

UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE CAMINOS,
CANALES Y PUERTOS

TESIS DOCTORAL

**PATRONES DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA EN EL
LITORAL ESPAÑOL**

Presentada por: MARÍA LISTE MUÑOZ

**Dirigida por: RAÚL MEDINA SANTAMARÍA
MAITANE OLABARRIETA LIZASO
ALICIA LAVÍN MONTERO**

Junio 2009

CAPÍTULO I:

Introducción

1.1 Introducción

1.1.1. Exposición de los motivos

Hoy día, existe una creciente sensibilidad social hacia la prevención de la contaminación del océano. Los gobiernos y administraciones de los países de la Comunidad Europea están prestando más atención a la contaminación, la preservación y al control del medio ambiente marino debido al aumento, en las últimas décadas, de la presión antropogénica en las zonas costeras.

La contaminación accidental por vertidos de hidrocarburos (contaminación química), es probablemente la que genera más alarma en la población y preocupación porque ocurre con frecuencia y provoca un gran impacto ecológico. El carácter de esta contaminación no es solamente local, sino regional e incluso global ya que la contaminación perjudica la salud de la sociedad, el turismo, las actividades marítimas como la pesca y la acuicultura, empeora la calidad del agua y sus propiedades útiles pudiendo eliminar totalmente las cadenas tróficas (Ministerio de Educación y Ciencia, 2007).

Como consecuencia de todo esto, se ha incentivado el desarrollo de medidas orientadas hacia la prevención de la contaminación accidental de hidrocarburos y la minimización de su impacto, pero la tarea no es fácil. Planificar la respuesta a un posible derrame accidental es una tarea compleja y normalmente implica la necesidad de tener en cuenta intereses muy variados como son los medioambientales, económicos, sociales, políticos, técnicos, logísticos...etc.

En el caso concreto de España, el accidente del petrolero Prestige evidenció la falta de estrategias, planes y medios para la protección del litoral frente a derrames accidentales de hidrocarburos.

Tras dicho accidente (19 de noviembre de 2002), el Gobierno de Cantabria, la Fundación Marcelino Botín y la Universidad de Cantabria suscribieron un protocolo para la “Colaboración y participación del Gobierno de Cantabria y la Fundación Marcelino Botín en la realización de un Estudio y análisis del vertido y de las medidas de predicción y evaluación de su impacto en las costas de Cantabria” (8 de Enero de 2003).

Dentro de dicho marco de colaboración, la Universidad de Cantabria y la Fundación Marcelino Botín, firmaron un convenio para la realización de un proyecto de investigación titulado, “Sistema de predicción de contaminación marina por derrames de hidrocarburos en la costa de Cantabria”.

Es a partir de este punto donde comienza el trabajo realizado en esta Tesis y que se resume a continuación:

La protección del litoral frente a derrames de hidrocarburos se puede estudiar desde dos perspectivas diferentes: la primera sería a través de modelos operacionales de predicción de derrames de hidrocarburos (Abascal, A., 2008. Avances en el Modelado de Transporte de Hidrocarburos. Aplicación en la Respuesta a Vertidos Marinos Accidentales. Tesis doctoral, Universidad de Cantabria) y la segunda, mediante el desarrollo de planes de contingencia para la respuesta ante un derrame de hidrocarburo. Es este segundo punto de vista desde donde se enfoca el comienzo de este estudio.

El desarrollo de planes de contingencia para la respuesta ante un derrame de hidrocarburo, se encuentra íntimamente ligado al concepto de “valoración del riesgo”. La valoración del riesgo de una determinada zona costera depende de, la exposición de dicha zona (tener en cuenta las condiciones ambientales o de peligro), y de la vulnerabilidad que ésta presente (la capacidad de la costa para hacer frente, resistir y recuperarse de los efectos causados por la contaminación).

Estimar debidamente la valoración del riesgo para el adecuado desarrollo de los planes de contingencia, implica el desarrollo de una herramienta numérica que permita determinar la probabilidad de que un derrame de hidrocarburo, producido en un punto aleatorio del mar, alcance una determinada zona del litoral.

En la figura 1.1, se pueden observar las distintas trayectorias seguidas por tres boyas lanzadas en días muy próximos (entre el 19 de Diciembre de 2002 y el 16 de Enero de 2003), en la zona de Finisterre.

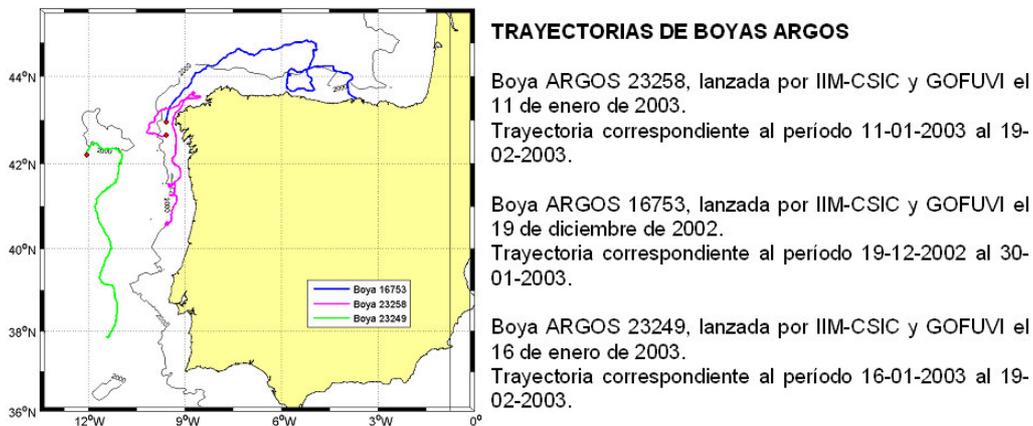


Figura 1.1. Grafico de las trayectorias seguidas por tres boyas Argos.

Los diferentes caminos seguidos por las boyas, evidencian la aleatoriedad de las trayectorias que siguen los objetos flotantes sujetos al transporte lagrangiano en el océano, ya que éste está sujeto principalmente a la acción del viento, del oleaje y de las corrientes (Figura 1.2.).

Ecuación del transporte lagrangiano:

$$X_i(t+\Delta t) = X_i(t) + u(t) \Delta t + \text{diffusion}$$



- ✓ Viento
- ✓ Oleaje
- ✓ Corrientes

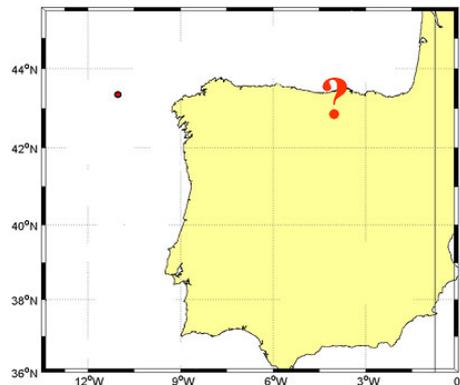


Figura 1.2. Ecuación del transporte lagrangiano y grafico que representa la aleatoriedad que tiene un vertido de alcanzar un punto concreto de la costa.

Por lo tanto, si lo que se desea es conocer la probabilidad de que un derrame de hidrocarburo, producido en un punto aleatorio del mar, alcance una determinada zona del litoral, se necesitan series largas de viento, oleaje y corrientes que abarquen la región de estudio. En el caso de España, en el momento del hundimiento del petrolero Prestige, no existía ninguna serie de datos con la suficiente resolución temporal ni espacial necesaria para realizar un mapa de probabilidades del litoral español, por lo que se tuvo que recurrir a la utilización de series temporales de datos generados numéricamente.

El Área de Conocimiento del Medio Físico, perteneciente a Puertos del Estado, generó dentro del marco del proyecto europeo HIPOCAS (Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe), una base de datos de reanálisis llamada SIMAR-44 (Puertos del Estado, 2006.). Esta base de datos contiene series temporales de 44 años de parámetros atmosféricos y oceanográficos procedentes del modelado numérico (viento, oleaje y corrientes) del Mar Mediterráneo occidental y de la costa Atlántica del Norte de España.

Tanto los datos de viento, obtenidos mediante el modelo atmosférico regional REMO (Jacob, D., y Podzun, R., 1997), como los datos de oleaje, obtenidos mediante el modelo numérico WAM (WAMDI Group, 1988), y calibrados espacialmente por Tomás et al. (2008), son adecuados para este estudio, pero no ocurre lo mismo con el modelo utilizado para generar corrientes.

El modelo de circulación HAMSOM (Puertos del Estado, 2006), utilizado por la base de datos SIMAR-44 para la generación de la serie temporal de corrientes, es un modelo barotrópico e integrado en vertical que no permite determinar las corrientes superficiales con el grado de precisión requerido en este estudio.

Ante la falta de una base de datos de corrientes, se planteó el desarrollo de una herramienta para generar series temporales homogéneas de diversas variables oceanográficas como son la intensidad y dirección de las corrientes, la temperatura y la salinidad: un modelo numérico barotrópico-baroclínico tridimensional que reproduzca adecuadamente las corrientes en la zona de estudio.

1.1.1.1. Variabilidad Oceánica

El movimiento oceánico abarca una gran variedad de escalas espaciales y temporales que van, desde la micro turbulencia hasta la circulación a gran escala, que se extiende por las cuencas oceánicas y evoluciona con el tiempo a las escalas climáticas (Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Cushman-Roisin y Beckers, Cap.20, 2008).

Las escalas espaciales de las estructuras oceánicas pueden ir desde unos pocos de kilómetros (como por ejemplo los afloramientos de las zonas costeras), a estructuras del orden de 10-100 km (Eddies de mesoescala), o a escalas de cuenca (por ejemplo la corriente del Golfo). Las escalas temporales de la variabilidad de dichas estructuras pueden ir desde días hasta estaciones o incluso décadas (Tabla 1.1).

FENOMENO	ESCALA ESPACIAL	ESCALA DE LA VELOCIDAD	ESCALA TEMPORAL
Micro turbulencia	1-100 cm	1-10 cm/s	10-100 s
Ondas internas	1-20 Km	0.05-0.5 m/s	min-horas
Mareas	escala cuenca	1-100 m/s	horas
Afloramientos costeros	1-10 Km	0.1-1 m/s	varios días
Frentes	1-20 Km	0.5-5 m/s	pocos días
Eddies	5-100 Km	0.1-1 m/s	días-semanas
Corrientes principales	50-500 Km	0.5-2 m/s	semanas-estaciones
Giros de gran escala	escala cuenca	0.01-0.1 m/s	décadas

Tabla 1.1. Escalas espaciales, de velocidad y temporales de algunos fenómenos oceánicos (Fuente: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Cushman-Roisin y Beckers, Cap.1, 2008).

La presencia en el océano de todas estas estructuras con distintas escalas de variabilidad y la interacción entre ellas, hace que el océano sea un sistema muy complejo. Por lo tanto, el océano puede ser considerado como un fluido geofísico que muestra una alta variabilidad espacial y temporal (Figura 1.3).

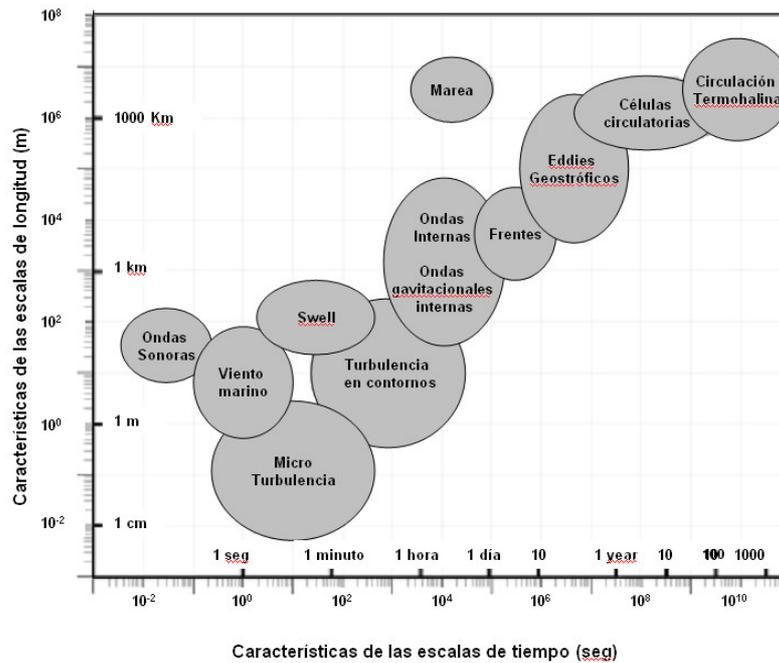


Figura 1.3. Tipos de procesos y estructuras oceánicas ordenadas de acuerdo a sus respectivas escalas espaciales y temporales. (Fuente: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Cushman-Roisin y Beckers, Cap.1, 2008).

Uno de los principales mecanismos físicos responsables de la variabilidad oceánica, es la variabilidad atmosférica (el viento y los flujos de calor y agua dulce), que influye directamente en la superficie del océano y provoca la variabilidad oceánica estacional e interanual (Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Cushman-Roisin y Beckers, Cap.20, 2008), (Tabla 1.2).

FENOMENO	ESCALA ESPACIAL	ESCALA DE LA VELOCIDAD	ESCALA TEMPORAL
Micro turbulencia	1-100 cm	5-50 cm/s	pocos segundos
Tormentas	pocos Km	1-10 m/s	pocas horas
Brisa Marina	5-50 Km	1-10 m/s	6 horas
Tornado	10-500 m	30-100 m/s	10-60 minutos
Huracan	300-500 Km	30-60 m/s	dias-semanas
Patrones atmosféricos	100-5000 Km	1-50 m/s	dias-semanas
Vientos predominantes	escala global	5-50 m/s	estaciones-años
Variaciones climáticas	escala global	1-50 m/s	décadas

Tabla 1.2. Escalas espaciales, de velocidad y temporales de algunos fenómenos atmosféricos (Fuente: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Cushman-Roisin y Beckers, Cap.1, 2008).

La variabilidad oceánica estacional se puede entender si se analiza el ciclo estacional de los flujos de calor sobre el océano y se observa como éste provoca una variabilidad en el campo de la temperatura superficial del océano, ya que el cambio estacional en la velocidad y en la dirección media de los vientos, modifica la intensidad y la dirección media de las corrientes y giros de los océanos.

Además, en muchas regiones oceánicas la media de los forzamientos atmosféricos no es igual de un año a otro ni siquiera dentro del mismo periodo del año. También pueden existir varios eventos atmosféricos puntuales (fuertes ráfagas de viento, tormentas, etc.....), que tienen un gran impacto en las corrientes oceánicas a escalas locales. Estos procesos alteran por completo el ciclo estacional y dan lugar a la variabilidad interanual de los océanos.

Por otro lado, se sabe que el océano y la atmósfera forman un sistema cuya interacción es en doble sentido y donde el océano es el componente lento de par. Las perturbaciones atmosféricas se “almacenan” en el océano y luego evolucionan con una escala de tiempo determinada por la dinámica interna del océano, que es diferente (más lenta) a la escala de tiempo de la atmósfera (Figura 1.4). Como consecuencia, la tasa de variabilidad en el océano es diferente a la tasa de variabilidad del forzamiento atmosférico.

Una de las incógnitas que hoy día todavía no se ha podido demostrar se refiere a la escala de tiempo de la respuesta del océano al forzamiento estacional atmosférico o a los eventos atmosféricos puntuales. A lo largo de esta Tesis, se intentará a partir de los resultados obtenidos, entender la respuesta del océano a los forzamientos estacionales y su dinámica interna.

Además de la variabilidad oceánica estacional e interanual inferida principalmente por la variabilidad atmosférica, existen otros tipos de variabilidad, las inestabilidades dinámicas (baroclínica y barotrópica), que pueden aparecer por separado de la acción directa de los forzamientos atmosféricos y que se producen como consecuencia de la influencia de la rotación terrestre sobre un fluido estratificado (Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Cushman-Roisin y Beckers, Cap.17, 2008).

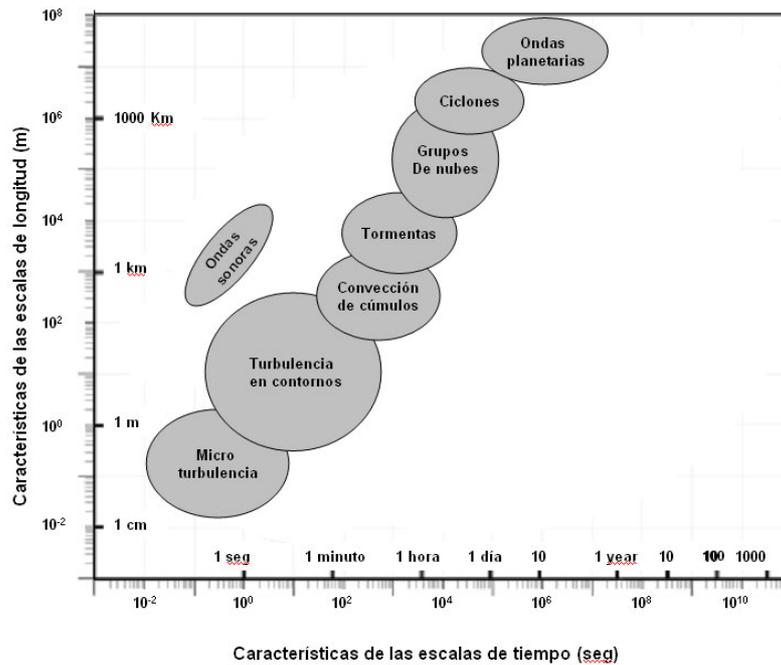


Figura 1.4. Tipos de procesos y estructuras atmosféricas ordenadas de acuerdo a sus respectivas escalas espaciales y temporales. (Fuente: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Cushman-Roisin y Beckers, Cap.1, 2008).

Estas inestabilidades dinámicas (tanto las baroclínicas como las barotrópicas) pueden crecer y generar remolinos de mesoescala y frentes oceánicos asociados a una variabilidad de mesoescala (independientes de los forzamientos atmosféricos), así como interactuar con las corrientes y la topografía del fondo, produciendo a largo plazo respuestas en la circulación oceánica que dan lugar a la variabilidad interanual interna en los océanos.

Estudiar la importancia relativa de cada uno de los mecanismos que juegan un papel importante en la variabilidad oceánica (los forzamientos atmosféricos externos o la variabilidad interanual interna), es muy útil para poder entender y complementar toda la información existente de datos medidos en el océano, datos in-situ. Para ello, se pueden comparar dichos datos con los datos obtenidos a partir de los estudios de modelado numérico de la circulación oceánica.

Los modelos de circulación oceánica han demostrado ser una poderosa herramienta que implica el uso de técnicas numéricas para calcular soluciones

aproximadas de las ecuaciones diferenciales parciales que rigen la dinámica de los océanos (Numerical Ocean Circulation Modelling, Haidvogel y Beckmann, 1999).

Sin embargo, el uso de este tipo de modelos para el estudio de la variabilidad oceánica no está exento de problemas y se enfrenta a dos importantes dificultades: la parametrización del intercambio océano-atmósfera y la simulación numérica de los intensos campos de remolinos de mesoescala presentes en el océano.

Hoy día, determinar los flujos superficiales de calor y agua dulce con la cobertura y la precisión requeridos para forzar un modelo numérico es complicado, ya que dichos flujos dependen de pequeñas diferencias (aire-océano) de temperatura y humedad y son extremadamente difíciles de obtener para toda la superficie oceánica.

Los modelos operacionales de predicción meteorológica, proporcionan dichos flujos pero estos modelos no requieren ni producen datos con la precisión y resolución de mesoescala que necesitan los modelos oceánicos. Además, forzando los modelos con estimaciones climatológicas de flujos superficiales, se obtienen resultados poco realistas de la temperatura superficial del mar (SST), y de la salinidad superficial del mar (SSS) (Barnier et al., 1998). Para evitar este problema se deberían utilizar modelos acoplados océano-atmósfera, pero esto no es objeto del estudio de esta Tesis.

Lo que se hace habitualmente para superar estas dificultades es hacer tender a la temperatura y la salinidad superficial del modelo hacia los datos climatológicos de SST, y SSS. Pero esto presenta el inconveniente de representar adecuadamente la variabilidad oceánica mediante características oceánicas tales como los remolinos superficiales, ya que estos son amortiguados rápidamente por el “restablecimiento” de la climatología.

La variabilidad oceánica de mesoescala, incluso si se conociesen correctamente los forzamientos atmosféricos, complica enormemente la tarea de modelar el movimiento oceánico, ya que hoy día resolver correctamente la variabilidad de mesoescala, depende en gran medida de la resolución horizontal, y ésta se encuentra limitada a su vez por la capacidad de computación actual.

Los modelos cuentan también con parámetros numéricos para mantener la estabilidad numérica y que ésta a su vez, se puede compensar con valores bajos de viscosidad horizontal y de difusividad (que permiten que existan las inestabilidades del flujo y también evitan la amortiguación de los frentes de temperatura y salinidad). Es decir, si se introduce demasiada disipación numérica en el modelo, a fin de mantener la estabilidad numérica, el modelo inhibirá la variabilidad de mesoescala del océano y como consecuencia esta variabilidad no será correctamente representada.

A lo largo de esta Tesis, se profundizará en todos los aspectos mencionados a partir de un modelo de circulación oceánica elaborado para resolver la circulación oceánica de una parte del Océano Atlántico Norte y del Mar Mediterráneo.

1.1.1.2. Objetivo general

El extenso trabajo realizado para cubrir la carencia de una base de datos de corrientes adecuada, ha dado lugar al planteamiento de nuevos objetivos parciales a partir de los cuales se ha definido el objetivo general de esta Tesis que es, ***generar series temporales de corrientes oceánicas en el Atlántico Norte y el Mar Mediterráneo, para identificar patrones de circulación en la zona del litoral español.***

Para llevar a cabo este objetivo, ha sido necesario desarrollar un modelo numérico que acople las distintas zonas del Atlántico Norte para que de esta forma, permita obtener series temporales de diversas variables oceanográficas que muestren patrones de circulación del litoral español, así como de disponer tanto de series de datos atmosféricos (con gran resolución espacial y temporal), como de herramientas estadísticas que permitan posteriormente un adecuado análisis de las características oceanográficas (intensidad y dirección de las corrientes, temperatura, salinidad...).

1.1.2. Revisión del Estado del conocimiento actual.

1.1.2.1. Características de la Circulación Oceánica

La circulación oceánica es el resultado de varios procesos entre los que se incluyen la tracción del viento que actúa sobre la superficie del agua, el principal responsable de los movimientos horizontales de las corrientes, y las diferencias de densidad debidas entre otras causas al calentamiento solar, que son las fuerzas impulsoras de los movimientos verticales de las corrientes. Las corrientes superficiales, observadas y estudiadas desde hace siglos, están íntimamente ligadas mediante movimientos convectivos de agua a corrientes profundas de características mucho menos conocidas, pero cuyo estudio en los últimos años ha recibido un fuerte impulso debido a su importancia oceánica y climática.

Si se asume que el sistema de corrientes superficiales observado es simplemente el resultado de la acción del viento, la circulación debería ser muy similar a los principales cinturones de vientos en la Tierra (Figura 1.5). Sin embargo, aparte del obstáculo obvio que constituyen los continentes se puede observar una cierta desviación de las corrientes respecto a la dirección del viento en sentido horario en el hemisferio norte y en sentido antihorario en el hemisferio sur. Esta desviación es una consecuencia de la rotación de la Tierra manifestada aquí a través de la aceleración de Coriolis.

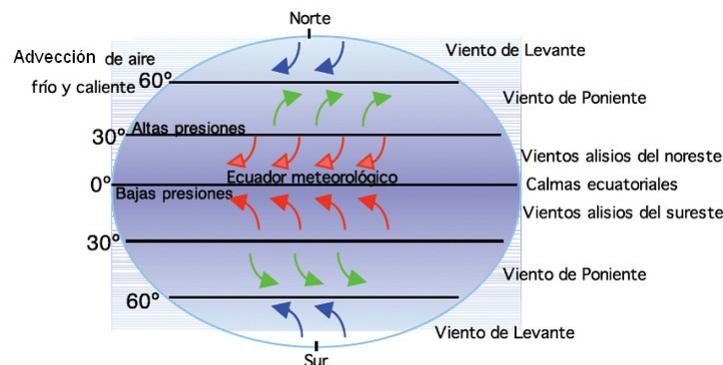


Figura 1.5. Principales cinturones de vientos asociados a la circulación general de la atmósfera.

Se pueden describir de forma muy simplificada los sistemas principales de corrientes superficiales (más adelante se enumerarán y describirán con más de detalle),

como anillos circulatorios limitados por los continentes y por el ecuador meteorológico (línea determinada por la máxima temperatura superficial del aire atmosférico, hacia donde convergen los vientos alisios), con sentido horario en el hemisferio norte y antihorario en el sur. La figura 1.6 muestra una representación esquemática de los principales sistemas de corrientes oceánicas superficiales.

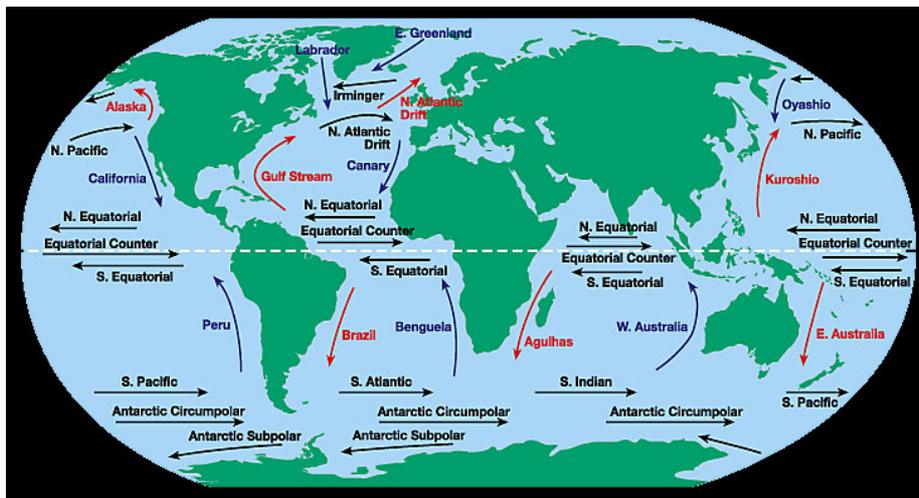


Figura 1.6. Principales sistemas de corrientes oceánicas superficiales. Las corrientes cálidas dibujadas en rojo y las corrientes frías en azul (Fuente: University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)).

Estos anillos circulatorios no están centrados en las cubetas sobre las que circulan sino desplazados hacia el Oeste, de modo que las corrientes del Oeste de los océanos son como norma general más intensas, estrechas, rápidas y profundas, mientras que las del Este son más dispersas, anchas, someras y lentas. Por ejemplo, la corriente del Golfo, en la costa este de los Estados Unidos, puede llegar a ser hasta 4 veces más intensa en flujo que la corriente de Canarias, que por su parte puede ser hasta cuatro veces más ancha. Este fenómeno se conoce como intensificación occidental y es debido a la rotación de la Tierra y a la conservación del momento angular.

Las corrientes en los océanos del Sur son en lo que se refiere a los aspectos descritos imágenes especulares de las del Norte, presentando también la intensificación occidental, pero en esta Tesis solo se hablará de las características y peculiaridades de la circulación oceánica dentro del dominio del Modelo MEDiNA, el Atlántico Norte, haciendo especial hincapié en la zona noreste del Atlántico Norte: la Península Ibérica, el Mar Mediterráneo y el Golfo de Vizcaya.

La imagen más elemental de una corriente marina como una especie de río de contornos fluidos que avanza en medio de las aguas del océano de un modo relativamente ordenado es incorrecta, aunque se representen de esta forma las corrientes conocidas sobre los mapas. Una corriente se parece más a un manojo de remolinos de tamaños variables que flanquean un sinuoso curso central, pero que serpentea sin cesar alrededor de la curva que se dibuja sobre los mapas formando meandros (llamados eddies), que a veces se cierran y separan como anillos menores del curso central y transfiere sus aguas continuamente a torbellinos en los que disipa parte de su energía y se mezclan con las aguas adyacentes del océano. Sólo ha sido posible reconocer plenamente esta compleja estructura a partir del uso de la teledetección para el estudio sistemático de las corrientes (Figura 1.7).

Lo que identificamos como una corriente oceánica es comparable al clima atmosférico de determinada región del planeta, mientras que los efímeros meandros, los anillos menores y los torbellinos de distintas escalas son análogos a los procesos meteorológicos responsables del tiempo local. Las diferencias de densidad entre aire y agua determinan que mientras que las escalas del tiempo atmosférico son del orden de cientos a miles de kilómetros y de unos cuantos días, las del "clima" oceánico son de decenas de kilómetros y algunos meses e incluso años.

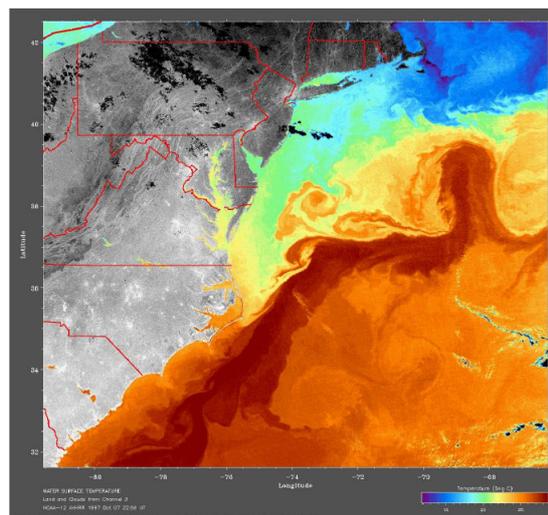


Figura 1.7. Imagen de satélite de la costa este de los Estados Unidos, donde los colores naranja y amarillo señalan las aguas más cálidas que corresponden a la corriente del Golfo, mientras que los colores azul y verde representan aguas más frías y corresponden al resto de las aguas del océano Atlántico (Fuente: imagen extraída de la NOAA).

La complejidad de las corrientes marinas hace importante distinguir, para interpretar correctamente las observaciones sobre las mismas, entre corrientes determinadas según mecanismos eulerianos o lagrangianos. Si se dispone de una serie de medidas de velocidades obtenidas "simultáneamente" por un conjunto de correntímetros o por otros medios, se pueden trazar líneas tangentes a los vectores velocidad registrados en cada punto. Estas son líneas de corriente obtenidas según un mecanismo euleriano. Sin embargo, no representan el curso real del fluido en movimiento ya que las velocidades locales varían con el tiempo.

Las trayectorias reales del fluido son las líneas de corriente lagrangianas, cada una de las cuales es matemáticamente la integral temporal del vector velocidad de un cierto volumen de fluido con un movimiento conjunto. Obtener velocidades lagrangianas a partir de medidas de corrientes en posiciones geográficas fijas es complicado. Para su estudio se utilizan boyas de deriva (Figura 1.8), que viajando con la corriente y provistas de un transmisor de radio cuya señal puede recogerse mediante un satélite o un receptor a bordo del barco, van indicando su posición a lo largo del tiempo.

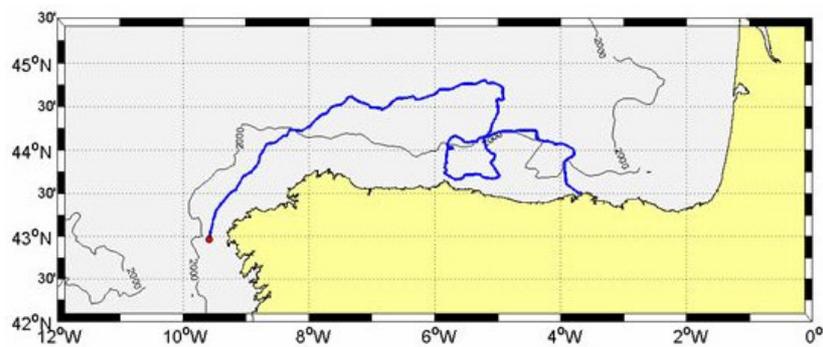


Figura 1.8. Trayectoria de una boya de deriva.

1.1.2.1.1. Variabilidad atmosférica y oceánica en la zona de estudio.

Desde hace unas cuantas décadas se sabe que la estructura de las corrientes marinas a escala global es tridimensional, y como ya se ha comentado anteriormente en esta Tesis, con movimientos horizontales en los que el viento juega un importante papel y con movimientos verticales, en los que la salinidad y la temperatura son las fuerzas

impulsoras. La circulación oceánica del Atlántico Norte, forma parte de la circulación termohalina que afecta al conjunto de las masas de agua oceánicas (Figura 1.9) (Rahmstorf, S., 2003).

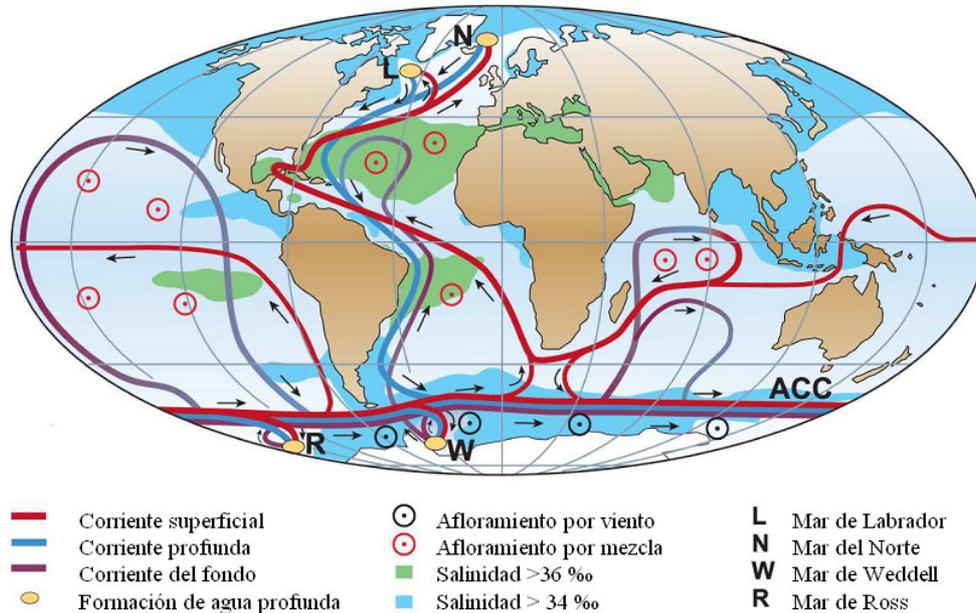


Figura 1.9. Sistema de circulación termohalina en el océano. Las aguas frías y saladas recién formadas por convección profunda en latitudes altas son arrastradas por la “cinta transportadora” del océano a través del fondo de las cuencas oceánicas. Estas aguas eventualmente suben a la superficie en las zonas cálidas y de nuevo vuelven a los lugares de convección profunda. El tiempo para completar dicho recorrido es del orden de varios cientos de miles de años. (Fuente: Kuhlbrodt et al., 2007).

El clima del océano Atlántico Norte es muy variable debido principalmente a los forzamientos externos y a las inestabilidades internas, que oscilan entre periodos cálidos y fríos en escalas temporales que van desde las décadas a los cientos o miles de años. Las variaciones en las condiciones oceánicas del Atlántico Norte unidas al control que la atmósfera ejerce sobre la meteorología de ésta zona, mantienen el clima de Europa occidental más moderado que en latitudes similares en cualquier otra parte del mundo. Existen dos procesos importantes que impulsan la circulación oceánica en el Atlántico Norte. En primer lugar, el equilibrio existente entre la propagación hacia el norte de agua superficial (a través de Escocia e Islandia dentro del Mar Noruego) y los flujos más profundos, y en segundo lugar la formación y la posterior propagación de la Mode Water (a 18°C), en el Mar de los Sargazos. Existe una correlación inversa entre estos dos procesos debido a su fuerte variabilidad interanual y decadal.

Dickson et al., (1996), relacionó la variabilidad de las oscilaciones de larga escala de la atmósfera entre la célula de bajas presiones de Islandia y la célula de altas presiones de las Azores, a la que llamó Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

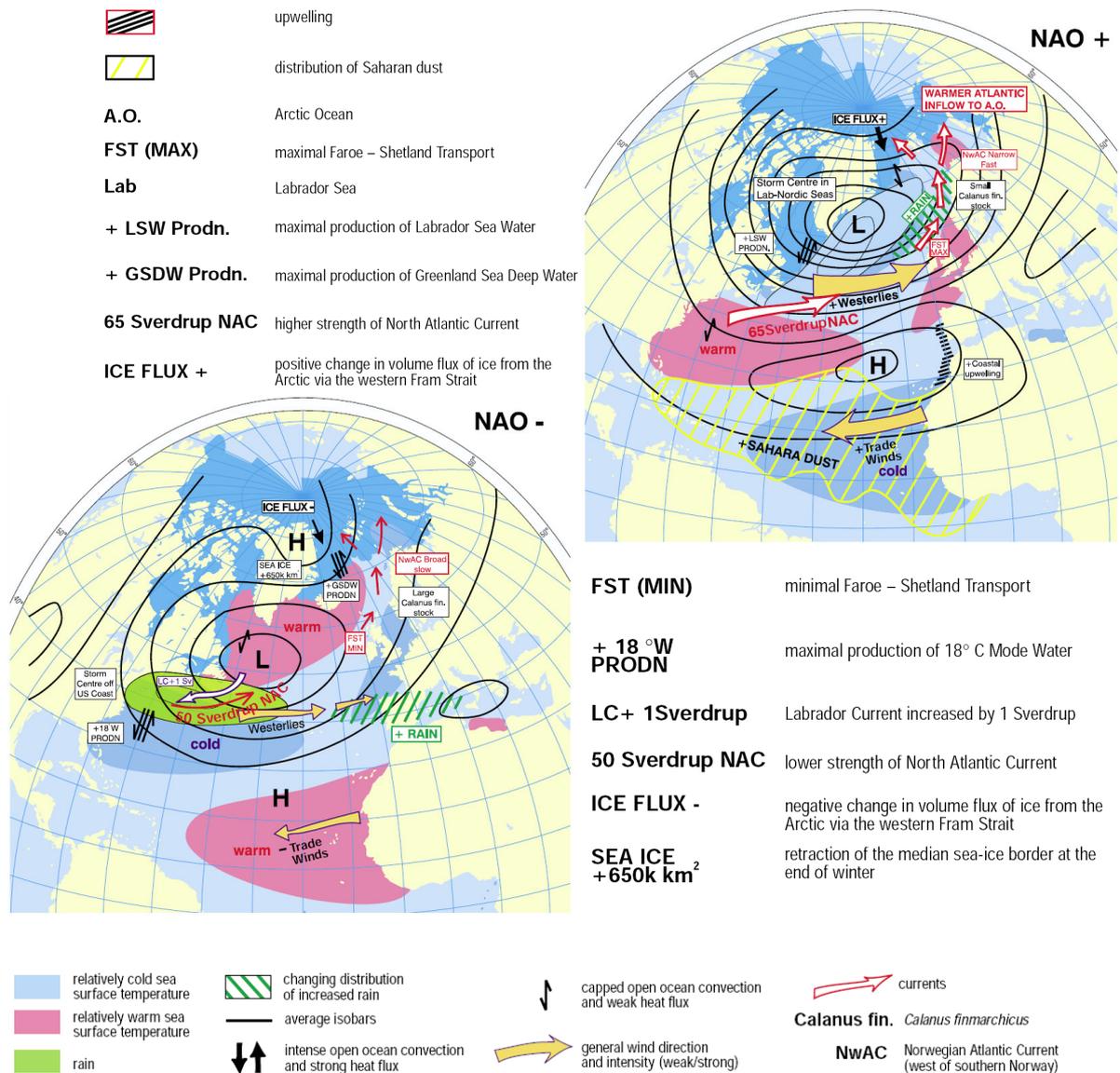


Figura 1.10. Condiciones prevalientes durante las fases de máximos y mínimos de la Oscilación de Atlántico Norte (NAO) (Fuente: R.R. Dickson and I. Gooch, CEFAS.)

Esta oscilación es la razón principal de la variabilidad en el comportamiento atmosférico del Atlántico Norte, y con ella se explica el 32% de la variación de la presión mensual del nivel del mar, que a su vez está relacionado con variaciones de la

temperatura del aire, la fuerza y dirección del viento y la precipitación (Hurrell, J. W., 1995).

El índice de variabilidad NAO, se determina como la diferencia de la presión normalizada del nivel del mar entre Ponta Delgada (Azores, Portugal) y Stykkisholmur (Reykjavik, Islandia), desde 1864. El índice es alto cuando la presión es baja sobre Islandia y alta sobre las Azores y es bajo, cuando éstas diferencias se reducen, o incluso en algunas ocasiones se invierten (Figura 1.10). Las oscilaciones en el índice NAO, experimentan ciclos de variación a largo plazo con periodicidades de 2.1, 8, 24 y 70 años. Este índice fue particularmente bajo por ejemplo, durante la década de 1880-1890 y en los años 60 y particularmente alto durante los años 20 y los años 90. Estas oscilaciones han sido relacionadas con fluctuaciones de velocidad del viento, flujos de calor, alturas de ola, tormentas, patrones de evaporación y precipitación y cantidades de hielo en el Mar del Labrador.

El Atlántico Norte presenta dos características principales de circulación, el giro Subpolar y el giro Subtropical (Figura 1.11).

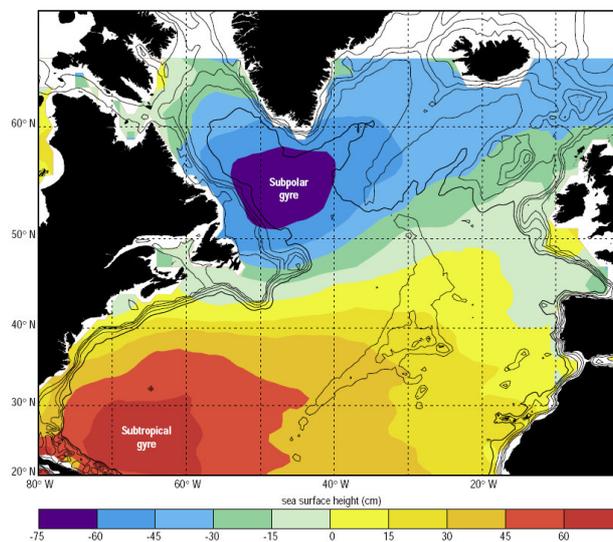


Figura 1.11. Altura del nivel del mar, extraída de los datos de altimetría del Topex/Poseidon entre 1992 y 1997. (Fuente: S. Esselborn, Institut für Meereskunde, Univ. Hamburg.).

Dicho giros se encuentran rodeados por importantes regiones donde se hallan las corrientes oceánicas de mayor relevancia en el Atlántico Norte. Por ejemplo, la

corriente Nortlántica (NAC), se forma en el sur del límite del giro Subpolar y la corriente de las Azores (AzC), se forma al norte de límite del giro Subtropical.

En el Atlántico Norte, las corrientes principales forman circuitos de aguas cálidas y frías cuyo principal giro, que bordea al anticiclón de las Azores, está compuesto por el trío de la corriente del Golfo, la corriente de Portugal, la corriente de Canarias, además de la deriva Norecuatorial que cierra el sistema al llegar al Caribe (Schmitz y McCartney, 1993). Sin embargo, si añadimos al sistema de corrientes superficiales del Atlántico Norte el caudal aportado por la corriente del norte de Brasil, nos encontramos con una primera complicación ya que no existe una corriente semejante en superficie que devuelva todo ese caudal al Atlántico Sur. Existe así un transporte neto superficial de agua desde el Atlántico Sur al Atlántico Norte que indica que esos circuitos cerrados superficiales son insuficientes para explicar el sistema (Figura 1.12).

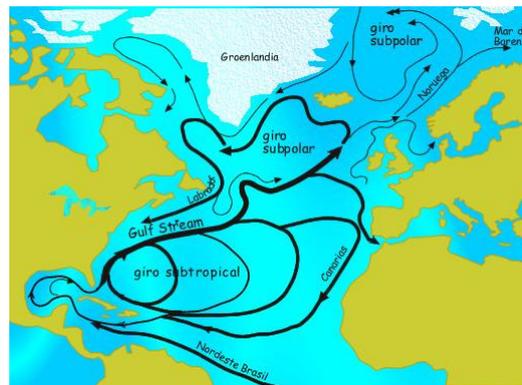


Figura 1.12. Sistema principal de corrientes oceánicas en el Atlántico Norte.

La corriente del Golfo vendría a compensar el circuito en sentido inverso que conforman dos corrientes: la corriente de las Canarias de aguas frías, la cual emerge de cierta profundidad oceánica junto a la costa Africana debido a la acción de los vientos alisios (del este), y la corriente Norecuatorial, que viene a ser la continuación superficial de esta corriente fría, pero que va calentándose a medida que avanza en este trayecto de miles de kilómetros hasta las costas Sudamericanas (Schmitz y McCartney, 1993).

La parte noroeste del océano Atlántico, es una parte muy activa del océano, dominada principalmente por la acción de la corriente del Golfo, que desplaza una gran

masa de agua cálida procedente del Golfo de México hacia el norte. Alcanza una profundidad de unos 100 m y una anchura de más de 1000 km en gran parte de su larga trayectoria, lo que da una idea aproximada de la enorme cantidad de energía que transporta. Se desplaza aproximadamente a 1,8 m/s y su caudal alcanza unos 31 Sv (1Sv=1 millón de m³/s) (Lund et al., 2006). La circulación de esta corriente influye entre otras causas en el clima Europeo y es provocada por la acción combinada de los vientos globales, especialmente de los vientos del oeste (vientos constantes o planetarios en la zona templada del hemisferio norte), y del movimiento de rotación de la Tierra.

La parte noreste del océano Atlántico que coincide con el Oeste de Europa, es una parte lenta del océano localizada entre el sureste de la fuerte corriente Noratlántica y el norte del giro Subtropical. La circulación media es débil comparada con la parte oeste de la cuenca y las velocidades típicas son de unos pocos centímetros por segundo. Está principalmente forzada por vientos y presenta una marcada estacionalidad. En verano, la célula de altas presiones de las Azores se sitúa sobre el Atlántico Central y la célula de bajas presiones de Groenlandia se debilita, de este modo resultan vientos en dirección sur a lo largo de toda la costa de la Península Ibérica. Asociado al transporte de Ekman, este proceso induce un afloramiento y una circulación superficial hacia el sur (Bakun y Nelson, 1991). En invierno, la célula de altas presiones de las Azores se localiza en la parte noroeste de la costa Africana y la célula de bajas presiones de Groenlandia se intensifica, lo cual conduce los vientos en dirección noreste de la Península Ibérica; esto significa que los patrones de viento están sujetos a alta variabilidad de la depresión de invierno en el Atlántico Norte (Figura 1.13).

La costa Oeste y Norte de la Península Ibérica ha sido extensamente estudiada y sus principales patrones estacionales para las capas superiores a los 300 m, se han descrito en numerosos artículos. Frouin et al. (1990) y Haynes and Barton (1990), estudiaron la Iberian Poleward Current (IPC). Un chorro de la IPC se desarrolla en otoño e invierno (sobre los taludes del Mar Cantábrico y del oeste de la Península Ibérica), y advecta aguas cálidas y saladas al Golfo de Vizcaya. La asociación ocurrida de aguas cálidas a lo largo de la costa norte de España alrededor de la época de Navidad, se denomina a menudo como “Navidad” (Pingree and Le Cann, 1992). Utilizando imágenes de Satélite, García-Soto et al., 2002, estableció que la IPC es una

característica de la circulación en invierno a lo largo de la Península Ibérica, pero que la penetración oriental del chorro a lo largo del talud Cantábrico y su asociación con la lengua de agua cálida en el Golfo de Vizcaya, está sujeto a una variación interanual. El destino de la IPC en verano es incierto; algunos autores sostienen que el flujo de a IPC desaparece por completo en las capas superiores de la Península Ibérica occidental (Haynes and Barton, 1990), pero algunas observaciones en Portugal sugieren una posible persistencia de la IPC en verano, aunque mucho más debilitada y situada mar adentro (e.g. Peliz et al., 2002).

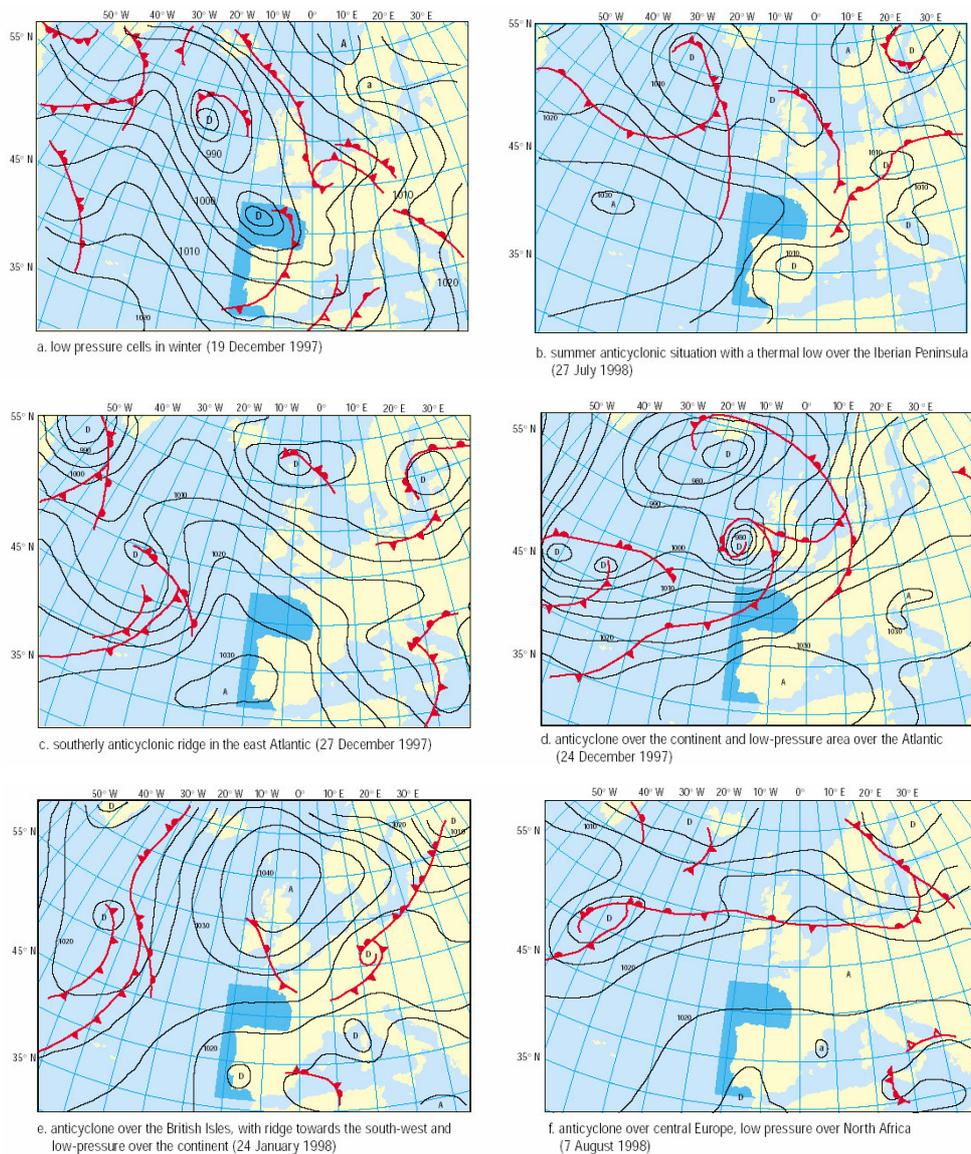


Figura 1.13 Mapas de isóbaras para situaciones típicas meteorológicas en la zona del Atlántico noreste (Fuente: Météo France).

La estación de vientos favorable para los afloramientos se extiende de Mayo a Octubre aunque, de vez en cuando durante el invierno, se observan algunos breves episodios de afloramientos cercanos a la costa en respuesta a episodios de breve duración de vientos del Norte. Durante el periodo de afloramiento del verano, la circulación superficial se dirige al sur sobre la plataforma occidental de la Península Ibérica (e.g. Castro et al., 1994).

La circulación estacional del oeste de la Península Ibérica, así como en el área del Golfo de Vizcaya a profundidades mayores de 300 m, ha sido mucho menos observada y descrita. Los datos más notables provienen tanto de boyas fijas (e.g. Daniault et al., 1994; Pingree et al., 1999), como de boyas lagrangianas (e.g. Van Aken, 2002; Colas, 2003; Serpette et al., 2006). El dato más evidente fue obtenido durante el experimento ARCANE, el cual consistió en un estudio con boyas lagrangianas y boyas de deriva lanzadas en el noreste del Atlántico (e.g. Le Cann et al., 1999; Bower et al., 2002). La profundidad de esas boyas estuvo en un rango entre y la superficie y hasta los 1300 m y sus trayectorias revelaron una fuerte estacionalidad de la circulación en el Golfo de Vizcaya (Colas, 2003; Serpette et al., 2006; Le Cann et al., 2005). En particular, esas boyas evidenciaron un comportamiento baroclínico muy fuerte de las corrientes de talud en el Golfo de Vizcaya, con al menos tres corrientes de Talud centradas respectivamente alrededor de los 100-150m, 450m y 1000m. También se vio que estas corrientes de talud, no siempre se dirigen hacia el norte y tienen una marcada estacionalidad. (Colas, 2003; Serpette et al., 2006; Le Cann et al., 2005).

1.1.2.1.2. Circulación general, transporte, masas de agua y estacionalidad en la zona de estudio.

Las masas de agua oceánica son cuerpos de agua que tienen características únicas, las cuales han sido fijadas en la superficie del mar durante el tiempo y lugar de formación. Estas características incluyen la temperatura, que se determina mediante el calentamiento o enfriamiento atmosférico y la salinidad, que cambia en la superficie o bien por dilución debida a la lluvia o fusión de hielo, o por la concentración, resultado de la evaporación o la formación de hielo. La concentración de gases disueltos (por

ejemplo el CO₂), se determina mediante intercambios con la atmósfera, y el contenido en nutrientes se determina por la mezcla profunda y la regeneración.

A partir de la temperatura y la salinidad se establece la densidad de una masa de agua y es la diferencia entre la densidad de diversas masas de agua, lo que determina muchos de los movimientos del océano. Si la densidad de una masa de agua aumenta en la superficie (como resultado de un enfriamiento, de la formación de hielo o de la evaporación), se hunde en el océano. La profundidad a la que se hunde es a la de los frentes de densidad que rodean el agua y finalmente esta masa de agua se propaga. Este hundimiento y propagación conlleva una mezcla con las aguas circundantes, que dan lugar a la modificación gradual de sus características originales mientras se va alejando de su lugar de origen. Existe una gran variedad de procesos de mezcla que atraviesan una amplia gama de escalas espaciales y temporales. Así, en un punto dado las características de una masa de agua llevan la impresión de su formación y la historia de su posterior mezcla y proporcionan un mejor entendimiento en los procesos subyacentes de circulación y de mezcla (Curry et al., 1998).

Las fluctuaciones de los volúmenes y las características de las masas del agua, así como en las velocidades de las corrientes, generan variaciones en el transporte de calor, de sal y de agua dulce. Como ya se ha descrito a lo largo de este capítulo, éstas variaciones, particularmente en el transporte de calor por las corrientes de Atlántico Norte en dirección hacia el polo, tienen importantes impactos en el clima del norte de Europa. La supervisión y seguimiento de las fluctuaciones de las características y de los volúmenes de varias masas de agua, proporcionan el único camino para entender mejor cómo la interacción entre el océano y la atmósfera regula el clima. Los cambios en el transporte oceánico, particularmente de calor y de sal, afectan a la circulación atmosférica en escalas de tiempo directamente relacionadas con el clima.

El océano Atlántico Norte

El océano Atlántico, cuyo nombre proviene del griego Atlas, separa América de Europa y África y se extiende desde el océano Glacial Ártico hasta la Antártida. Tiene forma de S y una extensión cercana a los 80 millones de km², siendo el segundo en

extensión, después del océano Pacífico y cubriendo aproximadamente el 20% de la superficie de la Tierra. Su anchura máxima es de 4830 km, entre Estados Unidos y el norte de África y su profundidad media es de 3743 metros que se obtiene gracias a una gran meseta cercana a los 3000 metros de profundidad que constituye casi todo su fondo, unida a las grandes depresiones que se encuentran en los bordes de la misma y que llegan a superar los 9000 metros (Fosa de Puerto Rico).

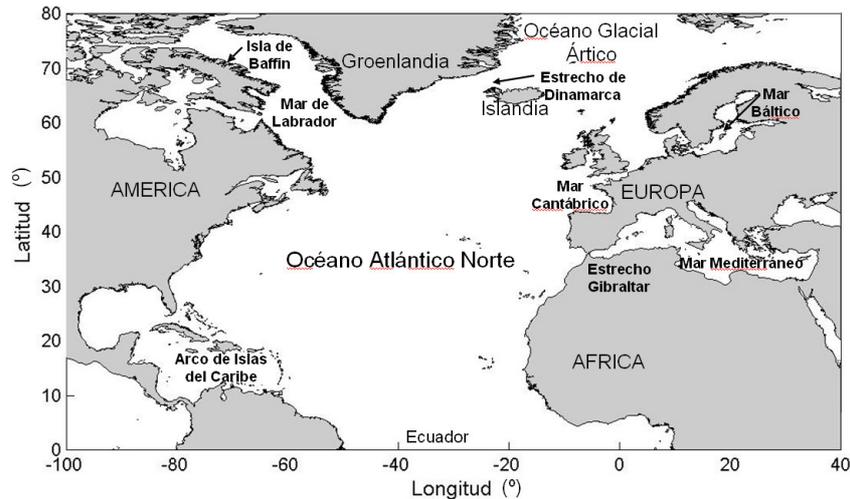


Figura 1.14. Mapa del Océano Atlántico Norte.

Se ha establecido de manera convencional unos límites para separar el océano Atlántico Norte del resto de los mares y océanos que lo rodean de forma que, las cordilleras submarinas situadas entre la Isla de Baffin (Canadá), Groenlandia y Escocia son el límite entre el océano Glacial Ártico y el Atlántico Norte. El límite Este, es el Estrecho de Gibraltar y en este caso concreto se incluye también el Mar Mediterráneo, ya que éste forma parte del dominio de estudio de esta Tesis. Por el Oeste, el límite que separa el Océano Atlántico del mar Caribe, es el arco formado por las islas del Caribe. Por último al Sur, la separación del Atlántico Norte y el Atlántico Sur es el Ecuador (Figura 1.14). La superficie del océano Atlántico Norte se encuentra cubierta de hielo en el mar de Labrador, el estrecho de Dinamarca y el mar Báltico, desde Octubre hasta Junio.

El Atlántico Norte es una región donde las aguas frías y dulces provienen de los mares polares, mientras que las aguas cálidas y saladas provienen de la parte subtropical. Aunque las características de la temperatura y salinidad de estas aguas son

notablemente diferentes, sus densidades son similares y cuando éstas aguas se encuentran se entremezclan con gran fuerza (Rios et al., 1992). Muchas de las masas de agua encontradas en el Atlántico Norte se han formado muy recientemente, y por lo tanto contienen altas concentraciones de oxígeno disuelto pero bajas concentraciones de nutrientes (Levitus et al., 1993; Lozier et al., 1995). En general, las masas de agua del Atlántico Norte se distribuyen en un patrón meridional de forma que, las aguas que se encuentran en profundidades intermedias en el sur de la región de afloramiento, se convierten en el norte en las aguas de las capas superiores del frente Subpolar. Mientras esto ocurre a profundidades intermedias en el norte, en el sur pueden llegar a ser profundas y eventualmente llegar hasta el fondo.

Masas de agua

Aguas superficiales (termoclina y subtermoclina)

Las masas de agua de la termoclina (capa superior) y subtermoclina (capa intermedia), se extienden desde la superficie hasta profundidades sobre los 1500m en el norte del océano Atlántico y hasta los aproximadamente 2500m en el sur (Harvery and Arhan, 1988). Se originan en la superficie y sus características reflejan tendencias estacionales, de largo plazo, de variabilidad atmosférica y de mezcla con las aguas de áreas adyacentes. En el norte está el Agua Intermedia Subártica, (Subartic Intermediate Water, SAIW), la cual se origina como agua superficial enfriada por la atmósfera en el norte del frente Subpolar. Después de la convección y la mezcla, se propaga principalmente hacia el sur. Más al Sur el SAIW tiende a ocupar las mismas profundidades que el Agua Mediterránea, (Mediterranean Water, MW) y el Agua del Mar de Labrador (Labrador Sea Water, LSW).

La North Atlantic Central Water (NACW), se caracteriza por una clara relación entre la temperatura y la salinidad y ocupa profundidades superiores a los 700 m a lo largo de todo el Atlántico Norte. Existen dos regiones principales de formación de ésta masa de agua, el sector central-este y el sector sur, ambas dentro de la zona de influencia del giro subtropical. La secuencia de enfriamiento atmosférico, mezcla y subducción se produce de la misma forma en todos los casos de generación, pero el NACW que se ha formado en la región sur, es más ligera debido a que la atmósfera es

más cálida en esa zona. La NAC asociada al frente Subpolar y la AzC asociada la frente Subtropical, juegan un importante papel en la mezcla lateral de las aguas de la termoclina y la subtermoclina.

Aguas intermedias

En el Mar de Labrador, el fuerte enfriamiento de las capas superiores de agua durante el invierno hace que éstas sean inestables, lo que implica la formación de corrientes de convección en zonas extensas y a profundidades considerables. El hundimiento de las aguas superficiales frías es compensado por las aguas profundas relativamente cálidas y salinas, que se mueven hacia la superficie. Las variaciones en el clima durante el invierno de un año a otro, dan como resultado la generación de agua del Mar de Labrador (LSW), con características levemente diferentes. Sin embargo, la temperatura y la salinidad (sobre los 3.4°C y 34.9 respectivamente), hacen que sea la masa de agua más fría, oxigenada y menos salada de las aguas presentes en profundidades intermedias del Atlántico Norte.

Circula principalmente alrededor del giro Subpolar, pasando hacia el sur a través de las cuencas de Terranova e Irminger, o hacia el norte entrando en la cuenca de Islandia y en las cuencas Noreuropeas. Se propaga rápidamente y usando CFCs como trazadores se ha visto que, el LSW recién formada tarda menos de un año en alcanzar el Mar de Irminger, aproximadamente un año en alcanzar el Cabo Flemish y entre 4 y 5 años en llegar al talud continental Europeo (Sy et al., 1997). El agua se propaga desde el giro Subpolar principalmente por las corrientes de los contornos es decir, el sistema de corrientes del límite occidental profundo situado bajo la corriente del Golfo y la NAC, en ambos lados de la dorsal atlántica.

Dentro del Mediterráneo, las pérdidas de agua por evaporación son mucho mayores que las entradas de agua dulce provenientes de los ríos o de la precipitación. Este exceso de pérdida de agua es compensada por la fuerte entrada superficial de Atlantic Water (AW) desde al Golfo de Cádiz a través del Estrecho de Gibraltar (Figura 1.15). Bajo este flujo variable de AW, existe en el Mediterráneo un flujo del oeste que sale desde profundidades intermedias del Mar de Alborán hacia el océano Atlántico, el

MW. Estos intercambios son controlados principalmente por las propiedades hidráulicas del Estrecho de Gibraltar e inestabilidades profundas.

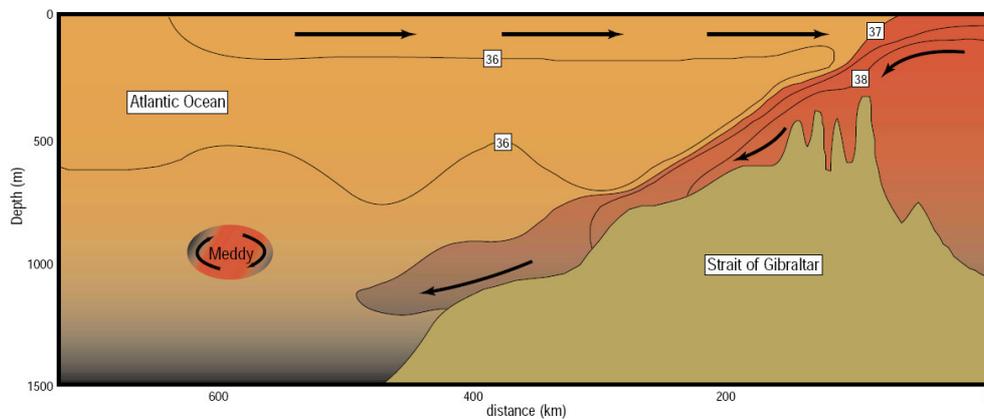


Figura 1.15. Representación esquemática del agua Mediterránea saliendo a través del Estrecho de Gibraltar y la formación de Meddies (Fuente: Richardson (1993)).

El flujo de agua que sale hacia el Atlántico desde el Mediterráneo (promediado en el tiempo), obtenido a partir del intercambio calculado con marea por Bascheck et al. (2001), es de 0.76 ± 0.07 Sv. La mayor parte de dicho flujo se dirige hacia el Cabo San Vicente e interacciona con la topografía local que unido a la fuerza de Coriolis hace que el flujo se separe y se propague en diferentes direcciones (Zenk and Armi 1990). La topografía de la parte occidental de la Península Ibérica, juega un importante papel en el posicionamiento del MW a medida que ésta se propaga en el Atlántico Norte (Dietrich, et al., 2008).

Aguas profundas

Los intercambios de calor entre el Atlántico Norte y el océano Ártico, modifican las condiciones en el océano polar y conducen la renovación convectiva de las aguas subsuperficiales profundas en los mares del Labrador, Groenlandia e Islandia. Las aguas frías y densas de estos mares de latitudes altas, fluyen hacia el Atlántico Norte a través de los canales poco profundos que separan Groenlandia, Islandia y Escocia. Los volúmenes de estos flujos varían estacional e interanualmente. El flujo que entra por el Estrecho de Dinamarca es 2.9 Sverdrup y de 2.2 Sverdrup el que entra a través de canal del Banco de Faroe (Aken and Becker, 1996). Estas aguas subpolares contribuyen

notablemente a las características y la propagación de la NADW y por lo tanto, a la circulación global termohalina.

La Antarctic bottom water (ABW), formada en el mar de Weddell fluye encima de la cuenca occidental del Atlántico Sur, y atraviesa la dorsal Atlántica por las zonas de fracturas profundas hasta latitudes ecuatoriales. Fluye hacia el norte a través de las cuencas occidentales y entra en la cuenca Ibérica por la abertura descubierta al oeste del Banco Gorringe (Saunders, 1987; Figura 1.16).



Figura 1.16. Abertura del Banco Gorringe.

Esta masa fría del agua ($< 2^{\circ}\text{C}$) es rica en nutrientes, principalmente en silicatos. Pero en el momento en que alcanza el Atlántico Norte ha perdido ya un tercio de su contenido en oxígeno original (Mantyla and Reid, 1983).

Principales sistemas de Corrientes

Como ya se ha descrito a lo largo de este capítulo, el Atlántico Norte se encuentra dominado por dos giros principales (Krauss, 1996). En el sur un giro Subtropical con sentido horario que se mueve predominantemente por los vientos y que alimenta las aguas desde la corriente del Golfo hacia la corriente de las Azores, y un giro Subpolar en el norte en sentido antihorario que se mueve por la acción de la flotabilidad.

En la parte noreste del Atlántico Norte, la corriente del Golfo se separa en tres ramas (Klein and Siedler, 1989), una de las cuales recircula dentro de la cuenca occidental sin atravesar la dorsal atlántica. La segunda rama es la corriente de las Azores, que atraviesa la dorsal atlántica hacia el sur de las Azores e influencia la región a través de su límite meridional (Alves and de Verdière, 1999). La tercera rama fluye predominantemente hacia el noreste. A 48° N y 30° W su flujo se estima aproximadamente 20 Sverdrup. Aproximadamente a 20° W da la vuelta hacia el norte (sentido antihorario) y cruza en 54° N (Ellett y Blindheim, 1992). La mayor parte de este flujo entra en la cuenca de Islandia al oeste del banco de Hatton y contribuye a la entrada del flujo de agua procedente del Atlántico Norte en el Mar Noruego. Mientras cruza la dorsal de Islandia-Islands Faroe, se mezcla con agua polar que proviene de la East Iceland Current (EIC).

Los complejos patrones de flujo así como los volúmenes de transporte en las capas superiores y en profundidades intermedias del noreste del Atlántico Norte se muestran a continuación en la Figura 1.17.

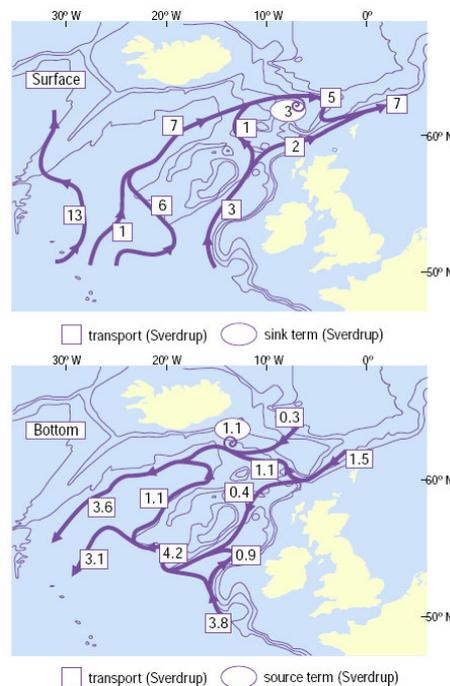


Figura 1.17. Transporte geostrófico estimado en las capas superficiales y profundas al noreste de Atlántico Norte (Fuente: van Aken and Becker (1996)).

La circulación de las capas superiores del Atlántico Norte se encuentra dominada por dos corrientes que fluyen hacia el Este, la North Atlantic Current, NAC, en la parte norte y la Azores Current, AzC, que cruza el sector meridional de la región (Alves et al., 1994; Figura 1.18).

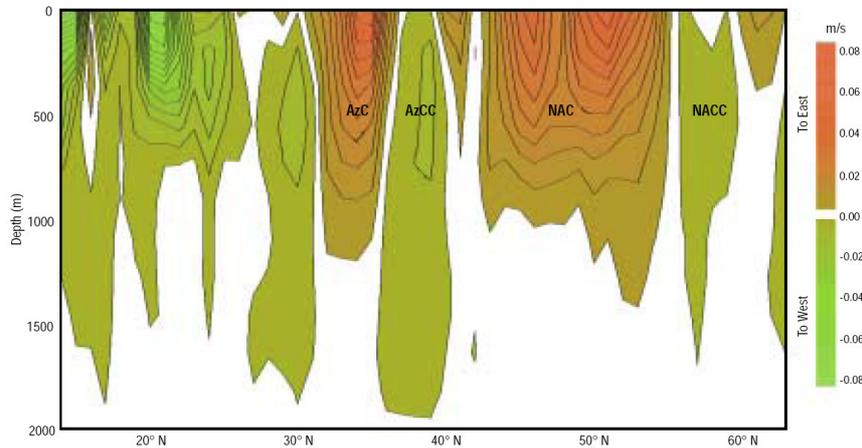


Figura 1.18. Media quasi-geostrófica de Corrientes superficiales entre 1948 y 1997 (Fuente: Alves et al., (1998)).

Ambas parecen resultar de la difusión de la corriente del Golfo al Este de Terranova. El flujo de la NAC afecta al sector entre 40° N y 60° N, mientras que la AzC afecta a un sector entre 40° N y 25° N. Ambos flujos tienen asociados contracorrientes en sus flancos norte, la North Atlantic Counter-Current (NACC) y la Azores Counter-Current (AzCC) (Alves and de Verdière, 1999). El flujo de la AzC tiene un solo eje centrado aproximadamente 34° N, mientras que el flujo de la NAC tiene un eje doble cruzando a 30° W en 45° N y 50° N respectivamente. A través del frente NAC/Subpolar y del frente AzC/Subtropical, existe una mezcla horizontal muy intensa. De modo que a lo largo del sistema de la NAC, existe una fuerte mezcla entre el NACW y el SAIW, mientras que a lo largo del sistema de la AzC, hay una mezcla entre dos aguas NACW (aguas modales a 18° C y a 13°C). A continuación se muestra la tabla 1.3, que resume los transportes estacionales medios (Sverdrup) de la AzC y de la AzCC, donde los valores positivos corresponden a flujos hacia el Este y los valores negativos corresponden a flujos hacia el Oeste.

	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Anual
Corriente de la Azores	8,9	19,7	12,1	11,7	13,1
Contracorriente de las Azores	-2	-3	-2,2	-0,8	-2

Tabla 1.3. Flujos estacionales medios (Sverdrup) de la AzC y de la AzCC. (Fuente: Alves (1996)).

Eddies y transporte de eddies

Los remolinos de mesoescala, eddies, con dimensiones de 20 a 200 Km, son característicos en los océanos y transfieren calor, sal y contaminantes a largas distancias. En el hemisferio Norte los núcleos de los eddies ciclónicos presentan una depresión del nivel del mar y contienen agua relativamente fría, mientras que los núcleos de remolinos anticiclónicos presentan elevaciones de nivel del mar y contienen agua relativamente cálida. La actividad de los eddies en el Este del Atlántico Norte es aproximadamente la mitad que en el Oeste del Atlántico Norte, donde son generados regularmente por la corriente del Golfo. La mayoría de éstas estructuras de mesoescala son generadas en la región de las Azores, a lo largo de los contornos de la Slope Current (Pingree and Le Cann 1992a,b), o como Meddies (eddies de MW), en profundidades intermedias (McDowell and Rossby, 1978). La influencia de algunos de estos remolinos se extiende a través de la columna de agua hasta el fondo, donde se relacionan eventualmente con intensificaciones de las corrientes del fondo (hasta 30-40 cm/s), denominadas “tormentas bentónicas” (Klein, 1987).

Los MEDDIES son ejemplos de excepciones de remolinos de mesoescala a profundidades intermedias. Su formación se ilustra en la figura 1.15. Se forman con MW casi pura y sus diámetros son menores de 100 Km. Los mecanismos que conducen a su formación todavía no se entienden completamente, pero las interacciones entre los pulsos de salida de MW a través del Estrecho de Gibraltar y la topografía local, junto con las inestabilidades baroclínicas, probablemente desempeñen un papel fundamental en su formación. Son anticiclónicos con velocidades azimutales máximas de 0.3 m/s y pueden persistir más de dos años propagándose en el océano (Armi et al., 1989). Se mantienen dentro de un vórtice que lo blindo y protege de la erosión de la rápida mezcla vertical. En la cuenca Ibérica la mayoría de los MEDDIES jóvenes van a la deriva en dirección suroeste a una velocidad de entre 2-6 Km/día, se han detectado hasta en

latitudes de los 44°N y en su deriva, se alternan los periodos de movimiento constante con los periodos de estancamiento (Käse and Zenk, 1996).

El Mar Mediterráneo

El mar Mediterráneo (Figura 1.19), es un mar semicerrado, que se comunica por su lado occidental con el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar (la profundidad mínima es de 320 m), y por su lado oriental a través del Estrecho de los Dardanelos (la profundidad mínima es de 57 m), con el Mar de Mármara, después a través del Bósforo (la profundidad mínima es de 37 m), con el Mar Negro. El Mediterráneo tiene también un acceso a la región del Golfo Pérsico a través del Canal de Suez. Con aproximadamente 2,5 millones de Km² y 3860 km de longitud, es el mar interior más grande del mundo. Tiene una longitud de Este a Oeste de 3.860 Km y una anchura máxima de 1.600 Km y en general, es poco profundo (1.500 m de media). La etimología de este mar procede del latín Mar Medi Terraneum, cuyo significado es "mar en el medio de las tierras".

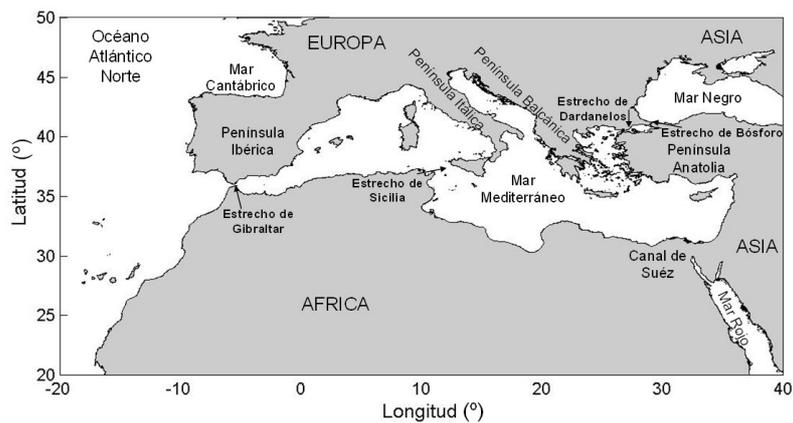


Figura 1.19. Mapa del Mar Mediterráneo.

Una barrera subterránea desde Túnez a Sicilia (aproximadamente a 15° E), divide el Mediterráneo en dos grandes cuencas: la oriental y la occidental. Dichas cuencas se componen a su vez de varias sub-cuencas definidas por diferentes características oceanográficas (diferente topografía, masas de agua y forzamientos

atmosféricos....) y separadas por estrechos y canales (Astraldi et al., 1999). En la figura 1.20, se pueden observar las principales cuencas y estrechos del Mar Mediterráneo.

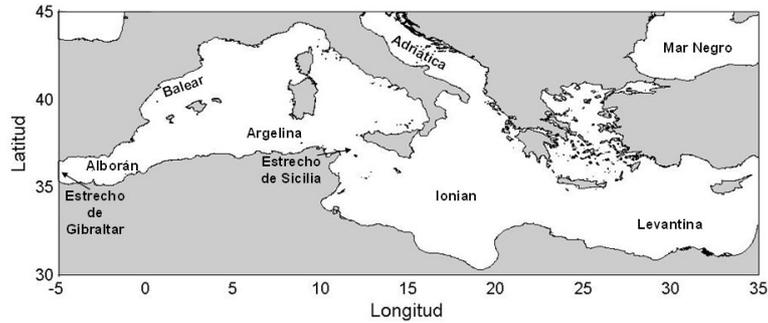


Figura 1.20. Principales cuencas y estrechos del Mar Mediterráneo.

Hay otra barrera subterránea entre España y Marruecos, con sólo 320 m de profundidad, que restringe la circulación a través del angosto Estrecho de Gibraltar (figura 1.21) y reduce las diferencias de nivel de las mareas lo que, junto con el alto nivel de evaporación, hace que el Mediterráneo sea mucho más salino que el Océano Atlántico. El Estrecho de Gibraltar es una separación natural entre dos mares: el mar Mediterráneo y el Océano Atlántico y entre dos continentes: Europa y África. Incluso geológicamente, el estrecho representa la fisura de las dos placas tectónicas: la placa de Eurasia y la placa Africana. Su longitud es de 14,4 km en su parte más angosta y su profundidad varía entre unos 280 m hasta algo menos de 1000 m (Figura 1.21).

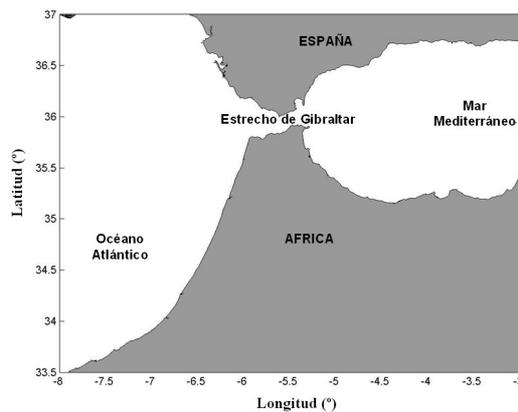


Figura 1.21. Mapa del Estrecho de Gibraltar.

Masas de agua, estacionalidad y circulación general en el Mediterráneo

La visión general de la circulación en el Mediterráneo es compleja y está compuesta por diferentes escalas temporales que interactúan entre sí, incluyendo la gran escala, la escala subcuenca y las estructuras de mesoescala (Robinson y Golnaraghi, 1994). La descripción más completa de la circulación general en el Mediterráneo se puede encontrar en las revisiones hechas por Millot (1999), Send et al., (1999) y Robinson y Golnaraghi (1994).

A continuación se describe de una manera esquemática, la circulación general en el Mediterráneo, extraída de diversos artículos de Fernández et al. (2005), Dietrich et al. (2004), Pinardi et al. (1993), Pinardi et al. (1997), Pinardi y Masetti (2000), Font et al. (1988), Font et al. (1995), de los estudios realizados por diversos grupos del Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados (IMEDEA, <http://www.imedeaiuib.es/>), así como de los trabajos realizados durante décadas sobre el Mediterráneo occidental por La Violette (1990) y sobre el Mediterráneo oriental por el POEM Group (1992).

En las capas superficiales el agua atlántica (AW) entra en el Mar Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar. Se asume entonces que el agua atlántica es modificada y pasa a llamarse MAW. Su trayectoria es generalmente ciclónica siguiendo el talud de todo el Mediterráneo a una profundidad de 100-200m (figura 1.22). En el Mar de Alborán, la circulación está dominada por uno o dos giros anticiclónicos de escala subcuenca (Viudez et al., 1998). Entonces, el MAW sigue a lo largo de la costa Africana y es llamada corriente de Argelia. Esta corriente costera es muy inestable y se forman muchos eddies a lo largo de la costa Africana. Por esta razón la cuenca de Argelia está caracterizada por una gran actividad de mesoescala. Algunos de estos remolinos crecen de tamaño y se separan de la costa alcanzando en algunos casos la parte meridional el Mar Balear (Ruiz et al., 2002). Cuando la corriente de Argelia alcanza el Estrecho de Sicilia, se bifurca en dos ramas. Una rama entra en el Mediterráneo este, mientras que la otra permanece en la cuenca Oeste siguiendo las costas de Francesas e Italianas y es llamada corriente del Norte (Millot, 1999). Esta corriente es también alimentada por el flujo hacia el norte del MAW, a lo largo del Este de Córcega. La corriente del Norte fluye por lo menos hasta el Canal de Ibiza. Durante la trayectoria del MAW desde Gibraltar hacia el Este, pierde gradualmente sus

características originales siendo más salada (debido a la evaporación) y más densa. Cuando la corriente del Norte alcanza la cuenca Balear, las viejas propiedades del MAW son muy diferentes de las que tiene el AW entrando por el Estrecho de Gibraltar en el Sur. Estas diferencias provocan que aparezca un frente de densidad que separa esas aguas. Este frente es llamado, frente Balear.

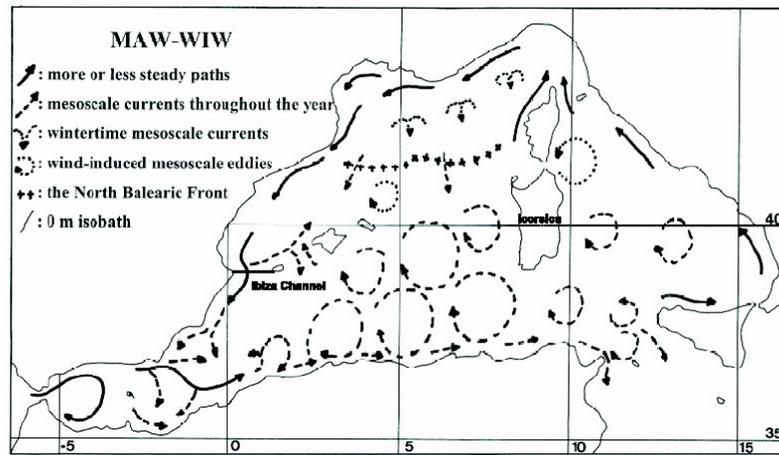


Figura 1.22. Circulación superficial esquemática en la cuenca oeste del Mar Mediterráneo (Fuente: Millot, 1999).

En el Oeste del Mediterráneo se produce la formación de masas de aguas intermedias y profundas. En el Golfo de León, los fuertes eventos de viento (Mistral) en invierno, producen convección y hundimiento, formando la Western Mediterranean Deep Water (WMDW) (MEDOC group, 1970). Durante inviernos suaves, ocurre el fenómeno de convección pero el hundimiento de las aguas no es suficiente para generar aguas profundas, formándose por tanto aguas a profundidades intermedias llamada Western Intermediate Waters (WIW) (Font et al., 1988).

La circulación en el Estrecho de Sicilia presenta un intercambio en dos capas, en la superficie donde el AW entra en la cuenca de Este y en las capas más profundas, la Levantine Intermediate Water (LIW), la cual se forma en la cuenca Levantina, entra en el Mediterráneo occidental. La circulación de esta masa de agua, que se observa entre los 200 y 800 m, es principalmente ciclónica alrededor de la periferia de la cuenca occidental, antes de salir al océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar.

En el Mediterráneo oriental, las aguas superficiales que entran desde el Estrecho de Sicilia, forman la Atlantic Ionian Current. Esta corriente se forma por la modificación de las aguas atlánticas, teniendo una salinidad de 38.5 psu. En la cuenca Ionian hay dos giros permanentes, uno anticiclónico, el Giro del Peloponeso y el Giro ciclónico de Creta (Figura 1.23). La Atlantic Ionian Current entra en la cuenca Levantina, la cuenca más al Este del Mediterráneo, donde las aguas llegan templadas y saladas en verano debido al exceso de evaporación superficial. Han sido observadas dos características permanentes en esta cuenca, el Giro anticiclónico Mersa-Matruth y el Giro ciclónico de Rodas. En invierno, los incrementos de densidad de las aguas superficiales hunden y mezclan las aguas, formando el LIW, la cual se propaga a una profundidad de 300-500 m, existiendo desde el Estrecho de Sicilia hasta el Mediterráneo occidental y por último, apareciendo en el océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar. El lugar de preferencia de formación del LIW es la región del Giro de Rodas. Sin embargo, existen observaciones de formación de agua intermedia en otras áreas de la cuenca Levantina (Lascaratots etl al., 1999).

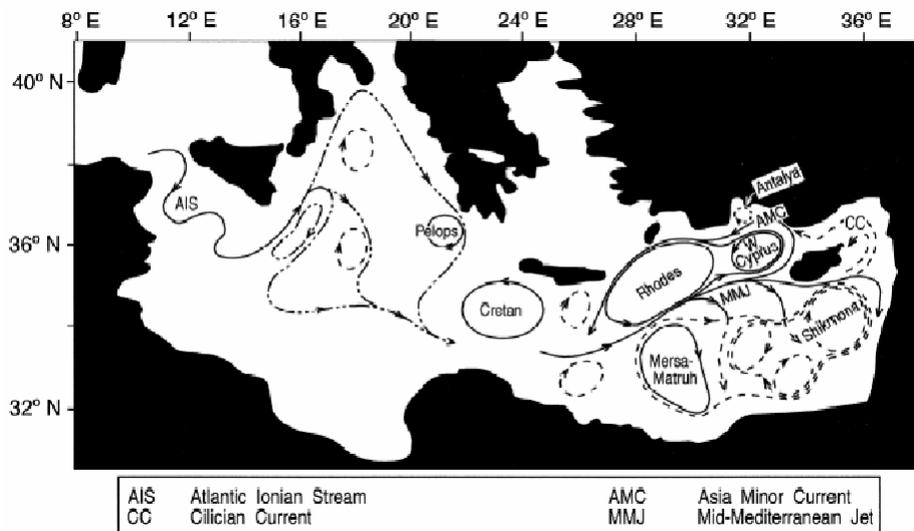


Figura 1.23. Circulación superficial esquemática en la cuenca este del Mar Mediterráneo. (Fuente: Robinson an Golnaraghi, 1994).

Como resumen, se puede ver el cuadro general de la circulación del Mediterráneo integrados por varios giros de escala sub-cueca y corrientes, conectados por fuertes chorros y corrientes costeras, todo ello mezclado con la variabilidad temporal de las principales corrientes y giros a diferentes escalas de tiempo, desde la escala estacional a la interanual y con fuertes actividades de mesoescala en diferentes

regiones (Pinardi y Masetti, 2000; Larnicol et al., 2002). Por lo tanto, la circulación del Mar Mediterráneo, se puede mirar como un sistema oceánico en el cual interactúan diversas escalas temporales y espaciales formando de este modo, una circulación general altamente variable.

El Golfo de Vizcaya

El Mar Cantábrico o Golfo de Vizcaya, es un mar litoral del Océano Atlántico Norte, que baña la costa Norte de España y la costa suroeste de Francia; constituye un mar de transición entre los mares fríos del Norte y los templados del trópico y comprende desde la Estaca de Bares (A Coruña, España), hasta la desembocadura del río Adur (Landas, Francia), cerca de Bayona (Figura 1.24). Fue bautizado por los romanos en el siglo I a. d. C como Cantabricus Oceanus (Océano de los cántabros) y en otras citas clásicas más antiguas aparece con el nombre de Britannicus Oceanus y Gallicus Oceanus.

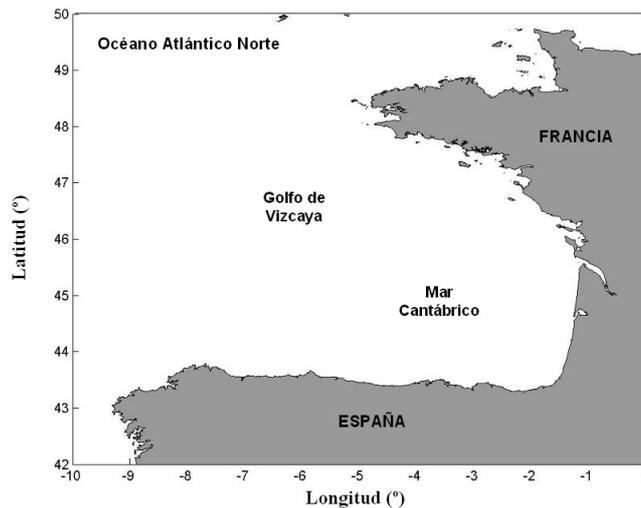


Figura 1.24. Mapa del Mar Cantábrico.

Masas de agua

La mayoría de las masas de agua presentes el Golfo de Vizcaya, tienen su origen en el Atlántico Norte o son el resultado de la interacción entre las aguas formadas en el Atlántico con el agua de origen Mediterráneo. Durante el invierno, la mezcla de las aguas profundas, más allá del talud continental, sobre los 40°N, genera también masas de agua presentes en la capas superiores (0-500 m), principalmente en la parte occidental del Golfo de Vizcaya. Este proceso está significativamente condicionado por la variabilidad interanual (Pollard et al., 1996).

Aguas superficiales

La Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) ocupa las capas superiores del Golfo de Vizcaya, se ve afectada por la mezcla invernal y está sometida a la variación estacional del agua superficial. ENACW se forma en dos áreas principales; una rama subpolar se forma al sur del la NAC y se propaga hacia el sur o el sudeste del Golfo de Vizcaya (Pollard et al., 1996), mientras que la rama subtropical se forma en el norte del margen de la Azores Current (aproximadamente en el límite meridional del área de convención) y se mueve en dirección norte-este, hacia la costa de la Península Ibérica (Pingree, 1997).

Dentro del Golfo de Vizcaya, la convección de invierno probablemente da un modo particular de agua ENACW (Fraga et al., 1982) que no parece experimentar intercambio significativo con las aguas atlánticas circundantes. Las dos principales ramas del ENACW convergen en la esquina noroeste de la Península Ibérica, donde la rama subpolar se hunde y se separa hacia el sur, bajo la rama subtropical, que tiende para perder su identidad, hacia el norte del área de convergencia (Fraga et al., 1982; Rios et al., 1992).

Aguas intermedias

El agua de origen mediterráneo, Mediterranean Overflow Water (MOW), ocupa los niveles intermedios de la columna de agua en el Golfo de Vizcaya fluyendo desde el Estrecho de Gibraltar. Como se describe con detalle capítulo 5 de esta Tesis, este

fenómeno, causa una afluencia superficial de agua atlántica hacia el Estrecho de Gibraltar, así como una salida del MOW en los niveles más profundos del Estrecho (Candela et al., 1989; Gründlingh, 1981). En el Golfo de Cádiz, las aguas calientes y salinas (12.7°C y 38.4), son muy densas y se hunden bajo el agua de origen atlántico hasta alcanzar un nivel de equilibrio. Fluye inicialmente hacia el Atlántico, hasta que su salinidad se reduce drásticamente mezclándose con el agua atlántica circundante. Las características de la temperatura y la salinidad de estos tres remolinos pueden apreciarse en la tabla 1.4.

Aguas profundas

La masa de agua profunda con más probabilidad de ser detectada en el Golfo de Vizcaya, es la Labrador Sea Water (LSW), principalmente en la parte noroeste del Golfo de Vizcaya (Fruchaud- Laparra et al., 1976).

Las características de la temperatura y la salinidad de las masas de agua descritas pueden apreciarse en la tabla 1.4.

Masas de Agua	Profundidad (m)	Temperatura Potencial (°C)	Salinidad	Anomalia de la Densidad Potencial (kg/m ³)
Eastern North Atlantic Central Water				
Rama Subtropical	< 300	> 12,5	> 35,75	> 27,05
Rama Subpolar	< 400	10,5-12,5	35,55-35,70	27,05-27,15
Golfo de Vizcaya	< 600	10,5-11,5	35,55-35,60	27,15-27,25
Mediterranean Water				
Superficial	400-700	11,8-12,2	35,80-35,90	27,20-27,30
Intermedia	700-900	10,5-13,5	35,8-36,80	27,40-27,65
Profunda	1000-1500	9,5-12,5	35,8-37,5	27,60-27,85
Eastern Atlantic Subartic Intermediate Water	500-1500	6,0-9,0	35,1-35,3	27,40-27,60
Labrador Sea Water	1500-3000	3,4-4,0	34,90-34,95	27,70-27,80
Lower Deep Water	> 3000	> 3,3	34,90-34,95	> 27,80

Tabla 1.4. Masas de Agua en la parte occidental del Golfo de Cádiz, de la Península Ibérica y en el Golfo de Vizcaya. (Fuente: OSPAR 2000).

Circulación general

La hidrodinámica de la zona, está dominada por:

- una circulación anticiclónica débil en la parte oceánica del Golfo de Vizcaya,

- una corriente de talud con un flujo que se dirige hacia el polo (Poleward slope current), debida al ajuste geostrófico que se produce por el gradiente de densidad perpendicular a la costa y que ocurre cuando el flujo que va hacia el Este y se encuentra con los contornos continentales,

- un afloramiento costero que se hace particularmente evidente a lo largo de la costa occidental de la Península Ibérica, así como en el sudoeste del Golfo de Vizcaya y es el resultado de la persistencia de los vientos ecuatoriales presentes durante la primavera y el verano con dirección Sur sobre la plataforma, que transporta las capas superiores de agua (en asociación con filamentos) mar adentro y para compensar transporta hacia la costa en los niveles subsuperficiales,

- un flujo de agua mediterránea que penetra desde la parte más occidental del Golfo y se sitúa sobre los 1000 m de profundidad,

- una circulación de plataforma gobernada por la combinación de los efectos de las mareas, las corrientes costeras inducidas por el flujo de los principales ríos y el viento, (OSPAR, 2000).

La parte oceánica del Golfo de Vizcaya está caracterizada por una débil (1-2 cm/s) y variable circulación anticiclónica (Saunders, 1982; Koutsikopoulos and Le Cann, 1996), así como por remolinos ciclónicos y anticiclónicos procedentes de la corriente de talud, Slope Current (Pingree and Le Cann, 1992a). En la figura 1.25, (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996), se puede apreciar de forma esquemática la circulación del Golfo de Vizcaya.

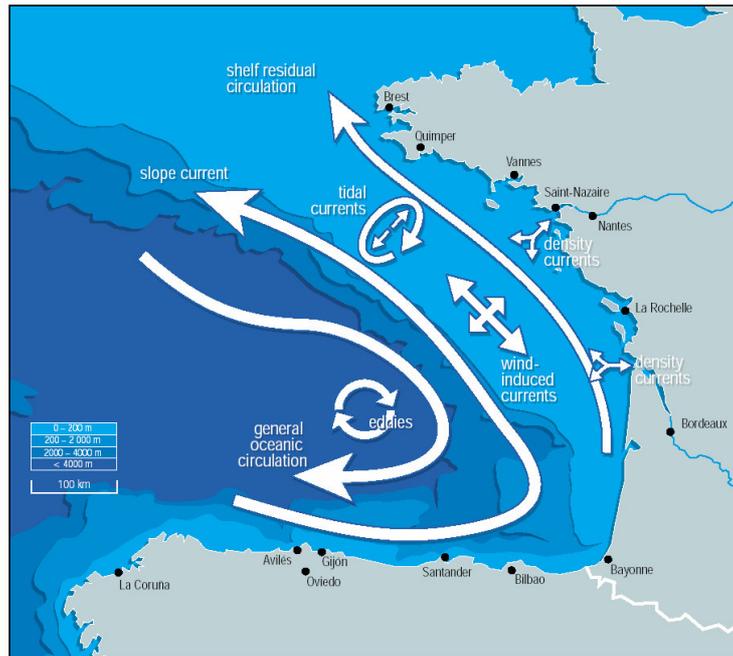


Figura 1.25. Circulación en el Golfo de Vizcaya (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996).

Como ya se ha comentado a lo largo de ésta Tesis, a menudo se observa una intrusión cálida y salina en la costa durante el invierno, atrapada a 50 km del borde de la plataforma, fluyendo hacia el polo con velocidades entre 20-30 cm/s y aumentando en la dirección del flujo (Frouin et al., 1990; Haynes and Brarton, 1990) y tiende a alcanzar el talud de la costa Cántabra en Navidad, de ahí su nombre dado por Pingree and Le Cann (1992b), “Corriente de Navidad”. Algunas veces se detectan sus características desde el Oeste del talud Ibérico, hasta al menos 46°N en el talud Armónico.

Los eddies ciclónicos tienen una vida relativamente corta y los eddies anticiclónicos una relativa larga vida. Pingree y Le Cann (1992a) se refieren a ellos como SWODDIES (Slope Water Oceanic Eddies). Con diámetros típicos de 100 km y profundidades aproximadas de 500 m, son alimentados por la corriente de talud y su influencia se siente hasta los 1500 m. Tienden a moverse hacia el Oeste en el Golfo de Vizcaya, transportando agua mar adentro y pueden por lo tanto, proporcionar un mecanismo para promover la mezcla en áreas de circulación.

El afloramiento costero es el proceso hidrodinámico más significativo que ocurre durante el verano en el Golfo de Vizcaya y la costa este de la Península Ibérica. Se desarrolla típicamente entre los meses de abril y octubre en respuesta a los

persistentes y estables vientos del norte (Wooster et al., 1976; Fiúza et al., 1982; Blanton et al., 1984). En la parte occidental de la costa Ibérica, el afloramiento costero se intensifica en periodos típicos de 4 a 10 días, la misma periodicidad que caracteriza la variabilidad de los forzamientos meteorológicos (Fiúza, 1983; Vitorino, 1989), decayendo durante periodos de calma y desvaneciéndose con inversiones del campo de viento.

Durante un evento de afloramiento, la capa de agua superficial se mueve mar adentro con el efecto combinado del viento, que se dirige hacia el ecuador actuando sobre la superficie y la fuerza de Coriolis (debida a la rotación de la Tierra). La continuidad requiere que el agua transportada mar adentro sea sustituida por agua costera de niveles más profundos. Esto ocurre dentro de un banda estrecha cuya anchura es del orden de 10 km y depende de la estratificación. Como el agua que aflora es más fresca que el agua superficial de alrededor, es fácilmente detectable mediante imágenes obtenidas con sensores remotos, de temperatura superficial del mar (figura 1.26).

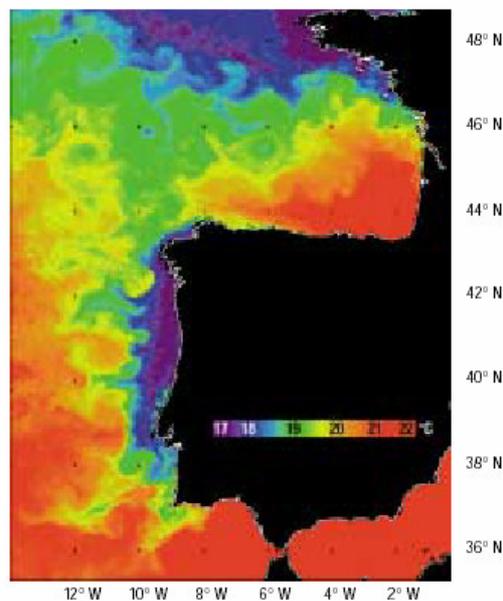


Figura 1.26. Imagen de temperatura superficial, que muestra un afloramiento cerca de la costa oeste de la Península Ibérica (2–8 Agosto de 1998). (Fuente: CCMS).

En la mayoría de los sistemas de afloramiento, el patrón de circulación inducido por episodios favorables del viento, es caracterizado por corrientes de plataforma a lo largo de la costa que son más fuertes que las componentes que atraviesan la plataforma

(Smith, 1981). En el plazo de un día de inicio del viento, un jet superficial hacia el ecuador se desarrolla en la costa y comienza a extenderse hacia abajo, mientras que el movimiento mar adentro como el evento del viento, persiste (Jorge da Silva, 1992). El flujo que atraviesa la plataforma es hacia mar adentro en la capa superficial, con un flujo hacia la costa en profundidades intermedias. En el norte de la costa Oeste de la Península Ibérica, la fuerza y la persistencia de los acontecimientos favorables del viento parecen determinar la profundidad a la cual penetra el jet costero, así como su posición exterior y el patrón de circulación del flujo que atraviesa la plataforma.

Los eventos de afloramiento también han sido descritos para la parte occidental del sur del Golfo de Vizcaya (Botas et al., 1990; Lavín et al., 1998). En Santander (en el sureste del Golfo de Vizcaya), se hacen evidentes en Junio. El evento de Junio de 1995 fue particularmente evidente y se puede observar en la secciones de la figura 1.27.

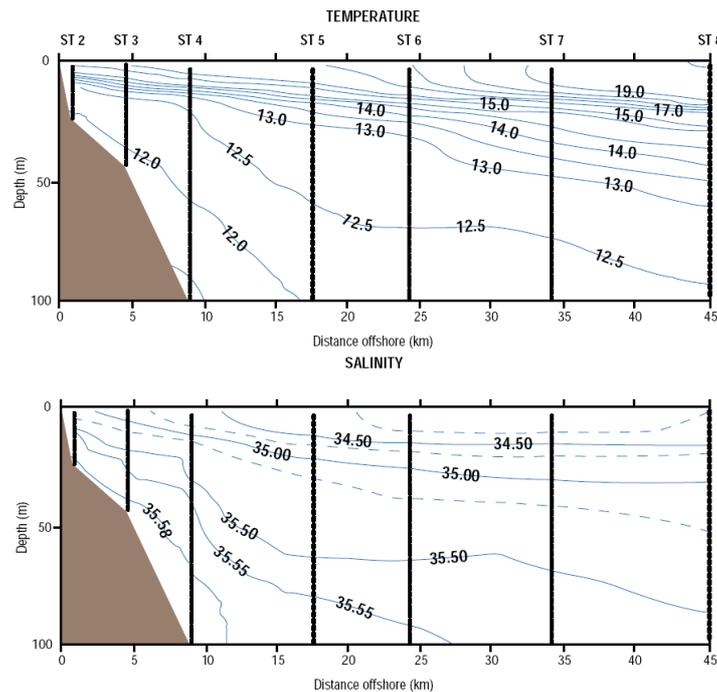


Figure 1.27. Secciones transversales sobre la plataforma de Santander ($3^{\circ} 47' W$) July 1995, de temperatura y salinidad. (Fuente: Lavín et al. (1998)).

La afluencia del agua de origen mediterráneo en el Atlántico, ha sido estimada en aproximadamente 0.7 Sv, y como ya se ha comentado a lo largo de este capítulo es un proceso altamente dependiente de los forzamientos atmosféricos. (Crépon, 1965;

Gründlingh, 1981; Lacombe y Richez, 1982; Candela et al., 1989; Ochoa y Bray, 1991; Bryden et al., 1994). Una vez que se alcanza la profundidad de equilibrio el flujo de agua mediterránea se divide en dos núcleos principales (Zenk, 1970; Âmbar y Howe, 1979a, b). El arrastre en sentido descendente del agua atlántica conduce a un aumento de casi diez veces en el transporte por debajo de la corriente que alcanza el Cabo San Vicente en el suroeste de la Península Ibérica (Smith, 1975; Ochoa y Bray, 1991). En este punto, algo del flujo de salida se propaga radialmente en el Atlántico Norte, mientras que la mayoría fluye alrededor del Cabo San Vicente y se desplaza hacia el Norte, a lo largo de la costa Oeste de la Península Ibérica, en un rango de profundidades entre 600-1300m (Howe, 1984; Zenk y Armi, 1990). El máximo intermedio de la salinidad es identificable a lo largo de todo el talud de la zona de estudio.

La extensión de agua mediterránea más allá de límite occidental de la zona de estudio, pasa por difusión, mezcla y turbulencia geostrofica. Este último es el mecanismo más importante para exportar calor, salinidad y contaminantes. Los remolinos (EDDIES) de mesoscala de agua mediterránea, MEDDIES, fueron observados por primera vez a finales de los años 70, son estructuras coherentes embebidas dentro de la columna de agua que transportan el agua mediterránea. Con diámetros típicos de 50 Km, extensiones verticales de 600-800 m y centrados alrededor de los 1000 m, tienen temperaturas y salinidades positivas y anomalías de más de 2.5°C y 1 psu respectivamente, concernientes al agua circundante. Contienen el equivalente de diez días de la contribución de la sal del mediterráneo (Armi y Zenk, 1984) y son capaces de transferir calor, sal y otros trazadores pasivos, miles de kilómetros a través del Atlántico (McDowell y Rossby, 1978; Drillet et al., 2005).

La mayoría de los MEDDIES ocurren entre 36°N y 39°N, y 8°W. Rotan anticiclónicamente (en el sentido de las agujas del reloj), durante periodos de 6-8 días correspondiéndose con velocidades azimutales de 20-30 cm/s, y están desplazados hacia el Sur de su aparente área de formación (Bower, 1996). Los mecanismos por los cuales se forman los MEDDIES están siendo actualmente objeto de una activa investigación (Käse et al., 1989; Griffiths and Linden, 1981; Nof, 1990). Su formación está aparentemente relacionada con cambios bruscos en la topografía del fondo, aunque no está claro si el factor clave es el cambio en la dirección del contorno o la presencia de cañones submarinos (Pichevin an Nof, 1996, Bower, 1996).

1.1.3. Modelado Numérico de la Circulación Oceánica.

Como ya se ha descrito a lo largo de este capítulo, el océano se encuentra en constante movimiento debido a su continua interacción con la atmósfera, que además de transferir cantidad de movimiento a través del viento, modifica la temperatura y la salinidad de las capas superficiales del océano haciendo que existan zonas de diferente densidad. Estos gradientes de densidad generan lo que se conoce por corrientes baroclínicas, que junto con los efectos de la rotación terrestre, los efectos del viento y la morfología de las cuencas oceánicas son los responsables del movimiento oceánico a gran escala. En las últimas décadas, se ha reconocido la gran importancia de estas corrientes a gran escala, ya que su variabilidad tiene un gran efecto en los patrones atmosféricos. Más aún, el conocimiento de las características físico químicas del agua y de su variabilidad a lo largo del tiempo y del espacio, puede esclarecer ciertas cuestiones de gran interés en la actualidad, como el calentamiento global y el cambio climático.

Uno de los métodos más eficientes para el estudio del comportamiento de la circulación oceánica a gran escala corresponde al modelado numérico, es decir, la resolución numérica de las ecuaciones que gobiernan el movimiento de los fluidos geofísicos. El motivo se debe a que las mediciones a lo largo de toda la columna de agua solamente pueden realizarse puntualmente y por lo tanto, no permiten obtener una visión global de la circulación. Además, cabe destacar que en las dos últimas décadas, el desarrollo tecnológico en el área de los sistemas de computación ha permitido un gran desarrollo en el campo del modelado numérico (tanto en la meteorología como en la oceanografía).

En la actualidad, existen en el ámbito de la circulación oceánica general, diversos tipos de modelos aceptados por la comunidad científica. Cada uno de ellos se considera adecuado para un tipo de problema. Haidvogel y Beckmann (1998), muestran una gran cantidad de modelos, sus características y diferencias con el resto. La descripción completa de cada uno de los diferentes modelos así como muchos de sus códigos, puede encontrarse sin ningún problema en la Web específica de cada modelo.

En la tabla 1.5, se muestran algunos de los principales modelos de circulación oceánica actuales, pero se debe tener en cuenta que todos estos modelos, están en constante desarrollo y que se realizan continuas pruebas para evaluar su aplicabilidad y cuantificar las mejoras de los mismos.

MODELOS OCEÁNICOS TRIDIMENSIONALES	
BOM (Bergen Ocean Model) http://www.mi.uib.no/BOM/	MOM The GFDL Modular Ocean Model http://www.gfdl.gov/~smg/MOM/MOM.html
COHERENS (COupled Hydrodinamic Ecological model for REgional Shelf seas) http://www.mumm.ac.be/~patrick/mast/	NCOM (NCAR CSM Ocean Model) http://www.cesm.ucar.edu/models/ocn-ncom/
DieCAST (Dietrich Center for Air Sea Technology) http://efd.as.ntu.edu.tw/research/diecast/index.html	NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) formerly OPA http://www.nemo-ocean.eu/
ECBILT/CLIO and ECBILT http://www.knmi.nl/onderzk/CKO/ecbilt.html	NLOM (Navy Layered Ocean Model) http://www7320.nrlssc.navy.mil/global_nlom/
ECOM-si : Estuarine, Coastal and Ocean Model (semi-implicit) http://woodshole.er.usgs.gov/operations/modeling/	OCCAM (Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project) http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/OCCAM/
ELCIRC (Eulerian-Lagrangian CIRCulation) http://scoop.sura.org/Models/details.pl?model=ELCIRC	OPNML (Ocean Processes Numerical Modeling Laboratory) http://www.opnml.unc.edu/
FMS (Flexible Modeling System) http://www.gfdl.noaa.gov/~fms/	PEQMOD (Primitive Equation Model) http://www.cgd.ucar.edu/gds/svn/
FRAM (Fine Resolution Antarctic Model) http://www.mth.uea.ac.uk/ocean/fram.html	POCM (Parallel Ocean Circulation Model) http://www.oc.nps.edu/~rtt/POCM_info.html
FVCOM (Finite Volume Community Ocean Model) http://fvcom.smast.umassd.edu/FVCOM/index.html	POGCM (Poseidon Ocean General Circulation Model) http://grads.iges.org/poseidon/index.html
GMODEL (Linear Coupled Model of the Equatorial Pacific) http://www.knmi.nl/onderzk/CKO/gmodel.html	POM (Princeton Ocean Model) http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs/pom/
GOTM (General Ocean Turbulence Model) http://www.gotm.net/	POP (Parallel Ocean Program) http://climate.lanl.gov/Models/POP/
HIM (Hallberg Isopycnal Model) http://www.gfdl.gov/~rwh/HIM/HIM.html	POSUM (Parallel Oregon State University Model) http://gcmd.nasa.gov/records/POSUM-ORST.html
HOPE (Hamburg Ocean Primitive Equation Model) http://www.mad.zmaw.de/service-support/documents/reports/	PSTSWM (Parallel Spectral Transform Shallow Water Model) http://www.csm.ornl.gov/champp/pstswm/
HOPS (Harvard Ocean Prediction System) http://mseas.mit.edu/archive/HOPS/	QTCM (Quasi-equilibrium Tropical Circulation model) http://www.atmos.ucla.edu/~csi/QTCM/qtc.html
HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model) http://hycom.rsmas.miami.edu/	ROMS (Regional Ocean Model System) http://www.ocean-modeling.org
LOAM (Lamont Ocean-AML Model) http://www.ldeo.columbia.edu/research/ocean-climate-physics/	SEA (The Southampton - East Anglia Parallel Ocean Circulation Model) http://www.mth.uea.ac.uk/ocean/SEA/
LSM (Large Scale Models) http://www.ocean-modeling.org/	STSWM (NCAR Spectral Transform Shallow Water Model) http://www.csm.ornl.gov/champp/pstswm/
MICOM (Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model) http://oceanmodeling.rsmas.miami.edu/micom/	SEOM (Spectral Element Ocean Model) http://iom.asu.edu/index.cfm?fuseaction=participants.model&ID=4
MITgcm (MIT General Circulation Model) http://mitgcm.org/	TOMS (Terrain following Ocean Modeling System) http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom

Tabla 1.5. Modelos de circulación oceánica tridimensional (Fuente: <http://www.ocean-modeling.org/>).

En el caso del modelado numérico de la circulación oceánica en el dominio de estudio de esta Tesis, el océano Atlántico Norte, incluyendo el Mar Mediterráneo, el Estrecho de Gibraltar y el Golfo de Vizcaya, no existen muchos estudios que hayan cubierto dicha zona de una manera global. Se resumen a continuación algunos de los estudios más destacados realizados en los últimos años, sobre la circulación oceánica en el Océano Atlántico Norte.

Özgökmen et al. (2001), simuló la circulación del Atlántico Norte con el objetivo de establecer la relación entre el flujo de agua mediterránea presente en el Golfo de Cádiz y la Corriente de Azores, a partir del modelo MICOM (Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model). Willebrand et al. (2001), estudió a partir de tres modelos de circulación diferentes, GFDL-MOM, MICOM y SPEM, las características de circulación en el Océano Atlántico Norte. Johnson et al. (2002), aplicó el modelo oceánico tridimensional OCCAM (Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project), para estudiar la costa suroeste de la Península Ibérica y al Oeste del Estrecho de Gibraltar.

Smith et al. (2000) y Maltrud y McClean (2005), simularon en sus estudios la circulación oceánica del Océano Atlántico Norte, mediante el modelo POP (Parallel Ocean Program). Drillet et al. (2005), simuló el Mediterráneo (hasta 0° E), junto con el Océano Atlántico Norte para estudiar los MEDDIES, mediante el modelo PAP (North Atlantic and Mediterranean Sea Prototype). Calmanti et al. (2005), estudió la relación de el giro meridional de la circulación del océano Atlántico y el flujo de agua de agua mediterránea. Wu et al. (2007), estudió los efectos del flujo de agua mediterránea en la circulación y el clima del Océano Atlántico, a través del modelo de circulación POM (basado en el modelo POP, Parallel Ocean Program).

Cailleau et al. (2008), simuló el Océano Atlántico Norte con diferentes modelos numéricos oceánicos y realizó un comparación de las diferencias de la circulación en el Golfo de Vizcaya. Forget et al. (2008), combinó un modelo de circulación oceánica con perfiles Argo en el Atlántico Norte y estimó las anomalías de la circulación en dicha zona. Timmermann et al. (2009), logró simular todo el océano atlántico, incluyendo el mar mediterráneo y los polos mediante el modelo FEOM (que proviene del modelo en elementos finitos del Océano Noratlántico, FENA), y estudió la circulación oceánica y

la distribución de hielo marino en dichas zonas. Born et al. (2009), estudió la circulación oceánica del intercambio de los mares nórdicos y la respuesta del giro subpolar en el Atlántico.

Eden y Greatbatch (2009), realizaron un diagnóstico de los eddies de mesoescala en el Océano Atlántico, a partir del acoplamiento de un modelo de circulación oceánica y un modelo biogeoquímico. Griffies et al. (2009), estudiaron la respuesta de la circulación oceánica global en todos los mares y océanos del mundo, mediante el acoplamiento de diversos modelos oceánicos y modelos de hielo marino (NCAR-POP, FSU-HYCOM, NCAR-POP, GFDL-MOM, GFDL-HIM, KNMI-MICOM, Kiel-ORCA).

1.1.4. Técnicas de aprendizaje automático

Del mismo modo que ocurre con el modelado numérico de la circulación oceánica en la zona de estudio (Atlántico Norte, Estrecho de Gibraltar, Mar Mediterráneo y Golfo de Vizcaya), una de las herramientas que se utilizará en esta Tesis (capítulo 6), las *Redes Neuronales Auto-Organizativas* (Self Organizing Maps, SOM), no se han utilizado en muchas ocasiones hasta la fecha, para el estudio de variables oceanográficas como pueden ser las componentes u y v de la velocidad de la corriente.

Las SOM, son redes competitivas, especialmente indicadas para trabajar en espacios de alta dimensionalidad, ya que permiten organizar y visualizar los datos de forma intuitiva y eficiente, proyectándolos en un espacio arbitrario (normalmente una retícula de dos dimensiones), así como establecer relaciones de vecindad entre patrones próximos (Kohonen, 2001).

En los últimos años han sido numerosas las aplicaciones que han utilizado las ventajas de esta técnica (Oja y Kaski, 1999 y referencias incluidas). En meteorología por ejemplo, la aplicación ha sido reciente (Hewitson and Crane 2002; Hsu et al., 2002; Hong et al., 2005, Gutiérrez et al., 2005), y como ya se ha comentado anteriormente, en oceanografía solo hay unos pocos estudios que se hayan valido de dicha técnica para el análisis de los datos.

Ainsworth (1999) y Ainsworth y Jones (1999), estudiaron la estimación de la clorofila a partir de datos de satélite. Silulwane et al. (2001) y Richardson et al. (2002), identificaron perfiles de clorofila en el océano, a partir de SOM. Hardman-Mountford et al. (2003), relacionaron datos reales con datos de altimetría, Ultsch y Röske (2002), predijeron el nivel del mar, y Richardson et al. (2003) y Risien et al. (2004), extrajeron temperatura superficial y patrones de viento a partir de datos de satélite mediante SOM.

Lui et al. (2005), estudió los patrones de la variabilidad de la corriente al Oeste de Florida, Reusch et al. (2007), la cobertura de hielo marino en la Antártida y Lee et al. (2008), estudiaron las características del oxígeno disuelto en fondo en Long Island, mediante SOM.

1.2. Objetivos de la Tesis

El objetivo principal de esta Tesis consiste en generar series temporales de corrientes oceánicas en el Atlántico Norte y el Mar Mediterráneo, para identificar patrones de circulación en la zona del litoral español.

Para lograr este objetivo general, se han planteado una serie de objetivos parciales o específicos, que surgen ante la necesidad de subsanar las deficiencias que se han evidenciado a medida que se ha ido desarrollando esta Tesis. Como objetivos parciales se plantean:

- La búsqueda de un modelo oceánico con las características numéricas requeridas para la simulación de la circulación oceánica.
- Puesta a punto del modelo escogido para las características de la zona de estudio.
- Validación de los resultados.
- Uso de herramientas estadísticas para la organización de los resultados.

1.3. Organización y estructura de la Tesis

Para facilitar el seguimiento e ilustrar de forma clara el contenido de esta Tesis, se ha dividido el documento en diferentes capítulos donde se abordan los distintos objetivos propuestos, así como la forma de llevar a cabo cada uno de ellos. A continuación, se muestran los contenidos de cada capítulo:

Capítulo 1. Introducción: En este capítulo dedicado a la introducción, se presentan detalladamente los motivos por los cuales se desarrolla esta Tesis y se responde a la pregunta de por qué es importante lo que vamos a estudiar. Después, se formula el objetivo general y se expone la aportación concreta que hace esta tesis al conocimiento actual. A continuación, se analiza el estado del arte que sirve como base para justificar el camino escogido para el desarrollo de esta tesis y como consecuencia de ello, también sirve para establecer objetivos parciales específicos, que son los responsables de la estructura final de este documento.

Capítulo 2. Modelo Oceánico de Circulación: En este capítulo se describen las generalidades del modelo numérico utilizado, las ecuaciones de gobierno que resuelve y los esquemas numéricos que utiliza para ello.

Capítulo 3. Descripción del Modelo MEDiNA: En este capítulo se describen las implementaciones que se han realizado al modelo oceánico de circulación, la puesta a punto del modelo en lo que se refiere a la forma en que el modelo se ejecuta, el dominio de estudio, la condición inicial utilizada, las condiciones de contorno impuestas o los forzamientos utilizados.

Capítulo 4. Validación del Modelo: En este capítulo se validan los resultados obtenidos tras la simulación. Para ello se muestra en primer lugar cómo el sistema ha alcanzado su equilibrio dinámico a partir del cual se considera que los resultados comienzan a ser fiables, y se validan mediante la comparación con datos proporcionados por una base de datos adecuada para dicho propósito. Además, se muestra la correlación de los valores obtenidos, con los valores estimados de las

principales corrientes en canales y estrechos, así como la localización de las principales masas de agua.

Capítulo 5. Resultados Obtenidos: En este capítulo se exponen, describen y analizan los principales resultados obtenidos tras la simulación del flujo de agua mediterránea saliendo hacia el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar.

Capítulo 6. Patrones de Circulación y variabilidad en el Golfo de Vizcaya: En este capítulo se describen las diferentes técnicas utilizadas para el análisis de los resultados y se muestran los resultados obtenidos tras el análisis de los mismos con dichas técnicas: los diferentes patrones de circulación y su relación con los patrones atmosféricos en el Golfo de Vizcaya y Mar Mediterráneo.

Capítulo 7. Conclusiones generales y futuras líneas de investigación: En este capítulo se resumen las conclusiones más importantes obtenidas tras el desarrollo de esta Tesis y se exponen las futuras líneas de investigación a seguir.

Capítulo 8. Bibliografía y Publicaciones derivadas de la investigación doctoral: En este apartado se incluyen las referencias bibliográficas citadas en el texto, así como las publicaciones derivadas de la investigación doctoral.

Anejos:

Anejo I: Esquema reducido de dispersión de cuarto orden

Anejo II: Desarrollo numérico del esquema leap-frog

Anejo III: Relación entre los patrones atmosféricos y oceánicos en el Mar Mediterráneo.