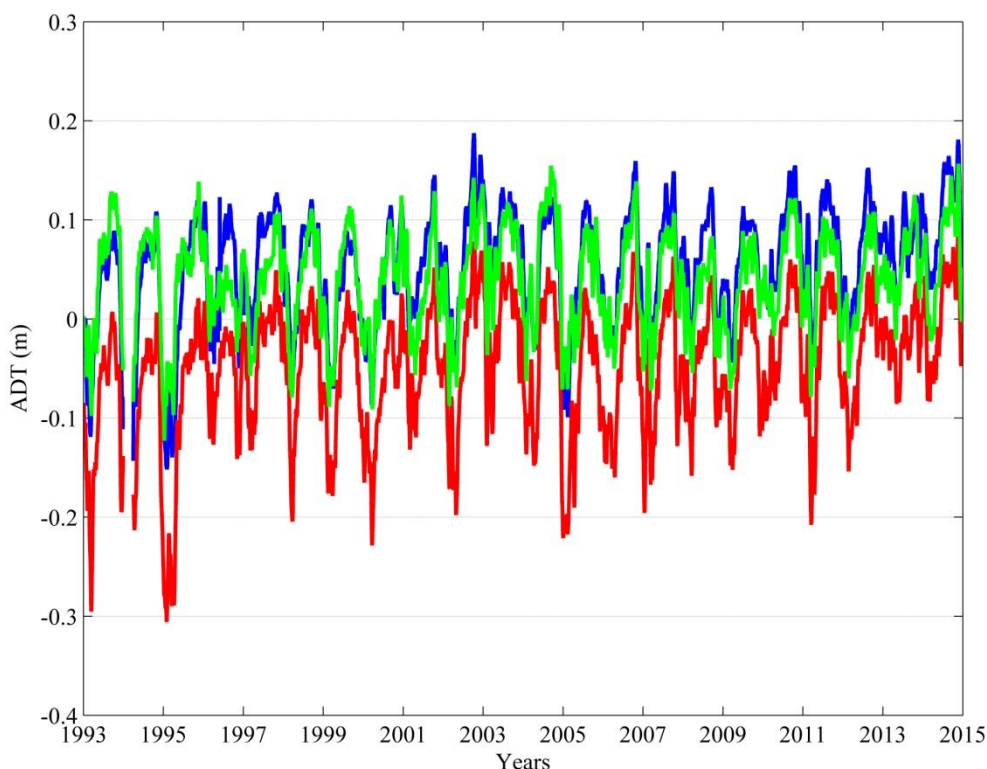


Figura 4.9. Serie temporales de altura dinámica en el centro del Mar de Groenlandia (3 °W), localización escogida debido a su importancia en la ocurrencia de fenómenos de convección profunda (línea roja) y en sus márgenes oeste (línea azul) y este (línea verde). La localización de estos puntos en la sección a 75 °N se muestra en el mapa de la Fig. 4.1 utilizando el mismo código de color: centro (3 °W, punto rojo) y márgenes oeste (12 °W, punto azul) y este (8°E, punto verde).

A raíz de este resultado y como se comentó en la Sección 3.3 de Metodología, se aplica una descomposición de Fourier con un ajuste lineal más dos armónicos como se

muestra en la Fig. 4.10, para analizar la variabilidad de largo término y las tendencias de la altura dinámica en todo el Mar de Groenlandia.

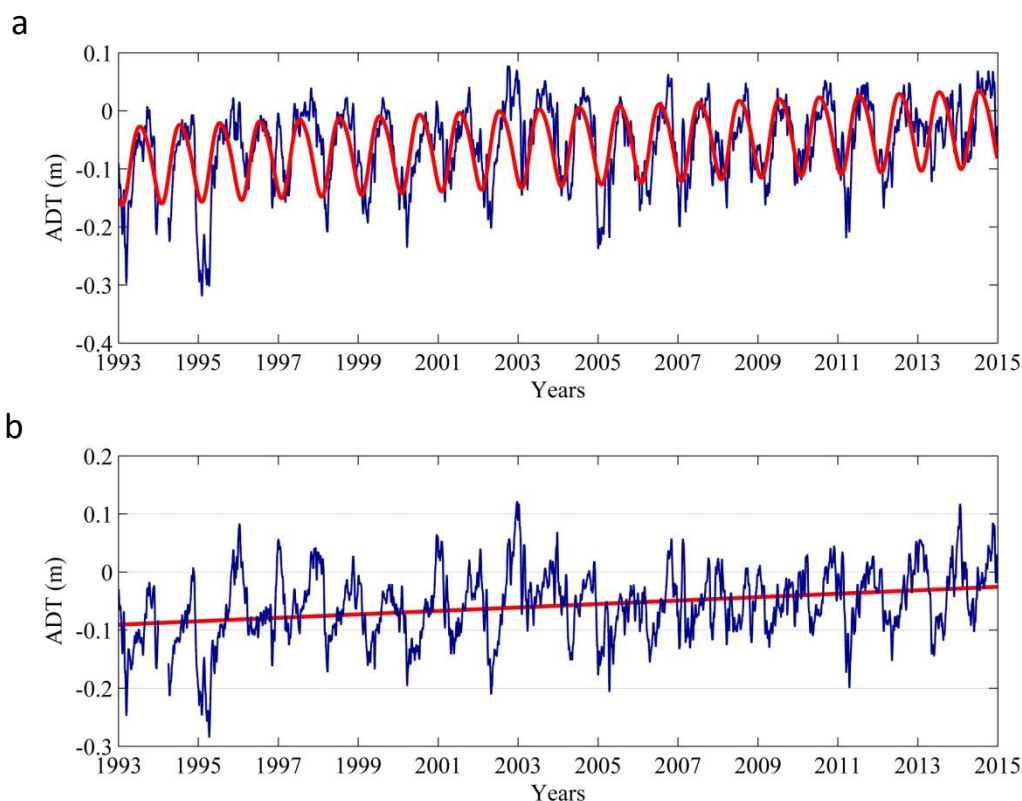


Figura 4.10. Serie temporal correspondiente al centro del Mar de Groenlandia (75°N, 3°W) y su ajuste mediante descomposición en armónicos de Fourier. a) Serie temporal con el ajuste de tipo lineal y su ciclo estacional determinado por dos armónicos. b: Serie temporal de la anomalía de altura dinámica (serie temporal de altura dinámica menos su ciclo estacional) con el ajuste a su tendencia lineal sin la estacionalidad.

Al aplicar la descomposición de Fourier a cada una de las series temporales correspondientes a cada pixel dentro del área de estudio en el Mar de Groenlandia, se obtiene la estimación de la tendencia lineal de la altura dinámica en cada pixel. En la Fig. 4.11 se muestra el mapa de dicha tendencia. Puede observarse como la tendencia general en el Mar de Groenlandia está dominada hacia el aumento de la altura dinámica en todo el área (dominancia de colores rojos en el mapa). Estas tendencias generalizadas al aumentar la altura dinámica son las esperables teniendo en cuenta las tendencias de calentamiento que afectan a todo el área (el agua más caliente es menos densa, ocupa mayor volumen lo que resulta en una mayor altura dinámica). La tendencia a aumentar la altura dinámica es mayor sobre la plataforma continental de Groenlandia sobre la cual discurre la East Greenland Current transportando agua superficial del Océano Ártico donde el calentamiento es especialmente intenso.

Por lo que respecta a la diferencia de altura dinámica entre el centro del Mar de Groenlandia y sus márgenes Oeste y Este se observa que, aunque la altura dinámica muestra tendencia al aumentar en todos ellos, la tendencia es mayor en el centro del Mar de Groenlandia que en sus márgenes. Es decir, la tendencia a aumentar la altura

dinámica es mayor en el centro del giro ciclónico del Mar de Groenlandia que en sus márgenes. Ello implica que la diferencia de altura dinámica entre el centro y los márgenes del giro disminuye con el tiempo. Como se ha comentado (ver sección 3.1 y Fig. 3.4), esta menor diferencia de altura dinámica implica una menor 'ciclonicidad' del giro y un menor empuje del agua densa hacia la superficie. Al encontrarse el agua densa progresivamente más lejos de la superficie, los procesos de convección profunda se dificultan. Así pues, las tendencias de altura dinámica medidas desde satélite confirman que en las últimas décadas se han producido cambios en la circulación en el Mar de Groenlandia que han determinado una disminución de su ciclonicidad y ascenso del agua densa en el centro del giro al disminuir su empuje hacia la superficie lo que habría hecho más difícil la ocurrencia de procesos de convección profunda.

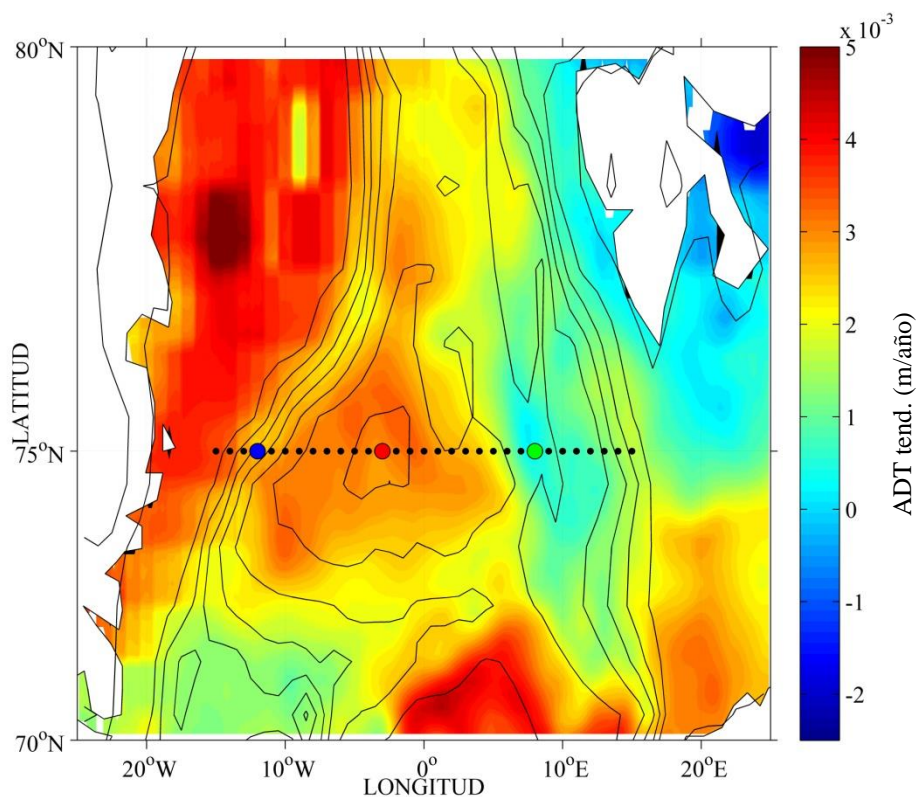


Figura 4.11. Tendencia de la altura dinámica en el Mar de Groenlandia en m/año. Los colores rojos indican una tendencia al aumento de la altura dinámica y los azules una disminución.

5. Conclusiones

1. Mediante el estudio de la Altura Dinámica Absoluta (ADT) y de las velocidades geostróficas se ha determinado que el giro ciclónico que genera la ventilación en el Mar de Groenlandia ha seguido produciéndose a lo largo de toda la serie histórica.
2. El estudio de la altura dinámica y las velocidades geostróficas a partir de satélites, se ha mostrado como un método mucho más exacto y con mayores resoluciones que el estudio de las mismas variables a partir de misiones oceanográficas.
3. Mediante el estudio de las series temporales realizadas en distintas secciones y su ajuste, se observa un progresivo aumento de la altura dinámica a lo largo de toda la serie histórica, indicando una disminución de la convección profunda en toda esa área, que es justo donde se debería de producir con una mayor magnitud.

6. Bibliografía

Helland-Hansen, B., and F. Nansen: The Norwegian Sea: its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900-1904. Norw. Fish. Mar. Invest., 1909.

Karstensen, J., P. Schlosser, D. Wallace, J. Bullister, and J. Blindheim: Water mass transformation in the Greenland Sea during the 1990s, J. Geophys. Res., Pag 110, C07022, doi:10.1029 /2004JC002510, 2005.

Killworth, P. D.: Deep convection in the world ocean, Geophys. Vol 211, Pag 1–26, 1983.

L. Talley, G. Pickard, W. Emery and J. Swift: Descriptive Physical Oceanography: An Introduction. Published by Elsevier Ltd. 2011.

Morollón, M. C., Pérez-Urquiola, M. C.: Aplicaciones de la Altimetría al estudio de la dinámica del océano. La Corriente circumpolar en el arco del Scotia. Física de la Tierra. Vol 8, Pag 51-80. 1996.

Nansen, F. Spitsbergen waters. Norake videns ak Skrifter, I Mat.- naturv. Klasse, Vol. 2, Pag 132. 1915.

Somavilla, R., González-Pola, C., Schauer, U. and Budéus: G. Mid-200s North Atlantic Shift: heat Budget and circulation changes. Geophysical Research Letters, Vol. 43, 2016.

Somavilla R., U. Schauer and G. Budéus: Increasing amount of Arctic Ocean deep waters in the Greenland Sea, Geophysical Research Letters, Vol. 40, Pag. 4361-4366, doi: 10.1002/grl.50775. 2013.

Toggweiler, J. R.; Russell, Joellen. Ocean circulation in a warming climate. Nature, vol. 451, Pag. 286-288. 2008.