

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA



TESIS DOCTORAL

**AGUA CENTRAL NORATLÁNTICA. MODOS Y VARIABILIDAD EN EL
ATLÁNTICO CENTRO ORIENTAL (ESTOC)**

ANDRÉS CIANCA AGUILAR

Las Palmas de Gran Canaria, 2003

55/2002-03
UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
UNIDAD DE TERCER CICLO Y POSTGRADO

Reunido el día de la fecha, el Tribunal nombrado por el Excmo. Sr. Rector Magfco. de esta Universidad, el/a aspirante expuso esta TESIS DOCTORAL.

Terminada la lectura y contestadas por el/a Doctorando/a las objeciones formuladas por los señores miembros del Tribunal, éste calificó dicho trabajo con la nota de SOBRESALIENTE

CUM LAUDE

Las Palmas de Gran Canaria, a 24 de mayo de 2003.

El/la Presidente/a: Dra. D^a. Esther Pérez Martell

El/la Secretario/a: Dr. D. José Joaquín Hernández Brito

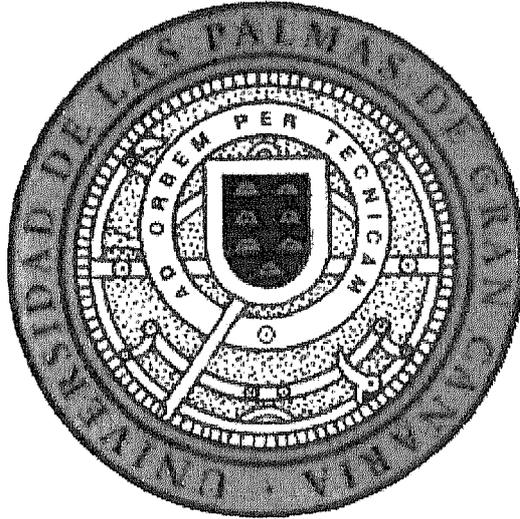
El/la Vocal: Dra. D^a. Susanne Neuer

El/la Vocal: Dr. D. Luis García Weil

El/la Vocal: Dr. D. Argeo Rodríguez de León

El/la Doctorando/a: D. Andrés Cianca Aguilar

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA



TESIS DOCTORAL

AGUA CENTRAL NORATLÁNTICA
MODOS Y VARIABILIDAD EN EL ATLÁNTICO CENTRO
ORIENTAL (ESTOC)

ANDRÉS CIANCA AGUILAR

2003

**OCTAVIO LLINÁS GONZÁLEZ, Profesor asociado
del Departamento de Física de la Universidad de Las Palmas de
Gran Canaria.**

HAGO CONSTAR: Que la presente memoria titulada “ **AGUA
CENTRAL NORATLÁNTICA; MODOS Y VARIABILIDAD EN EL
ATLÁNTICO CENTRO ORIENTAL (ESTOC)**” ha sido realizada bajo mi
dirección por el Licenciado D. Andrés Cianca Aguilar y constituye su tesis para
optar al grado de Doctor en Ciencias del Mar.

Y para que así conste a los efectos oportunos, firmo la presente en Telde a
seis de Marzo de dos mil tres.

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA

TESIS DOCTORAL

AGUA CENTRAL NORATLÁNTICA
MODOS Y VARIABILIDAD EN EL ATLÁNTICO CENTRO
ORIENTAL (ESTOC)

Memoria presentada por el licenciado D. Andrés Cianca Aguilar, para optar al grado de Doctor en Ciencias del Mar. Dirigida por el Dr. D. Octavio Llinás González.

El Director

El Doctorando

Las Palmas de Gran Canaria, Marzo de 2003

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a las campañas realizadas por el grupo GOOD del Instituto Canario de Ciencias Marinas en la estación ESTOC. Es por ello, quiero agradecer a todos los participantes de estas campañas, investigadores y miembros de las tripulaciones, su colaboración en la obtención de los datos.

Quiero manifestar mi principal agradecimiento a la Doctora María José Rueda López como coordinadora de los proyectos y trabajos que se llevan a cabo en el Departamento de Oceanografía del ICCM y al Doctor Octavio Llinás González como Director que han hecho posible esta tesis.

A todos mis compañeros del departamento, personal técnico y administrativo del ICCM por sus muestras de amistad y su buen hacer en las tareas cotidianas.

Finalmente a mi familia, en especial a mi madre que ha luchado toda su vida para que sus hijos fueran felices y a mi mujer que pacientemente favorece que pueda realizar esta actividad tan absorbente.

Gracias.

A mis padres

AGUA CENTRAL NORATLÁNTICA

MODOS Y VARIABILIDAD EN EL ATLÁNTICO CENTRO ORIENTAL (ESTOC).

En esta tesis se realiza un estudio exhaustivo del tramo de la columna de agua correspondiente al Agua Central Noratlántica en la estación ESTOC (estación Europea de Series Temporales Oceánicas de Canarias). Se han obtenido las características termohalinas y su variabilidad temporal además de otras variables dependientes que ayudan a determinar las Masas de Agua. Se ha hecho también un amplio estudio del Agua Superficial buscando su conexión con el Agua Central Noratlántica.

Por otro lado, se ha hallado la relación existente entre la Temperatura y la Salinidad para el tramo correspondiente al Agua Central Noratlántica mediante la determinación del mejor ajuste polinómico por mínimos cuadrados. Se han buscado señales de los procesos de mezcla por doble difusión, calculando para ello el ratio de la densidad descrito por Schmitt (1981) y analizando su relación con el proceso de convección en el área del ESTOC. Se han definido los Modos que forman el Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE), obteniendo sus rangos y valores característicos en el ESTOC. Además se ha estudiado su variabilidad a lo largo de la serie temporal, estudiando las tendencias más significativas de las propiedades de dichos Modos. Finalmente, se ha establecido la coincidencia entre la posición de los picnóstatos y la situación de las isotermas características de los Modos.

INDICE

1. PLANTEAMIENTO GENERAL

1.1 Introducción.	1
1.2 ESTOC (Estación Europea de Series Temporales Oceánicas en Canarias).	4
1.3 Objetivos.	11

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1 Descripción de los datos.	12
2.2 Control de Calidad.	17

3. EL AGUA CENTRAL NORATLÁNTICA

3.1 Introducción.	20
3.2 La formación del Agua Central.	22
3.2.1 La ventilación del océano: convección - subducción.	22
3.2.2 Dinámica de la capa superficial y termodinámica de los procesos de subducción.	25
3.2.3 Desarrollo de los modelos continuos. Aplicabilidad en el análisis de modelos numéricos observacionales.	27
3.3 Aguas Modales.	31
3.3.1 Características generales y observación de las Aguas Modales.	33
3.3.2 Aguas Modales del Atlántico Norte.	36

4. OBSERVACIONES Y RESULTADOS

4.1 Características termohalinas en el ESTOC.	41
4.2 Obtención de la relación Temperatura- Salinidad del Agua Central NorAtlántica en el ESTOC.	44

4.3 El ratio de densidad y su variabilidad temporal.	49
4.4 Agua Superficial.	58
4.4.1 Temperatura.	58
4.4.2 Salinidad.	66
4.4.3 Densidad.	70
4.4.4 Capa de mezcla. Termoclina, haloclina y picnoclina.	72
4.4.5 Distribuciones temporales de Temperatura, salinidad y densidad en superficie.	76
4.5 Agua Central NorAtlántica del Este (ACNAE). Sus Modos y la variabilidad en el ESTOC.	80
4.6 Agua Modal SubPolar (AMSP).	90
4.7 Agua Modal de Madeira (AMM).	110
4.8 Agua Modal del Frente de Azores (AMFA).	127
4.9 Distribuciones temporales de las propiedades físicas.	140

5. DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA Y VARIABILIDAD DE LOS MODOS EN SUS ÁREAS DE DISTRIBUCIÓN.

5.1 Distribución geográfica de las Aguas Modales.	148
5.2 Descripción de las observaciones obtenidas con OPF, su comparación con la climatología de Levitus (1994) y con las observaciones en la estación ESTOC.	151

6. CONCLUSIONES

164

7. BIBLIOGRAFÍA

169

1. PLANTEAMIENTO GENERAL.

1.1 Introducción

Los estudios de series temporales largas en medios acuáticos y terrestres han contribuido significativamente al desarrollo de las ciencias del océano y de la tierra, mediante la caracterización de los procesos condicionados por las tendencias climáticas. Algunos ejemplos resaltables son el reconocimiento de la lluvia ácida (Hubbard Brook long term ecological study, Vermont; Likens et al., 1977), la constatación del incremento del dióxido carbónico (CO₂) en la atmósfera (Keeling et al., 1976) y la descripción de las interacciones atmósfera - océano a gran escala en el Océano Pacífico ecuatorial (Southern Oscillation Index; Troup, 1965).

Las variables climáticas observadas durante largos periodos de tiempo son extremadamente importantes en el océano, si bien en la actualidad todavía son poco frecuentes. La toma de medidas oceanográficas de forma repetida es imprescindible para el entendimiento de los procesos o fenómenos naturales. Éstos se muestran como cambios lentos o irregulares, así como en aquellos eventos muy rápidos imposibles de caracterizar desde campañas singulares. Los estudios con series temporales son también apropiados para la determinación de procesos biológicos complejos. El examen de datos derivados de las pocas series temporales largas existentes sobre el océano ha provisto la justificación suficiente para establecer nuevas opciones de estudio (Wiebe et al., 1987).

Los océanos juegan un papel crucial en la variabilidad climática ya que, entre los procesos que regulan, está su capacidad de almacenar y transportar calor y carbono desde o hacia la atmósfera (Barnett, 1978). Ambos, pueden ser introducidos en un punto determinado desde varias fuentes y ser devuelto a lo largo del tiempo a la atmósfera, en lugares diferentes. Existe intercambio océano - atmósfera de calor y de

carbono y este segundo sufre pérdidas a causa de la sedimentación hacia el fondo marino. Las concentraciones globales del CO₂ en la atmósfera están parcialmente controladas por el océano (Sarmiento y Toggweiler, 1984; Dymond y Lile, 1985). El océano mundial ha podido actuar de sumidero y eliminar una porción significativa del CO₂ antropogénico añadido a la atmósfera, aunque la proporción precisa entre las cantidades absorbidas por el océano y las absorbidas en la superficie no es conocida (Tans et al., 1990; Keeling y Shertz, 1992; Quay et al., 1992).

Desde las primeras épocas de exploración oceánica, más de 100 años atrás (Thomson, 1877), se planteó que para conocer el medio marino y sus interfases era necesario realizar estudios multidisciplinarios y observaciones de campo extensivas. El progreso en este sentido ha estado limitado por la variabilidad espacio - temporal del sistema y por los impedimentos logísticos para llevar a cabo las observaciones. Consecuentemente, nuestra visión actual de la mayoría de los complejos procesos oceanográficos es probablemente parcial (Dickey, 1991; Wiggert et al., 1994). La entrada en funcionamiento de los satélites, a pesar de sus limitaciones, ha aportado mayores perspectivas para el conocimiento de la variabilidad.

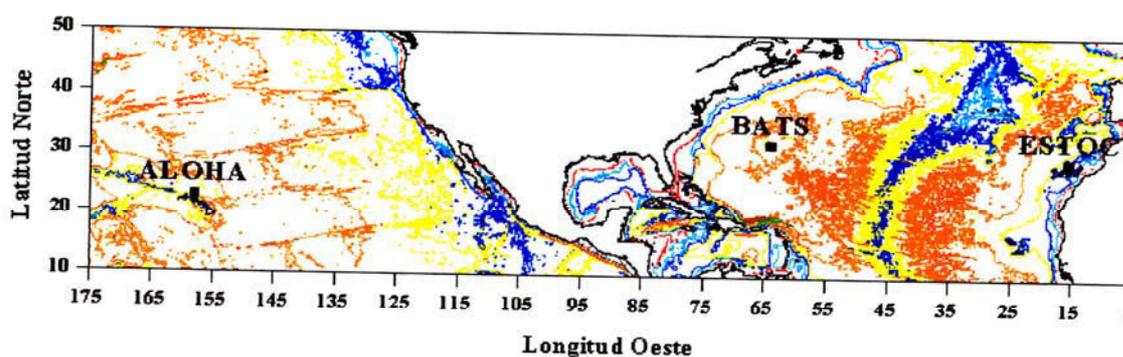


Fig. 1.1,1 Localización de las estaciones fijas ALOHA (HOT), BATS y ESTOC

En 1988, dos estaciones oceánicas para series temporales se establecieron en las aguas de Estados Unidos mantenidas por U. S. National Science Foundation (NSF). Una de ellas, está situada en el océano Atlántico norte, en la posición 31° 50' N; 64° 10' W cerca de la histórica estación hidrográfica Panulirus, bajo las siglas

BATS (Bermuda Atlantic Time series Study). La otra, estaba localizada en el océano Norpacífico subtropical, en la posición 22° 45' N; 158° W cerca de las Islas Hawaii y se llamó HOT (Hawaii Ocean Time-series) emplazándose en la misma situación que la estación ALOHA (A Long term Oligotrophic Habitat Assesment), de tal forma que facilitaba la posibilidad de estudios complementarios.

El objetivo principal en la primera fase de cinco años (1988 - 1993) de HOT fue establecer y mantener una estación de aguas profundas, como base para observar e interpretar la variabilidad física y bioquímica. El diseño incluía medidas repetidas de un conjunto de parámetros básicos en intervalos de un mes aproximadamente, la preparación de los datos y su distribución rápida a la comunidad científica.

El programa internacional de observación WOCE (World Ocean circulation Experiment) se desarrolló para obtener un mejor entendimiento de la circulación general de los océanos mundiales, modelar su estado presente y predecir su evolución de acuerdo a los procesos atmosféricos y la variabilidad climática. En este sentido, incluyó la necesidad de establecer estaciones fijas para la adquisición de series temporales largas que fueran mantenidas mediante el uso de barcos de investigación. Los objetivos principales eran identificar cambios en las masas de agua profundas, proveer de información sobre la evolución temporal de la Temperatura y la Salinidad que sirviera de complemento a las estaciones hidrográficas singulares, y la posibilidad de usar estos datos de precisión en la comparación y corrección de las observaciones hechas desde buques de oportunidad o sensores remotos. Paralelamente, se llevó a cabo otro programa internacional llamado JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) cuyo objetivo era determinar y entender tanto los flujos variables del carbono en el tiempo como sus elementos biogénicos asociados en el océano. Así mismo, evaluaban los cambios relacionados con la atmósfera, el fondo marino y los límites continentales. Al igual que WOCE, recoge la necesidad de establecer estaciones fijas y durante el periodo de desarrollo se crearon hasta ocho programas de series temporales oceánicas, incluyendo las dos anteriormente descritas. Estas estaciones fueron:

ESTOC (European Station Time-series in the Ocean, Canary Islands).

DYMAFED (Dynamique des Flux Atmosphériques Méditerranée).

KERFIX (Kergulen point fixe).

KNOT (Kyodo Northwest Pacific Ocean Time-series).

OSP (Ocean Station Papa).

SEATS (Southeast Asia Time-series).

1.2 ESTOC (Estación Europea de Series Temporales en Canarias)

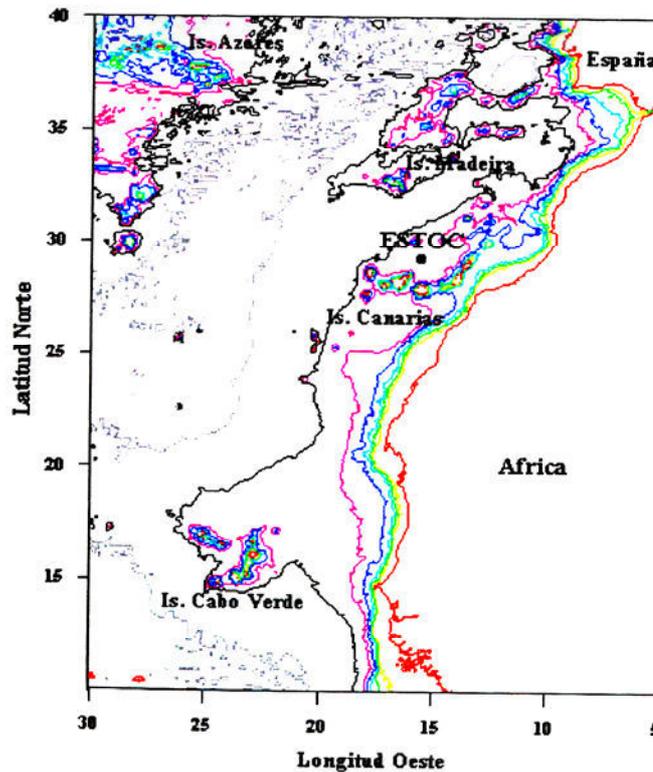


Fig. 1.2,1 Mapa de situación de la estación ESTOC y su entorno

En el contexto marcado por los programas internacionales, las Islas Canarias se presentaban como una buena localización para establecer una estación con las características convenientes. Su situación geográfica, dentro de la recirculación este de la corriente del Golfo, constituido por la corriente de Canarias, la proximidad e

influencia del afloramiento del noroeste africano, estar afectadas por la deposición de partículas eólicas procedentes del Sahara y la presencia de varias instituciones de investigación marina, residentes en el archipiélago y con capacidad de contribuir a las operaciones logísticas, convertían a las Islas Canarias en el lugar idóneo para fijar la estación.

El grupo de Física marina del Institut Für Meereskunde (IFMK) de la Universidad de Kiel, que ya disponía de numerosas series de observaciones en la cuenca canaria, el Instituto Español de Oceanografía (IEO) y el Instituto Canario de Ciencias Marinas (ICCM), que residían en el área, y el Departamento de Geofísica en la Universidad de Bremen (UB) conjuntaron esfuerzos y establecieron la estación ESTOC (estación Europea de Series Temporales Oceánicas de Canarias).

Occupación de la Estación ESTOC Enero1994-Junio2002

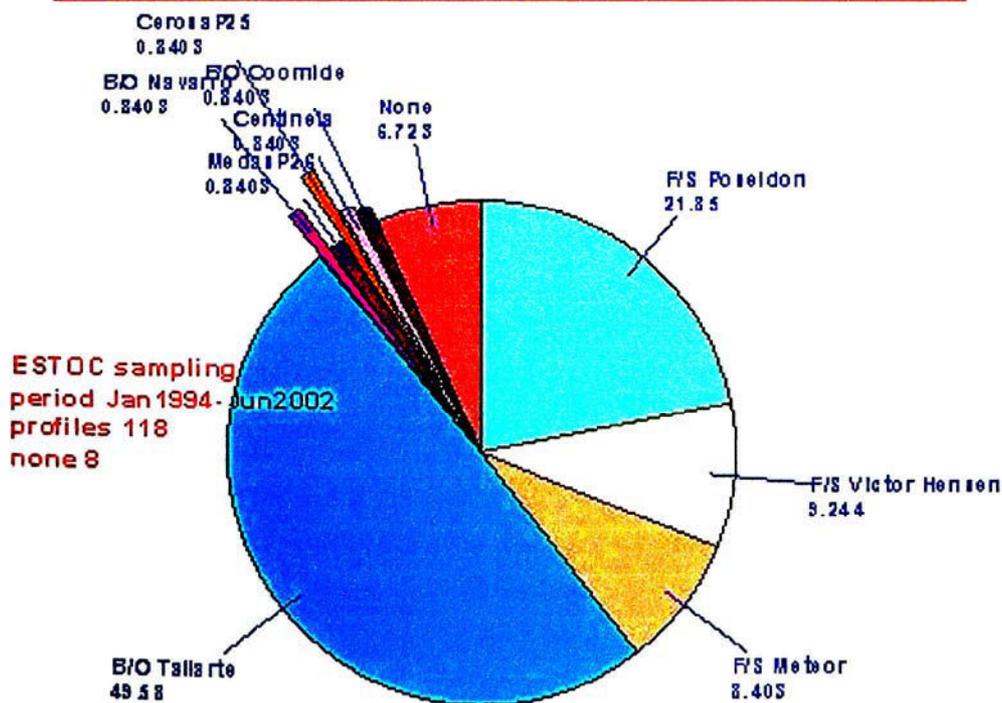


Fig. 1.2.2 Porcentajes de participación de los distintos buques usados en los muestreos mensuales en la estación ESTOC.

La estación está localizada a 60 millas al Norte de las islas de Gran Canaria y Tenerife, en la posición nominal 29° 10' N; 15° 30' W. El objetivo era muestrear la estación al menos una vez al mes con un buque de investigación. Las medidas obtenidas en estas ocupaciones estarían complementando a las obtenidas con sensores fondeados y sensores remotos. La herramienta básica del proyecto era el buque "Taliarte", gestionado por el ICCM, con una eslora de 40 m. y 350 TRB. Otros barcos españoles y alemanes también han estado disponibles para apoyar las observaciones.

El muestreo regular comenzó en Febrero de 1994, aunque desde 1991 el grupo de la UB disponía de un fondeo de trampas de sedimento en el área, que era sustituido una vez al año. En estas campañas se recogían y analizaban muestras de los siguientes parámetros: temperatura, salinidad, clorofila, nutrientes, oxígeno, en algunos casos se estudiaba así mismo ictioplancton y la distribución de zooplancton. El grupo del IFMK colocó un fondeo de correntímetros en Octubre de 1994, que recuperaría y reemplazaría al menos una vez al año y además, se comienza a realizar algunas líneas de XBT (eXpandable BathiThermograph) que complementaban las observaciones. En la actualidad, la estación ESTOC continúa funcionando. El porcentaje de ocupación mensual desde 1994 ha superado el 90 % (Fig. 1.2,2).

Los muestreos se han mantenido con casi todos los parámetros iniciales previstos y además se han añadidos otros como CO₂, sustancia amarilla, etc. Las profundidades de los muestreos han dependido de las condiciones climatológicas y de las características del buque. La tabla 1.2,1 muestra una descripción del trabajo llevado a cabo, con las fechas, barco, sensores utilizados y parámetros observados desde su comienzo hasta Junio de 2002.

PLANTEAMIENTO GENERAL

Prof	barco	Fecha	CTD	XBT	salin.	nutrient.	Oxígeno	metales	clorofila	isotopos	CO2	s. amarilla	boya/noaa
3000	taliarte	10.2.94	n	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
3000	taliarte	30.3.94	n	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
3000	taliarte	28.4.94	n	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
3000	taliarte	28.5.94	n	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
2800	taliarte	22.6.94	n	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
2800	taliarte	13.7.94	n	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
2800	taliarte	31.8.94	n	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
3600	poseidon	25.9.94	si	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
3600	poseidon	4.10.94	si	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
2722	taliarte	25.10.94	n	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
2508	taliarte	16.12.94	n	n	si	si	Si	n	si	n	n	n	n
2516	taliarte	25.1.95	n	si	si	si	Si	si	si	n	n	n	n
2653	taliarte	28.3.95	n	si	si	si	Si	si	si	n	n	n	n
1000	victor henssen	1.6.95	si	si	si	si	Si	si	si	n	n	n	n
1000	victor henssen	4.6.95	si	si	si	si	Si	si	si	n	n	n	n
2620	taliarte	30.8.95	si	si	si	si	Si	si	si	n	n	n	n
3678	poseidon	1.10.95	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
3600	poseidon	3.10.95	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
3600	poseidon	6.10.95	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
2700	taliarte	25.11.95	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
1000	victor henssen	24.1.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
1000	victor henssen	28.1.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
1000	victor henssen	4.2.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
1000	victor henssen	10.2.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
1000	taliarte	15.3.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
1000	taliarte	24.4.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
3600	poseidon	15.5.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
3600	poseidon	20.5.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
3600	poseidon	22.05.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n
2500	taliarte	12.06.96	si	si	si	si	Si	si	si	n	si	n	n

PLANTEAMIENTO GENERAL

2500	taliarte	9.7.96	si	n	n										
2500	taliarte	28.8.96	si	n	n										
1000	taliarte	27.9.96	si	n	n										
1000	taliarte	30.10.96	si	n	n										
1000	taliarte	17.12.96	si	n	n										
3600	meteor	21.01.97	si	n	n										
3600	meteor	10.02.97	si	n	n										
1000	taliarte	3/13/97	si	n	n										
3600	meteor	4/12/97	si	n	n										
1200	victor henssen	4/25/97	si	n	n										
1200	victor henssen	4/28/97	si	n	n										
3500	victor henssen	5/5/97	si	n	n										
3500	victor hens	5/7/97	si	n	n										
3500	victor hensse	5/13/97	si	n	n										
3500	taliarte	6/9/97	si	n	n										
2000	navarro	6/11/97	si	n	n										
3500	taliarte	7/2/97	si	n	n										
3600	taliarte	8/22/97	si	n	n										
3600	poseidon	9/14/97	si	n	n										
3500	poseidon	10/4/97	si	n	n										
3500	taliarte	11/2/97	si	n	n										
3500	taliarte	12/1/97	si	n	n										
3500	taliarte	1/20/98	si	n	n										
3500	taliarte	2/17/98	si	30679	30669										
3600	poseidon	3/24/98	si	n	n										
3600	poseidon	5/4/98	si	n	n										
3600	poseidon	4/24/98	si	30680	30680										
3500	taliarte	5/19/98	si	30681	30681										
3600	meteor	6/24/98	si	30666	30666										
3600	meteor	1/7/98	si	30668	30668										
		08/28/98	si	30678	30678										
3600	meteor	27.9.98	si	30667	30667										

PLANTEAMIENTO GENERAL

3600	meteor	6.10.98	si	n	n														
3600	taliarte	11/18/98	si	20070															
3600	taliarte	12/14/98	si	20097															
3600	poseidon	1/31/99	si	20126															
3600	poseidon	2/4/99	si	n	n														
3600	poseidon	2/16/99	si	n	n														
3600	poseidon	2/25/99	si	20106															
3600	poseidon	3/6/99	si	n	n														
3600	poseidon	3/19/99	si	n	17783														
3500	taliarte	4/4/99	si	n	20051														
3600	poseidon	5/31/99	si	n	20186														
3500	taliarte	6/14/99	si	n	20181														
3500	taliarte	7/20/99	si	n	20358														
3500	taliarte	8/31/99	si	n	20313														
3500	taliarte	9/28/99	si	n	20329														
3600	meteor	10/22/99	si	n	20351														
3600	meteor	11/2/99	si	n	20365														
3500	taliarte	12/1/99	si	n	20341														
3500	taliarte	1/27/00	si	n	20334														
3500	taliarte	2/3/00	si	n	20352														
3600	poseidon	3/15/00	si	n	20312														
3600	poseidon	4/6/00	si	n	20343														
0	taliarte	5/25/00	si	si	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	20342
1200	taliarte	6/20/00	si	n	20332														
1000	taliarte	7/18/00	si	n	21679														
1000	taliarte	8/21/00	si	n	21343														
1000	taliarte	9/19/00	si	n	21676														
0	taliarte	10/9/00	si	si	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	21678
1000	taliarte	11/22/00	si	n	21677														
1000	taliarte	12/2/00	si	n	21680														
1000	taliarte	23/1/01	si	n	n														
3500	Poseidon269	2/16/01	si	n	n														

PLANTEAMIENTO GENERAL

3500	Coorvide	2/19/01	si	si	si	si	n	si	si	si	30193
3500	Poseidon271	3/21/01	si	si	si	n	n	si	si	si	30139
3500	Poseidon271	3/26/01	si	si	si	n	n	si	si	si	n
1000	Taliarte	4/21/01	si	si	si	n	n	si	si	si	30138
1000	Taliarte	5/15/01	si	si	si	n	n	si	si	si	si
3500	Taliarte	6/26/01	si	si	si	n	n	si	si	si	si
0	Taliarte	7/04/01	n	n	n	n	n	n	n	n	si
3500	Taliarte	8/29/01									
2500	Taliarte	9/25/01									
2500	Taliarte	10/8/01									
0	Cerosap25	11/30/01	n	n	n	n	n	n	n	n	si
0	Medasp26	12/21/01	n	n	n	n	n	n	n	n	si
200	Centinela	2/25/02	si	si	si	n	n	si	si	si	si
3500	Poseidon	3/03/02	si	si	si	n	n	si	si	si	si
3500	Meteor	4/12/02	si	si	si	n	n	si	si	si	si
1300	Taliarte	05/14/02	si	si	si	n	n	si	si	si	si
3500	Taliarte	06/28/02	si	si	si	n	n	si	si	si	si

Tabla 1.3.1 Muestreo realizado en la estación ESTOC. En esta tabla queda reflejada en distintas columnas la información siguiente. De izquierda a derecha, la profundidad máxima alcanzada en el muestreo discreto, el nombre del buque utilizado, la fecha correspondiente al muestreo, la existencia o no de perfil de CTD y XBT y la obtención o no de muestras de cada parámetro.

1.3 Objetivos

Como resultado del muestreo intensivo realizado en la estación ESTOC desde 1994 hasta la actualidad, se ha elaborado una base de datos que ha dado lugar a series temporales de larga duración de diversos parámetros. Haciendo uso de una parte de esta ingente base de datos se va a llevar a cabo un estudio de Masas de Agua en dicha estación. Concretando, este trabajo pretende establecer las características termohalinas del Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE) en el ESTOC y en la medida de lo posible, su variabilidad temporal. Este análisis se realiza separando el ACNAE en las Aguas Modales que la componen, que han sido documentadas en la bibliografía y serán descritas en los siguientes capítulos. Describiremos también las características del Agua Superficial, por cuanto puede contribuir a la formación de dicha Masa de Agua, definiendo su ciclo estacional, profundidades de mezcla y situación de la termoclina a lo largo del periodo.

Para alcanzar este objetivo genérico, estableceremos otros objetivos concretos como:

- Obtener la relación temperatura - salinidad en el rango del Agua Central Noratlántica del ESTOC.
- Determinar el ratio de densidad, su variabilidad y su relación con el proceso de convección.
- Establecer los rangos de temperatura y salinidad que definen los Modos del ACNAE en el ESTOC.
- Examinar la variabilidad temporal de las isopicnas características de cada Modo en función de las diferencias termohalinas.
- Verificar la posibilidad de que la región de ESTOC se encuentre dentro del área de formación del Agua Modal de Madeira.
- Comprobar la situación de las áreas de formación de los Modos del ACNAE y su *variabilidad temporal*.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1 Descripción de los datos

Los datos utilizados en este trabajo se obtuvieron principalmente en las ocupaciones mensuales llevadas a cabo en la estación ESTOC. Estos datos consisten en perfiles de temperatura y salinidad registrados con CTD. El periodo seleccionado para el estudio es Agosto de 1995- Julio de 2000. Durante este periodo de 60 meses, disponemos de 52 meses en los que al menos existe un perfil de CTD. Las dificultades logísticas que existen en la realización del muestreo mensual y el largo periodo de la serie ha obligado a recurrir a diferentes marcas y modelos de CTD. Durante los primeros años, el CTD usado habitualmente era de la marca SIS y tenía una capacidad de 1000 registros y una profundidad máxima de 1000 metros. También, la presencia frecuente de buques oceanográficos de gran porte permitía el uso de CTD de mayor capacidad de registro y profundidad. Así diversos CTDs, modelo Mark III de la casa General Oceanics, SBE 19 de Sea Bird, FSI de Falmouth instrument, Idronaut 316 y un CTD ME modelo OTS- 1500 de la Universidad de Oldenburg (Barth et al., 1997a), se usaron en las observaciones a lo largo de los cinco años. Los perfiles se hicieron hasta el fondo siempre y cuando las condiciones del buque, el instrumento y marítimas lo permitieron.

La tabla 2.1,1 muestra los CTDs realizados habiendo clasificado los perfiles en función de la presión. De esta forma, tendremos tres tipos de perfiles: perfiles hasta 800 dbar (tipo 1), perfiles entre 800 y 1200 dbar (tipo 2) y perfiles mayores de 1200 dbar (tipo 3). Los perfiles del tipo 1 y 2 corresponderán principalmente a aquellos realizados con el CTD de la marca SIS y perfiles superficiales realizados con alguno de los otros. El número total de perfiles realizados en los 52 meses activos ha sido 85. De estos perfiles, el 49.41 % fueron mayores de 1200 dbar, el 32.94 % entre 800 y 1200 dbar y el 17.65 % menores a 800 dbar. En los 52 meses utilizados siempre hay un perfil de mayor profundidad que 800 dbar.

MATERIAL Y MÉTODOS

AÑO	1995			1996			1997			1998			1999			2000			TOTAL
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
ENERO					2	1	1	1		1						1			7
FEBRERO				3	2							1	1			3		1	11
MARZO							1					4	1		1		1	1	9
ABRIL							2	1			1			1		1			7
MAYO						1		1		1			1			1		1	6
JUNIO							1					1				1			3
JULIO					1		1		1						1	1		1	7
AGOSTO	1				1		1								1				4
SEPTIEMBRE			4		1			1			1				1				8
OCTUBRE	4		3		1			2			1				1				12
NOVIEMBRE		1					1						2	2					7
DICIEMBRE					1		1					1				1			4
TOTAL	4	2	7	3	9	1	1	8	6	1	2	13	5	1	14	1	4	3	85

Tabla 2.1.1 Perfiles de CTDs realizados en la estación ESTOC en el periodo Agosto 1995 a Julio 2000. En cada casilla muestra el número de perfiles llevados a cabo en el muestreo mensual.

Se han utilizado también otros conjuntos de datos como complemento y comparación para alcanzar los objetivos previstos. Estas bases de datos están compuestas por: un programa de radiales de XBT llevadas a cabo por el GOOD “Grupo de Oceanografía Operativa y Descriptiva del Instituto Canario de Ciencias Marinas y la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, la base Ocean Pathfinder (OPF) y la base de climatología de Levitus 1994.

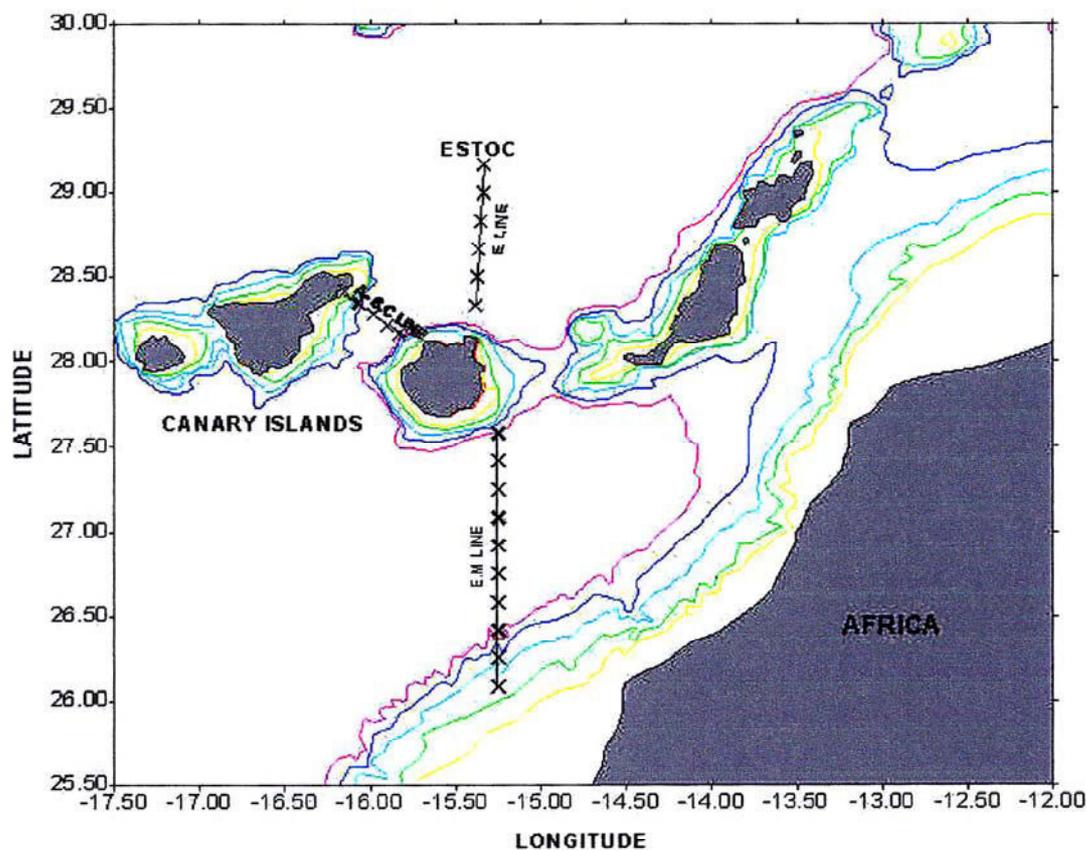


Fig.2.1,1 Mapa de los transectos con sondas XBT realizados por el GOOD.

La primera de estas bases consiste en datos obtenidos a partir de lanzamientos de sondas XBT distribuidos a lo largo de tres radiales (Fig. 2.1, 1). El transecto Sur, “radial E. Mar”, está constituido por 10 posiciones de lanzamiento, situándose la primera posición en $27^{\circ} 35' N$, $15^{\circ} 15' W$ y la última $26^{\circ} 05' N$, $15^{\circ} 15' W$. El resto de los puntos se distribuían entre los anteriores con un intervalo de 10 millas entre lanzamientos.

MATERIAL Y MÉTODOS

	Radial Esperanza del Mar										Radial Estoc			Radial Agaete- Sta Cruz					
	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	Total	1996	1997	1998	1999	Total	1995	1996	1997	1998	Total
Enero			5		9	10		6	30		6	6	6	18		5	5	5	15
Febrero		4	7		10		5	35			6		5	11			5		5
Marzo		7	2		10	2	7	28		6	6		6	18		5		5	10
Abril		7	10	9	3	10	6	45		6	6		6	18		5			5
Mayo	10	9	6	10		8	9	62		6	6	6	6	24		5	5	5	15
Junio	10	10	10	5		9		44		6	6	6	6	24					
Julio	10	9	9	3		9		40		5	6		6	17		5	5	5	15
Agosto	10	9	8			7		34		6	6			12		5			5
Septiembre	9	8	8				8	33				5		5		5	5	5	15
Octubre										6	6			12					
Noviembre	6	8	6					20			6	6		12	5	5	5	5	20
Diciembre	9	10	10	10	7	10	7	63		6	6	6	6	18	5	5			10

Tabla 2.1.2 Número de sondas XBT lanzadas en cada transecto realizado por GOOD del ICCM

El transecto Oeste, “radial Agaete - Sta Cruz” entre las islas de Gran Canaria y Tenerife, fue distribuido en cinco posiciones situadas entre ellas a unas 8 millas de distancia. Por último, el transecto Norte, denominado “radial ESTOC”, repartía seis posiciones equidistantes (10 millas) entre la Latitud 28° 20' N y la 29° 10' N, donde se encuentra el ESTOC, recorriendo la trayectoria que hace el barco en su desplazamiento desde la isla de Gran Canaria hasta la estación.

Se llevaron a cabo 54 radiales en el transecto Sur a lo largo de siete años de muestreo. De los 540 perfiles se eliminaron 106 por errores de distintos tipos, descritos en el apartado 2.2. En el transecto Oeste, se realizaron 115 lanzamientos en 23 radiales a lo largo de un periodo de tres años. Por último, en el transecto Norte se han usado en este trabajo 32 radiales a lo largo de un periodo de 44 meses. Esta radial continúa realizándose actualmente.

Las radiales del “E. Mar” se realizaron en su totalidad con sondas XBT- T7 deep blue de Sparton, cuyas características eran alcanzar 820 m de profundidad en barcos hasta 20 nudos de velocidad. Las otras dos radiales comenzaron con sondas XBT- T5 deep blue de Sparton, que alcanzaban 1992 m. de profundidad y eran efectivas a velocidades inferiores a 20 nudos. Después, se cambió a sondas XBT-T7 deep blue de Sippican por la decisión de Sparton de dejar de fabricarlas y porque la sonda XBT- T5 de Sippican sólo era efectiva en barcos hasta 5 nudos de velocidad.

La base OPF consiste en una serie temporal de imágenes promedio mensuales de la temperatura superficial del mar desde 1985 a 1994, que posteriormente fue completada hasta el año 2000, con imágenes promedio semanales. Esta base fue llevada a cabo en conjunción por dos organismos americanos NOAA y NASA, dentro del programa “Oceans PathFinder” (OPF). La resolución de las imágenes es de 4x4 Km. y una precisión nominal de 0.3 °K aproximadamente (McClaim et al., 1985). Las imágenes promedio se interpolan primero para periodos de ocho días y posteriormente se obtienen los promedios mensuales, interpolando y suavizando los hue-

cos vacíos de las imágenes promedio de ocho días. Finalmente, son geolocalizados en una malla equiangular de $0.1758^\circ \times 0.1758^\circ$ aproximadamente.

Por último, la base WOA94, conocida también como Levitus 94, consiste en una síntesis de todos los datos disponibles en el National Oceanographic Data Center (NODC) hasta dicha fecha. Ésta cubre los océanos mundiales en cuadrícula de 1° de latitud por 1° de longitud y posee datos de profundidades hasta 5500 m.

2.2 Control de Calidad

Los datos que registran los CTDs consisten en voltajes digitalizados o frecuencias, adquiridos desde sensores específicos en intervalos determinados de tiempo o presión. Estos sensores están formados por elementos electrónicos que responden a cambios de conductividad, temperatura o presión a lo largo del perfil, con respecto a valores de referencia. Los valores son convertidos a unidades físicas de temperatura, conductividad y presión para su análisis.

En la primera revisión se determinan y eliminan los claros valores erróneos causados por ruidos eléctricos, manipulación mecánica, etc que se reflejan como cambios bruscos o valores fuera de rango. A continuación, los datos son interpolados a intervalos regulares de presión o tiempo para su análisis y comparación. Este intervalo se estipula en 2 dbars porque se considera la mejor resolución de los CTDs convencionales, limitados por fallos de aislamiento, ruidos electrónicos y efectos de movimiento de los barcos (Trump, 1983).

Una vez eliminados los errores visibles e interpolados los datos a intervalos regulares, se calcula la salinidad mediante el uso del algoritmo propuesto por Fofonoff y Millard (Unesco, 1983), que aplica la definición de la salinidad práctica de 1978. Además de la salinidad, se calculan otras propiedades derivadas del agua de

mar como la temperatura potencial y la anomalía de la densidad utilizando algoritmos descritos en el mismo documento anterior.

Los sensores de presión, conductividad y temperatura del CTD son calibrados siguiendo los protocolos definidos por SCOR, 1988. Para controlar las derivas temporales de los sensores se han utilizado termómetros de mercurio reversibles o digitales, con calibración propia, así mismo se analizaron muestras de salinidad en distintos niveles mediante un salinómetro Guildline modelo "Autosal 8400A", cuyo rango de variación es entre 0.005 y 42 y su precisión es de ± 0.003 de acuerdo a procedimientos estándar.

Los perfiles de XBT fueron revisados individualmente, durante y después de su lanzamiento. En el caso de las radiales E. Mar, los lanzamientos fueron realizados por personal de la tripulación, por lo que el control sólo pudo realizarse *a posteriori*. Esta es la causa de las pérdidas de sondas, como consecuencia de las numerosas incidencias que pueden ocurrir en un muestreo de estas características. La eficacia de este muestreo en buques de oportunidad ha llevado a establecer unas reglas para garantizar la calidad de los registros. Por ello, programas internacionales con la participación de los principales laboratorios (NOAA'S AOML y CSIRO marine Laboratories) han dado lugar a publicaciones donde queda establecido un protocolo de control y eliminación de errores (Daneshzadeh, 1994 y Bailey, 1994). Estos errores se clasifican en función de su causa y de su daño, es decir, el origen del fallo que puede ser humano, electrónico o mecánico produce una actuación diferente y el daño se clasifica en una escala de valores, que determina la validez del perfil concreto. Siguiendo estos criterios, hemos examinado uno a uno cada perfil de cada radial, estableciendo unas actuaciones en función de los errores encontrados. Los principales errores fueron roturas del hilo conductor, fallos de aislamiento, estiramientos del hilo, ruidos electrónicos, errores en el protocolo de disparo, etc. Cada uno de ellos fue corregido o eliminado según el protocolo internacional.

Después del examen de los perfiles, éstos fueron interpolados a profundidades estándar para su mejor manejo en los tratamientos estadísticos. A su vez, fueron eliminados también los registros hasta los cuatro metros de profundidad para evitar el tiempo de respuesta del termistor (Wals,1996). A continuación, se promediaron los lanzamientos hechos en cada radial para dar más peso estadístico a los resultados que se obtuviesen. Todos los cálculos estadísticos se han realizado utilizando el programa IDL de la compañía Research Systems, Inc., como herramienta para el manejo, visualización y análisis de los datos.

3. EL AGUA CENTRAL NORATLÁNTICA.

3.1 Introducción

Las Aguas Centrales forman el principal volumen de agua que componen las termoclinas permanentes de los mares y océanos mundiales. En ellas, se producen los mayores gradientes en sus propiedades que se observan en la columna de agua, se llevan a cabo los mecanismos y procesos que caracterizan la variabilidad espacio-temporal oceánica y actúan como reguladoras del sistema.

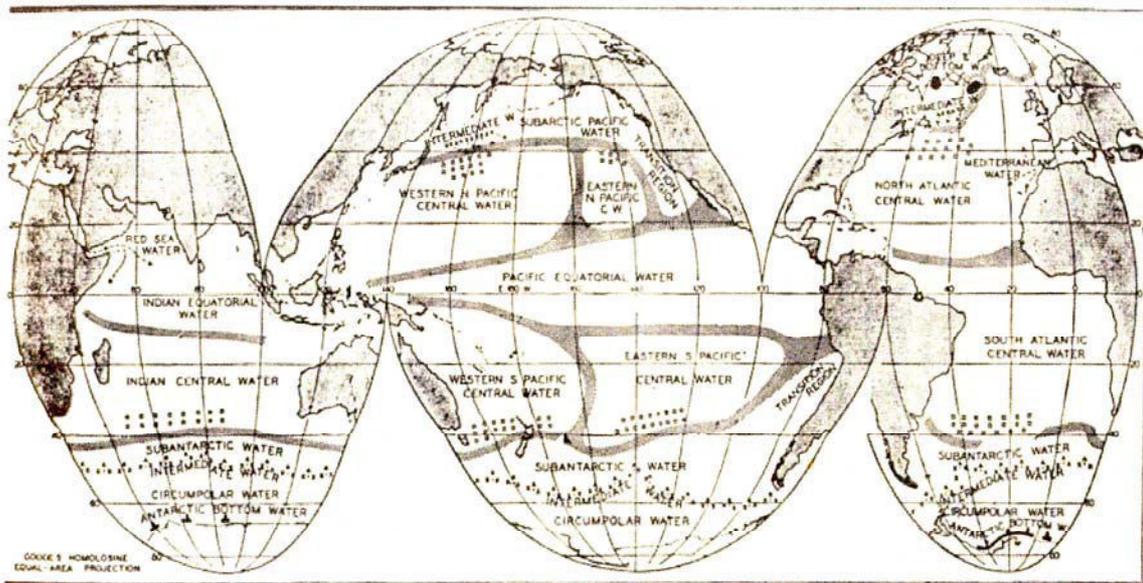


Fig. 3.1,1 Mapa mundial de las Aguas Centrales, según Sverdrup et al. (1942)

Las principales aguas centrales fueron definidas a partir de las relaciones obtenidas en el diagrama de Temperatura - Salinidad. De esta forma, Iselin (1936) estableció una curva TS característica para el Agua Central del Atlántico Norte (ACAN), a partir de observaciones llevadas a cabo a lo largo de una serie de años y cruceros de investigación. Anteriormente, Helland - Hansen y Nansen (1927) habían señalado

ciertas diferencias encontradas en la termoclina permanente occidental con respecto a la oriental. A pesar de ello, Sverdrup et al. (1942) publicaron un tratado que alcanzó un gran impacto científico, y estableció el Agua Central del Atlántico Norte (ACAN) como patrón básico para investigaciones posteriores. Durante estos años se concentró casi toda la actividad de investigación oceanográfica en la parte oeste de la dorsal mediooceánica, en la corriente del Golfo y en el Atlántico Norte, en la corriente noratlántica. Éste es el motivo por el que los estudios que se encuentran en la bibliografía de la circulación noratlántica en su parte Este son menos numerosos.

El programa "Warm Water Sphere of the Atlantic Ocean" promovido por la universidad de Kiel (Alemania), y el incremento de trabajos de investigación en el área oriental determinaron un cambio de opinión. La idea de Sverdrup et al. (1942) de presentar la zona Este del giro Subtropical como una zona de poca actividad dinámica, en la que el agua se movía hacia el Sur por procesos de difusión se rechazó y se reflejó en numerosas publicaciones en breve espacio de tiempo (Müller, 1981; Saunders, 1982; Stramma, 1984; Siedler, 1985; Pollard y Pu, 1985; Kasë et al., 1985,1986). Fiuza y Halpern (1982), basándose en unas campañas realizadas en el Noroeste africano, encontraron un segmento en el plano TS que difería claramente de la definición clásica, desviándose a valores de salinidad más elevados, por lo que esta Masa de Agua la designaron como Agua Oriental del Atlántico Norte (AOAN). Harvey (1982) por su parte encuentra a lo largo de varias secciones en la parte Este del Atlántico subtropical unas relaciones en el diagrama TS que define como "Eastern North Atlantic Central Water" (ENACW), y coinciden con la definición utilizada por los anteriores y ambas con la ya utilizada por Helland - Hansen y Nansen (1927). A pesar de evidenciar estas variaciones, algunos oceanógrafos llegan a afirmar que las diferencias encontradas son despreciables frente a la definición clásica de Sverdrup (Barton et al.; 1982). Sin embargo, Emery y Meincke (1987) recogen este nuevo término en su clasificación de las aguas del Atlántico Norte.

3.2 La formación del Agua Central.

El conocimiento de la formación y evolución de las masas de agua ha conllevado numerosos trabajos de investigación y diferentes propuestas por parte de los oceanógrafos. Por ejemplo, Wüst (1935) llamó la atención sobre la distribución vertical de las propiedades del Agua Antártica Intermedia (AAI) en las latitudes medias, que era análoga a la distribución horizontal de sus propiedades en la región subantártica. Iselin (1939) comprobó que la termoclina en el Atlántico subtropical en el rango de 6 a 11°C, se correspondía con una distribución Norte - Sur en la capa de mezcla superficial durante el Invierno en las latitudes subpolares del Atlántico Norte. Sverdrup et al. (1942) encuentran correspondencias semejantes en otros océanos. En 1938 Montgomery propuso, basándose en el análisis isentrópico de la meteorología, que las aguas formadas durante el Invierno en las regiones de afloramiento de ciertas isopícnas, se hunden a lo largo de ellas, propagándose por advección y difusión hasta las regiones subtropicales y constituyéndose en Aguas Centrales. Pero todas estas investigaciones se ven impulsadas en los años sesenta con un nuevo concepto "Agua Modal" introducido por Masuzawa (1969) y apoyado en los trabajos de otros investigadores como Worthington (1959) y por la posterior teoría de la subducción.

3.2.1 La ventilación del océano: convección - subducción

Wüst (1935) publicó un documento donde se mostraban distribuciones tridimensionales de Temperatura, Salinidad y concentraciones de Oxígeno que aportaron una gran base para los estudios de circulación a gran escala y sobretodo, para el conocimiento de las posibles áreas de formación de las Masas de Agua en el océano superficial. Señaló la analogía existente entre la estructura vertical del Agua Intermedia Subantártica con su propagación horizontal en profundidad, y la distribución de Temperatura y la Salinidad superficial en la región de formación.

Por su parte, Montgomery (1938), con su modelo del tubo de corriente, dió un paso crucial en el establecimiento de la conexión cuantitativa entre el forzamiento del viento, los trazadores y la circulación tridimensional. Otra fundamental aportación entre la conexión del viento y la circulación en la termoclina fue dada por Sverdrup et al. (1942) ya que concibieron un océano vertical integro, donde no se diferenciaba entre la capa superficial conducida por el viento y los flujos geostróficos subsuperficiales (que se conoce como transporte de Sverdrup).

Iselin (1939), hizo un análisis similar en el Atlántico Norte donde presentó su famoso diagrama T / S. Iselin superpuso las distribuciones verticales y horizontales de la Temperatura y la Salinidad, observando que las distribuciones superficiales en la región de formación se asemejaban a las distribuciones verticales encontradas en el desplazamiento hacia el Sur de una gran parte del giro Subtropical del Atlántico Norte. Estas coincidencias eran más notables en aquellas distribuciones correspondientes al final de la época invernal, manteniendo las propiedades poco alteradas en su desplazamiento hacia el Sur.

En 1983 Luyten, Pedlosky y Stommel presentaron un trabajo que ha resultado fundamental para el progreso de los estudios de circulación oceánica. El modelo empleado diferenciaba entre la capa oceánica superficial, en contacto directo con la atmósfera y sometido a la fuerza del viento, y la termoclina no forzada que se situaba debajo. En este modelo la teoría de Sverdrup, que había propuesto una corriente meridional integra en la vertical, era aplicada a esta segunda capa más profunda y se asumía que este agua había estado en contacto con la atmósfera en unas latitudes determinadas. El resultado fue un modelo de circulación tridimensional y una mayor comprensión de las características de la termoclina subtropical. Esta teoría además obtenía conclusiones sobre las porciones ventiladas de la termoclina y por ello, a menudo este modelo es referido como “ Modelo de la termoclina ventilada”. Por otra parte, la teoría mostraba las zonas de sombra del Este que consistían en la presencia de áreas no ventiladas análogas a las regiones de baja concentración de oxígeno des-

critas en la mayoría de los giros subtropicales. Esta circulación era cerrada y la distribución de la vorticidad potencial era horizontalmente uniforme a causa de la mezcla lateral. El transporte de Sverdrup se produce tanto en las regiones ventiladas como en las no ventiladas. La extensión de la región no ventilada y la tasa del transporte latitudinal de las regiones ventiladas dependen de diversos parámetros, incluyendo la estratificación, la tasa a la escala latitudinal del rotacional del viento y la variación del parámetro de Coriolis, que a su vez es proporcional al radio terrestre y dependiente de la Latitud. Esta tasa puede ser muy pequeña y así en una capa isopícnica determinada, sólo se produce el transporte de Sverdrup en la región no ventilada y en una pequeña porción de la región directamente ventilada de la termoclina. Por ello y enfocándolo a la teoría de Montgomery, sólo unas pequeñas porciones del mar superficial estarían dentro de la boca del tubo de corriente, y éstas coincidirían con la parte Central y Este del giro Subtropical. Esto sugiere que la gran mayoría del agua de la termoclina en la cara Oeste tiene su origen en las capas superficiales de las partes Central y Este subtropicales.

Las teorías de la Subducción se han extendido y han sido aplicadas desde la contribución fundamental de Luyten et al. (1983). Estas líneas de progreso se sintetizan en las respuestas a tres cuestiones:

- ¿Cuál es la dinámica de la capa superficial en los procesos de subducción?
- ¿Cuáles son las predicciones de un modelo continuo y cómo son de aplicables en las dinámicas adiabáticas del modelo del Luyten et al. (1983) y en los resultados obtenidos por los modelos numéricos?
- ¿Cuál es la respuesta de la termoclina a la variabilidad interanual del forzamiento superficial?

3.2.2 Dinámica de la capa superficial y termodinámica de los procesos de Subducción.

Los modelos estacionarios de la termoclina ventilada usaron la subducción como un hecho observado y procedieron a calcular las consecuencias para los flujos de Sverdrup de la termoclina. Parecía claro pensar que el proceso de subducción combinaba los efectos de la dinámica del océano superficial altamente diabáticos y la circulación del giro. Se pensaba también que dependiendo como y donde sucediera la subducción, afectaría a la circulación y tendría reflejo en la distribución de los trazadores. De esta forma, los primeros trabajos compararon los conjuntos de datos existentes sobre trazadores a gran escala y las edades de éstos con la tasa de “Bombeo de Ekman” (Sarmiento, 1983; Jenkins, 1987). Estos estudios revelaron que la tasa de subducción en algunas isopícnas era mayor al calculado por el “bombeo de Ekman”. La tasa de subducción podía ser definida como la cantidad de agua que fluye hacia debajo de una superficie determinada por la capa mezclada a finales del invierno (Cushman-Roisin, 1987; Williams, 1991; Marshall y Nurser, 1992; Marshall et al., 1993a). Si esta superficie fuera horizontal, sólo una velocidad vertical sería capaz de conducir el flujo, siempre cerca de superficie, y dependería del “bombeo de Ekman”. Sin embargo, en algunas regiones, especialmente en aquellas próximas a las corrientes de frontera Oeste, la profundidad de la capa de mezclada presenta un gradiente horizontal considerable. En este caso, la velocidad horizontal también transportaría agua desde la superficie a la termoclina principal. Este proceso fue denominado “Inducción lateral” (Huang, 1991).

Williams et al. (1995) proponen un esquema del proceso de subducción (Fig. 3.2.2,1), donde la variación de la profundidad de la capa mezclada en cada invierno debe ser una reflejo de las conductas de intercambio de calor entre la atmósfera y el océano, combinado con la circulación a gran escala. De esta forma, en regiones que reciben calentamientos superficiales anualmente promediados, se producen generalmente variaciones con dirección Sur en la parte oriental del Atlántico Norte o del

Norpacífico que tienden a disminuir su capa mezclada invernal de año en año, como consecuencia de la acumulación de calor sobre la termoclina principal. Este importante aspecto termodinámico de los procesos de subducción fue investigado por Marshall y Marshall, 1995; Garret et al., 1995; Speer et al., 1995a. y Speer y Tziperman, 1992

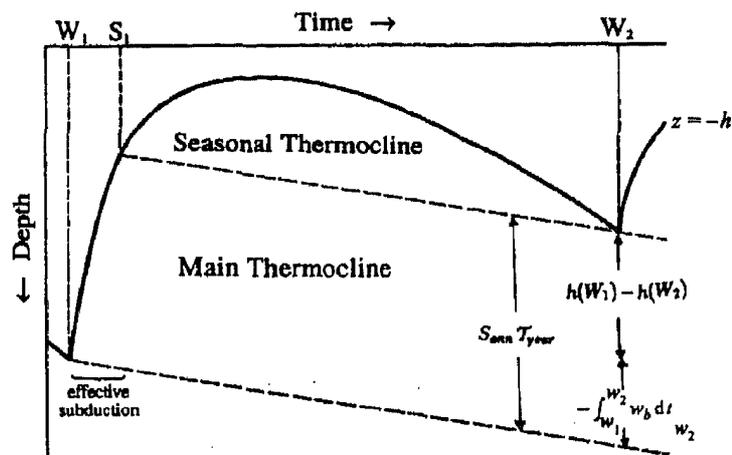


Fig 3.2.2,1 Esquema del proceso de subducción en las capas superficiales, según Williams et al., 1995

Los argumentos se basaban en la propuesta de Stommel (1979) que introdujo la elección del invierno como mejor momento para la subducción. La explicación incluía las variaciones producidas por el ciclo estacional y el hundimiento causado por el “bombeo de Ekman”. En las regiones con un ciclo estacional de gran amplitud se producía una subducción temporal de agua dentro de la termoclina estacional más baja cuando se formaba la termoclina estacional en Primavera y a comienzos del Verano. En el siguiente Invierno, este agua es reintroducida nuevamente en la capa mezclada más profunda. Sin embargo, en la porción más profunda de la capa mezclada del Invierno, la cantidad de agua desplazada por el “bombeo de Ekman”, si se omiten otros efectos no locales, es empujada hacia capas inferiores a la del agua más profunda de la capa mezclada y subducida en la termoclina principal. Williams et al. en 1995 utilizaron el proceso de selección conocido como, “El Demonio de Stom-

mel”, para operar dentro del modelo numérico de un océano con variación estacional del modo en que Stommel (1979) anticipó.

3.2.3 Desarrollo de los modelos continuos. Aplicabilidad en análisis de modelos numéricos y observacionales.

La termoclina de la teoría de Luyten et al. (1983) contenía sólo unas capas discretas. Esta representación idealizada incluía las características cualitativas de la circulación mientras que, los modelos continuos se ajustaban más a las comparaciones con los valores observados (Williams, 1989,1991; Huang y Qiu, 1994; Huang y Rusell, 1995).

Huang y Rusell (1995) obtuvieron soluciones analíticas a partir de un modelo continuo que asumía balances en la termoclina de un fluido ideal, aceptando las hipótesis de la conservación de la densidad, la función de Bernoulli y la vorticidad potencial linealizadas dentro de la termoclina principal, es decir después de la subducción. La relación de Sverdrup del transporte integrado era una condición dentro de la termoclina y se presumía que las áreas de la termoclina no ventilada presentaban una vorticidad potencial horizontalmente uniforme, igual a las líneas de corriente de la región ventilada. Las densidades superficiales y la tasa de “bombeo de Ekman” estaban también incluidas. El problema se reducía por lo tanto a solucionar el valor de la función de Bernoulli para un contorno libre y con coordenadas de densidad. Las soluciones obtenidas mantenían cierta semejanza en el caso de las características de la termoclina Norpacífica y servían para comparar determinadas propiedades que a continuación se detallan:

- La profundidad del giro subtropical Norpacífico inducido por el viento no es mayor de 1,4 Km (casi siempre mucho menor) mientras que en el Noratlántico alcanza 1,7 Km. Huang y Russell (1995) atribuyeron la diferencia al forzamiento termohalino

acusado en la circulación del Atlántico Norte y a la fuerte haloclina superficial sobre gran parte del Pacífico Norte.

- La renovación temporal de las Masas de Agua en la termoclina subtropical puede ser calculada por medio de su volumen y la tasa de ventilación advectiva. De esta forma, se estima que las aguas cuyas densidades están en rangos de $\sigma = 24.1- 24.7$ kg. m⁻³ necesitarían tres años para su renovación mientras que el rango de $\sigma = 25.3- 25.7$ kg. m⁻³ sería de diez a quince años. Este flujo de masa es exportado hacia los trópicos principalmente, donde tiene una influencia significativa en las propiedades de la termoclina (Gu y Philander,1997; Kleeman et al., 1999). A pesar de esto, no está claro que las anomalías interanuales subtropicales causen efectos importantes en los trópicos.

- El modelo muestra una descripción del equilibrio de masa en la termoclina principal; la porción ventilada del Pacífico Norte recibe sobre 21 Sv. a causa del “Bombeo de Ekman” y unos 10 Sv por la inducción lateral. En el caso del Noratlántico, los valores serían 12 Sv. para cada proceso. De aquí, se deduce que el “bombeo de Ekman” en el Norpacífico es más importante debido a que la capa mezclada del Invierno está situada más superficialmente y presenta menos gradiente horizontal. Huang y Russell (1995) calcularon los desplazamientos de masa latitudinales en la región no ventilada de la termoclina del Pacífico Norte; el valor obtenido de 28 Sv. suponía el 59 % del transpote de Sverdrup (descrito anteriormente como el transporte integral). El mismo cálculo para el Noratlántico obtuvo un valor aproximado del 42 %. La conclusión de Huang y Russell es que la termoclina del Atlántico Norte está más ventilada como consecuencia de la inducción lateral.

New et al. (1995) hicieron una descripción clara y extensiva de los procesos de subducción y sus consecuencias en el Noratlántico. Las simulaciones se realizaron con variaciones estacionales superficiales y después de un periodo de treinta años, la circulación en la termoclina alcanzó un estado casi estacionario. Las capas isopíneas

que quedan descubiertas en Invierno mostraban características semejantes a las presentadas en la teoría de Luyten et al. (1983). Los espesores incrementados y los valores bajos de las vorticidades potenciales eran característicos de estas capas. Sin embargo, era importante saber si la teoría de la conservación de la vorticidad potencial se cumplía tal como se había idealizado en la teoría de Luyten et al. (1983). Estas aguas se encontraban rodeadas de otras de mayor vorticidad, lo que favorecía la difusión. Se calculó que después de cinco a diez años perdían su identidad, ya que las aguas de vorticidades bajas se propagaban hacia dentro de las aguas que se encontraban a su alrededor, produciendo una tendencia de difusión negativa. Esta difusión horizontal producía un cambio claro en la distribución de la vorticidad potencial en la cuenca. No obstante, los resultados de los modelos numéricos coincidían cualitativamente con lo idealizado por la teoría puramente advectiva de Luyten et al. (1983).

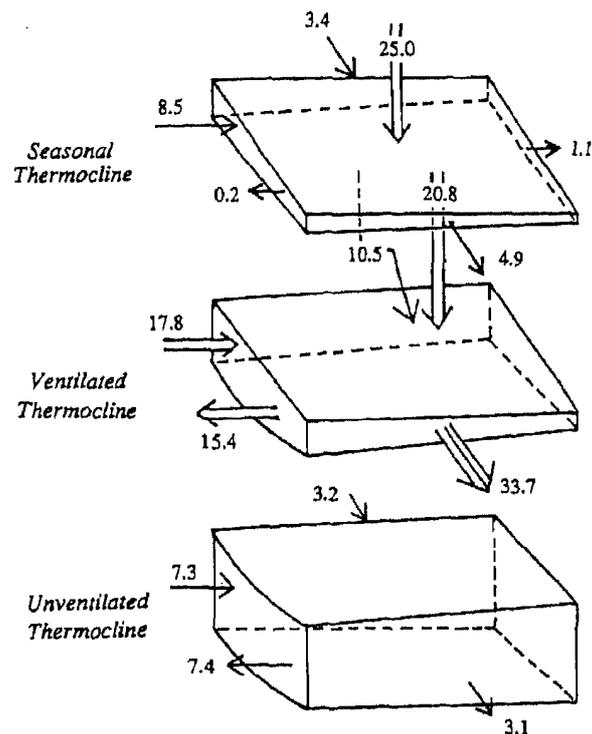


Fig. 3.2.3, 1 Movimientos de masa en Sverdrups entre las capas de la termoclina Norpacífica. Esquema de Huang y Russell (1995)

Otro tipo de modelos son los que incluyen variabilidad mesoescalar en forma de “remolino”, que consideran los cambios de la tasa de subducción en función de dicha variabilidad, sobretodo en aquellas regiones de alta energía (Marshall, 1997). Un ejemplo es la región de formación del Agua Modal Subtropical del Oeste (AMSTO). Hazeleger y Drijfhout (2000) hicieron simulaciones con y sin variabilidad tipo remolino y en ambos, el resultado de la tasa de subducción neta no se alteraba en exceso. No obstante, lo que sí observaron es que los procesos de subducción ocurridos en la cuenca Oeste eran motivados principalmente y casi exclusivamente por la divergencia de los espesores en los remolinos. Por ello, se le nombró como subducción tipo remolino.

Follows y Marshall (1994) y Spall (1995) también aplicaron los procesos de subducción cerca de los frentes oceánicos. Allí, los procesos de subducción también ocurrían por la formación de remolinos (inestabilidad baroclínica). Otros trabajos que relacionan los procesos de subducción y los remolinos son Robbins y Jenkins (1998) y Jenkins (1998). Éstos analizaron una serie de quince años de observaciones de tritio y ^3He en el Este del Atlántico Norte Subtropical, con el objetivo de caracterizar la circulación y las tasas de ventilación. Así, la edad calculada para las aguas más superficiales de la termoclina con densidad de 26.5 se mantuvo casi constante y en acuerdo con los flujos advectivos directos determinados dentro del giro desde la región de formación. Las capas profundas presentaban incrementos significativos; Robbins et al. (2000) justifican estos aumentos por la difusión horizontal. Para ello, mostraron que la distribución de los trazadores coincidía con la obtenida al aplicar la difusión horizontal en las capas más bajas desde la región de formación. Además, se conseguían los incrementos en la edad de los trazadores asumiendo una circulación estacionaria. De esta forma, se determinaba la importancia de la difusión horizontal en la termoclina más profunda donde los transportes medios son más débiles (Joyce y Jenkins, 1993; Joyce et al. 1998).

El grupo DYNAMO (Dynamics of the North Atlantic Models, 1997), examinó la termoclina ventilada y las dinámicas de subducción usando tres modelos de alta resolución para el Atlántico Norte. Los modelos diferían con respecto a su discretización vertical y la representación de los procesos que se producían en la capa superficial. Cada modelo desarrolló una pauta de subducción en los subtropicos y una distribución de vorticidad potencial en la termoclina. Las pautas globales no fueron irreales pero se presentaba la cuestión de cómo hacer un modelo que fuera consistente con las observaciones o incluso consistente con los otros. La subducción y la ventilación en estos modelos completos son una respuesta a los efectos combinados de los procesos en la capa superficial, especialmente aquellos que determinan el espesor de la capa de mezcla Invernal y la circulación bajo ella.

3.3 Aguas Modales

Como comentamos en la introducción del apartado anterior el nuevo concepto llamado “Agua Modal” propuesto por Masuzawa (1969) crea una perspectiva diferente en el estudio de las aguas centrales. Se trata de una porción de agua caracterizada por una acentuada homogeneidad vertical y horizontal de su estructura termohalina que queda reflejada en el campo de densidades con un volumen homogéneo de sus propiedades destacable con respecto a las aguas de alrededor. Las zonas de bajo gradiente termohalino se denominan “Picnostatos”, en contraposición a “picnoclinas” (el sufijo “stad” fue introducido por Seitz (1967) como antónimo de “cline” y frecuentemente señalan la presencia o formación de Aguas Modales. El primer ejemplo de Agua Modal fue dado por Worthington (1959) que identificó una Masa de Agua que se formaba en el Noroeste Atlántico con una temperatura sobre 18° C, una salinidad de 36.5 y constituía casi todo el volumen de agua de la termoclina permanente en el área del Mar de los Sargazos. Masuzawa (1969) definió como Aguas Modales Subtropicales (AMST) a las aguas de 16-18°C que se forman en el Pacífico Norte y en el Atlántico Norte. La terminología Agua Modal fue extendida a las capas homogéneas, casi superficiales situadas en el Norte de los frentes subantárticos, observadas por McCartney (1977), quien identificó y cartografió las propiedades del Agua

Modal SubAntártica (AMSA). En 1982, McCartney y Talley nombraron como Agua Modal Subpolar (AMSP) a la gruesa capa mezclada cerca de superficie encontrada en el giro subpolar del Atlántico Norte.

Acronym	Full name	Type	Temperature (°C)	Salinity	Potential density σ_θ	References
<i>Atlantic Ocean</i>						
NASTMW ^a	North Atlantic STMW	I	18	36.5	26.5	Worthington (1959)
MMW	Madeira Mode Water	II	16-18	36.5-36.8	26.5-26.8	Käse et al. (1985), Siedler et al. (1987)
SPMW ^b	Subpolar Mode Water	III, IV	8-15	35.5-36.2	26.9-27.75	McCartney (1982), McCartney & Talley (1982)
SASTMW	South Atlantic STMW	I	12-18	35.2-36.2	26.2-26.6	Provost et al. (1999)
SAESTMW	South Atlantic Eastern STMW	II	15-16	35.4	26.2-26.3	Provost et al. (1999)
<i>Pacific Ocean</i>						
NPSTMW	North Pacific STMW	I	16.5	34.85	25.2	Masuzawa (1969, 1972)
NPESTMW	North Pacific Eastern STMW	II	16-22	34.5	24-25.4	Hautala & Roemmich (1998)
NPCMW	North Pacific Central Mode Water	III	9-12	34.1-34.4	26.2	Nakamura (1996a), Suga et al. (1997)
SPSTMW	South Pacific STMW	I	15-19	35.5	26.0	Roemmich & Cornuelle (1992)
SPESTMW ^c	South Pacific Eastern STMW	II	13-20	34.4-35.5	25.5	Tsuchiya & Talley (1996)
<i>Indian Ocean</i>						
IOSTMW	Indian Ocean STMW	I	17-18	35.6	26.0	Gordon et al. (1987), Toole & Warren (1993)
<i>Southern Ocean</i>						
SAMW	Subantarctic Mode Water	III	4-15	34.2-35.8	26.5-27.1	McCartney (1977)
SEISAMW ^d	Southwest Indian SAMW	III	8	34.55	26.8	Thompson & Edwards (1981), McCarthy & Talley (1999)
^a Eighteen Degree (18°) Water. ^b There are various varieties of SPMW. See the text for details. ^c This terminology is tentative and no formal name is given yet. ^d SEISAMW is a variety of SAMW.						

Tabla 3.3,1 Aguas Modales de los océanos mundiales, según Hanawa y Talley (2001)

Hanawa y Talley (2001) llaman la atención sobre el hecho de que las Aguas Modales descritas en las cuencas oceánicas han estado siempre asociadas a la cara cálida de una corriente o un frente. Se distribuyen generalmente debajo del Agua Superficial propagándose lejos de sus áreas de formación. Resaltan la utilidad de los estudios de las Aguas Modales por medio de tres puntos:

- Primero, apuntan que las Aguas Modales reflejan las variaciones temporales del océano y por lo tanto, las condiciones climáticas. Las variaciones en las propiedades de las Aguas Modales, en su distribución y en su circulación son manifestaciones de fenómenos como las variaciones en la interacción atmósfera - océano durante el Invierno, el transporte de calor oceánico y la actividad tipo “remolino” en el área de formación, además de los desplazamientos latitudinales del giro.

- En segundo lugar, la simulación del Agua Modal es un buen objetivo para los modelos numéricos, en particular aquellos que incluyen capas de mezcla. Para ello, deben incluir varios procesos como la separación verosímil de las corrientes de frontera Oeste y sus extensiones, los sistemas frontales, los procesos de capa mezclada desde forzamientos superficiales apropiados, actividad tipo “remolino” en el área de formación, los procesos de advección/ ventilación/ subducción y la mezcla isopícnica/ diapícnica. Marsh y New (1996) y Hazeleger y Drifhout (1998, 1999) han desarrollado simulaciones numéricas del Agua Modal Subtropical del Atlántico Norte (AMST).

- Por último, la vorticidad potencial de las Aguas Modales es un buen trazador de la ventilación subtropical, tan útil como los trazadores químicos de la ventilación.

3.3.1 Características generales y observación de las Aguas Modales

Como ya hemos comentado anteriormente, las Aguas Modales se caracterizan por la homogeneidad de sus propiedades tanto en la vertical como en la horizontal. El seguimiento de varias propiedades es posible para la identificación y diferenciación de estas aguas. Hanawa y Talley (2001) sugieren una lista de características a tener en cuenta en la determinación de las Aguas Modales:

- Las Aguas Modales presentan un volumen sustancial en una región determinada, con relación a las aguas de su entorno.

- Sus propiedades como la Temperatura, la Salinidad o el Oxígeno son claramente homogéneas en la vertical y la horizontal.
- El Agua Modal aparece en forma de picnóstico, gradiente de densidad vertical pequeño, en un perfil singular entre la picnoclina estacional y la picnoclina permanente.
- Las Aguas Modales son encontradas más allá de su zona de exposición a la atmósfera, como resultado de la advección.
- La formación está asociada normalmente a la mezcla convectiva invernal como consecuencia de las pérdidas de flotación.
- Por último, las áreas de formación aparecen en conjunción con frentes permanentes, en la cara de baja densidad del frente, donde las pendientes isopícnas condicionan la región a una capa más gruesa que la consecuente en la cara de alta densidad del frente.

El gradiente vertical mínimo de densidad potencial o su equivalente en el valor de la frecuencia de Brunt - Väisälä es usado para la identificación de las Aguas Modales (Fig. 3.3.1,1,b). También se usa la vorticidad potencial isopícnica que es a su vez una propiedad dinámicamente conservativa. Ésta depende del parámetro de Coriolis (componente planetaria), el gradiente vertical de densidad potencial y la vorticidad local del flujo (vorticidad relativa). Ésta última es varios órdenes más pequeña que la anterior en la mayoría de las regiones y muy difícil de calcular a partir de los datos hidrográficos tradicionales. Si ignoramos la vorticidad relativa, la vorticidad potencial quedaría de esta forma:

$$PV = f / \rho \cdot \delta\rho / \delta z$$

Donde f es el parámetro de Coriolis y ρ es la densidad potencial.

Esta ecuación es una simplificación de la ecuación general de la vorticidad y ha sido usada por numerosos autores en los estudios de circulación y distribución de

las Aguas Modales (Mcdowell et al., 1982; Keffer, 1985; Paillet y Arhan, 1996; Rueda, 1999; etc..).

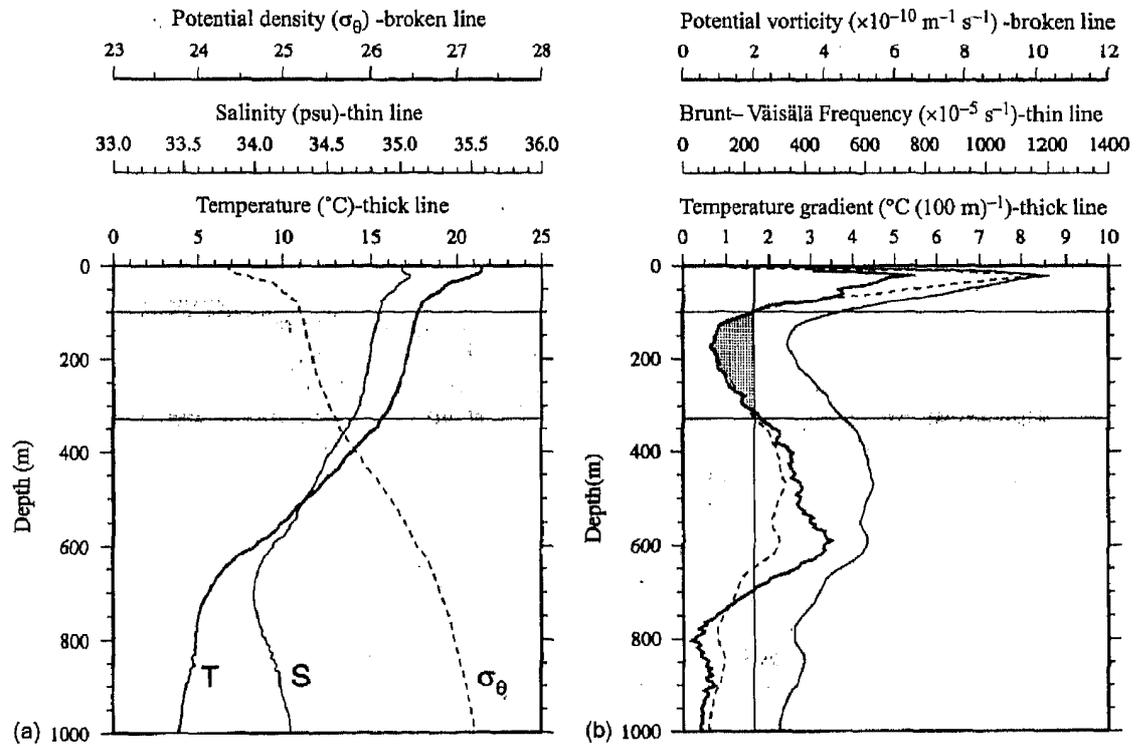


Fig. 3.3.1.1 (a) Perfiles de temperatura potencial, salinidad y densidad potencial. (b) Frecuencia de Brunt - Väisälä, vorticidad potencial y gradiente de temperatura. Estos perfiles corresponden a un CTD realizado en el Norpacífico en Mayo de 1993 durante la campaña Hakuho- Maru KH- 93- 2 y muestran el AMSTNP (Agua Modal Subtropical NorPacífica) entre las dos líneas horizontales y sombreada en gris.

Los perfiles de temperatura son más abundantes en las bases de datos que los perfiles que incluyen salinidad. De esta forma, como la Salinidad y la Temperatura son a su vez propiedades homogéneas dentro de las Aguas Modales, el gradiente vertical de temperatura, la vorticidad potencial o el gradiente de densidad son usados a menudo en la identificación de éstas. Estos valores que sirven en la caracterización de las Aguas Modales son, como es natural, valores empíricos. Por ejemplo, se sugirió que valores menores a $2 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ en vorticidad potencial (Suga et al., 1989)

o gradientes verticales de temperatura de $1.5^{\circ} \text{C} \times 100 \text{ m}^{-1}$ (Hanawa et al., 1988 a) eran característicos del Agua Modal Subtropical del NorPacífico (AMSTNP).

Las Aguas Modales son claramente observadas desde mapas isopícnos o de mapas que representan una de estas propiedades descritas anteriormente (gradiente de temperatura, vorticidad potencial, etc...). Suelen corresponderse con valores máximos o mínimos en la vertical de alguna de sus propiedades (Wüst, 1935). En la mayoría de los casos, las Aguas Modales están identificadas como mínimos relativos de la vorticidad potencial, mínimos relativos en el gradiente vertical de densidad o de la temperatura (McCartney, 1982).

3.3.2 Aguas Modales del Atlántico Norte

Los trabajos realizados durante la segunda mitad del siglo XX han servido para diferenciar e identificar las características de las Aguas Modales que componen el Agua Central del Atlántico Norte. La primera diferenciación la sugirió Worthington en 1959, denominándola Agua Modal del Atlántico Norte Subtropical o Agua de 18°C . Este agua, como su nombre indica, tiene sus propiedades centradas en una temperatura de 18°C , una salinidad de 36.5 y 26.5 kg m^{-3} de sigma potencial. Se encuentra en la parte Noroeste del Giro Subtropical y su área de formación está exactamente al Sur de la extensión de la corriente del Golfo, asociada probablemente con la barrera y los meandros de la corriente (Talley y Raimer, 1982) y en un área de grandes pérdidas de calor hacia la atmósfera. Worthington (1959) determinó que la capa de mezcla invernal que se producía en la zona de formación tenía una profundidad entre 350 a 400 m. Sugería también que la temperatura del núcleo era más baja hacia el Este y que la advección y el enfriamiento a lo largo de la corriente del Golfo tomaban parte en el proceso de formación. Esta advección era en dirección Sur hacia fuera de la región que ocupa la extensión de la corriente del Golfo, rellenando la parte oeste del giro subtropical (Worthington, 1976). Schroeder et al. (1959) demost-

ron la estabilidad de sus propiedades y para ello, usaron una serie temporal de cuatro años de la estación Panulirus (1954 - 1958). Posteriormente, Ebbesmeyer y Lindstrom (1986) mostraron que el Agua Modal Subtropical Noratlántica (AMSTNA) recién formada puede persistir en la recirculación del giro durante varios años. Por otro lado Talley y Raimier (1982) y Talley (1996) evidenciaron su estabilidad relativa como consecuencia de variaciones en sus tasas de formación, reflejadas en diferencias de espesor y en cambios de la temperatura y la salinidad y así como posibles en intercambios con otras regiones.

McCartney y Talley (1982) identificaron un Agua Modal de alta densidad, situada en el giro subtropical y el Giro Subpolar del Atlántico Norte, y la nombraron como Agua Modal Subpolar (AMSP). El rango de densidades que ocupaba iba desde 26.9 Kg. m⁻³ (sigma potencial) en el Este de Terranova, hasta 27.75 Kg. m⁻³ en el mar del Labrador. El origen de estas aguas está en el meandro que forma la corriente noratlántica. Estas aguas eran advectadas hacia el Atlántico Este, al Sur de la corriente noratlántica, enfriándose e incrementando su densidad a lo largo del camino. El agua con temperatura de 11- 12 °C se dividía en dos, fluyendo una hacia el Sur y la otra hacia el Norte. El flujo hacia el Sur era incorporado a la termoclina del giro subtropical y se le ha nombrado a menudo como Agua Noratlántica del Este (Harvey; 1982; Pollard et al. 1996). El flujo hacia el Norte se convierte en la entrada de agua cálida en el Giro Subpolar. Éste se enfría y aumenta su densidad, alcanzando los 8 °C en el Este de Islandia. Continúa dividiéndose y una parte va hacia el Este y entra en el mar de Noruega, siendo la aportación cálida al Ártico y el precursor de la formación del Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN). El resto circula hacia el Oeste dentro del mar de Irminger y después dentro del mar del Labrador, donde se enfría convirtiéndose en el Agua del Labrador.

Sin embargo, hay razones para pensar que existen más variaciones de este esquema de la formación, transformación y circulación del Agua Modal Subpolar. La porción de Agua Modal Subpolar que está al Sur de la corriente noratlántica y el

agua de 11 - 12 °C del Noreste del Giro Subtropical son Aguas Modales del giro del Norte, situadas al Sur del límite del giro del rotacional de tensión de viento. En este sentido, estas aguas son similares a las Aguas Modales centrales norpacíficas, descritas por Nakamura (1996a) y Suga et al. (1997). Tampoco se ha cuantificado correctamente la cantidad de AMSP que fluye hacia el Norte y se transforma a densidades más altas. Otras modificaciones vienen sucediéndose con las investigaciones actuales; por ejemplo Talley (1999b) dice que el Frente Subártico, que es la extensión de la corriente Noratlántica, gira hacia el Noreste entre la dorsal de Reykjanes y el Rockall Plateau. Éste separa las Aguas Modales Subpolares del Este y del Oeste del Giro Subpolar. La conexión entre las aguas del Este y el Oeste no parece clara ya que un flujo superficial fuerte y permanente hacia el Oeste, justo al sur de Islandia, no es aparente en la circulación climatológica. Las AMSP más cálidas del Giro Subpolar del Este alimentan el mar de Noruega. El origen del AMSP más fría del Oeste del Giro Subpolar no está claro pero puede venir desde otra parte diferente a la zona de la corriente Noratlántica - frente subártico. Las aguas del Labrador (AL), formadas por la convección dentro del mar del Labrador (Clark y Gascard, 1983; Pickart et al., 1997), pueden considerarse como las más densas de AMSP y se caracterizan en el Atlántico Norte Subpolar como un picnóstico, un mínimo relativo en salinidad y un máximo en oxígeno (Talley y McCartney, 1982).

El Agua Modal de Madeira (AMM) documentada por Siedler et al. (1987), aunque había sido sugerida por Käse et al. (1985) y presentada como agua tipo A por Fraga (1973), es el arquetipo de Agua Modal Subtropical de baja densidad. Este agua es claramente distinta al agua de 18 °C descrita por Worthington (1959) en la parte Oeste del Giro Subtropical. Esta asociada con la cara cálida del frente de las Azores y se encuentra fuera del área de afloramiento costero. El AMM tiene un rango de temperatura entre 16 - 18° C y un valor de sigma potencial entre 26.5- 26.8 kg m⁻³. Las capas de mezcla invernales profundizan hasta unos 200 m. (Käse et al., 1985). El AMM es advectada hacia el Sur y Oeste desde su formación, uniéndose a la termoclina como parte del Agua Central Noratlántica. El Agua Modal de Madeira desapa-

rece al final del Verano (Siedler et al., 1987) por lo que ha sido el foco de intensas investigaciones dentro del proceso de subducción, observándose desde su afloramiento invernal a su reestratificación, profundización y homogenización de su vorticidad potencial (Joyce et al., 1998).

El Agua Modal Subtropical del Atlántico Norte variante del Este (AMSTNAE), también conocida como Agua Modal del frente de Azores (AMFA), fue definida por Fiuza et al. en 1998 aunque previamente Fiuza había hecho referencia de su existencia en su tesis doctoral en 1984. En este trabajo, definió este agua como resultado de la mezcla de otras dos masas de agua; la representa como un segmento en el diagrama T / S que se extiende desde los valores de temperatura potencial $\theta = 13.13$ a 18.5 °C y Salinidad de $S = 35.8$ a 36.75 .

Se forma a lo largo del frente de Azores sobre la latitud de 35° N como resultado de la subducción de capas homogéneas de agua causadas por la fuerte evaporación y enfriamiento y su consecuente advección hacia el Este por la corriente de Azores entre las latitudes $35-45^{\circ}$ N, hacia las costas de la Península Ibérica y el Golfo de Cádiz. En este trayecto se divide en dos brazos, uno con dirección Norte y otro con dirección Sur que contribuye a la corriente de Canarias y alcanza la latitud de Cabo Blanco, donde se encuentra con el Agua Central SurAtlántica (ACSA; Fiuza y Halpern, 1982). La rama con dirección Norte se constituye como una extensión hacia el Este - Noreste de la corriente de Azores y se introduce en la circulación de los brazos costeros del sistema de corrientes de Portugal que varía estacionalmente (Ambar y Fiuza, 1994), al Norte del paralelo del Estrecho de Gibraltar. El afloramiento inducido por el viento domina a lo largo de la costa Oeste de la Península Ibérica desde finales de Primavera hasta finales del Verano. Las aguas frías, menos salinas y ricas en nutrientes que se encuentran sobre toda la plataforma en esta época evidencian esta situación, además de detectarse que los filamentos de agua aflorada penetran hasta más de 200 Km. en el océano abierto (Fiuza, 1984; Coste y al, 1986; Sousa, 1986). El flujo superficial hacia el Sur se observa a lo largo de toda la costa Oeste Peninsular prevaleciendo como consecuencia de los vientos del Norte. Por el

Peninsular prevaleciendo como consecuencia de los vientos del Norte. Por el contrario, un flujo con dirección Norte aparece durante el Invierno, principalmente de Diciembre a Marzo (Wooster et al., 1976; Fiuza et al., 1982). Éste se designa como contracorriente de la costa de Portugal y se encuentra al borde de la plataforma y el talud más superficial, alcanzando hacia el Norte la costa de Francia en el Golfo de Vizcaya (Ambar et al. 1986; Frouin et al 1990).

4. OBSERVACIONES Y RESULTADOS

4.1 Características termohalinas en el ESTOC

Helland- Hansen (1916), a quién se le atribuye de forma generalizada la introducción del término Masa de Agua, caracterizó el ACNA como una curva, prácticamente un segmento, cuyos extremos se definían por dos puntos del diagrama T / S. Posteriormente Wüst (1935) propuso otro método denominado “El método del núcleo ” que trazaba el desplazamiento de las Masas de Agua desde los extremos de temperatura y salinidad que les caracterizaban. Ambos métodos han sido aplicados ampliamente y han servido como herramienta para el análisis de la circulación oceánica.

El ACNA ha sido descrito mediante dos puntos de un segmento en la mayor parte de los trabajos de los distintos autores hasta la década de los ochenta (Helland-Hansen y Nansen, 1927; Iselin, 1936; Sverdrup et al., 1942; Mascareño, 1972; Tomczac, 1981; Fraga et al., 1985; Emery y Meincke, 1986; Santana, 1999). La Fig. 4.1,1 nos muestra los distintos perfiles T / S obtenidos en la estación ESTOC durante el periodo de análisis y el perfil T / S promedio. En ellos podemos distinguir la parte de temperaturas potenciales y salinidades más pequeñas, concretamente temperaturas entre 2.5 y 7 °C y salinidades de 34.9 y 35.2, que corresponde al Agua Noratlántica Profunda (ANAP o APAN). Después continúa una zona de mezcla de Aguas Intermedias donde podemos apreciar densidades con valores de Temperatura y Salinidad diferentes. Los valores más altos de Temperatura y Salinidad corresponden a porcentajes mayores de Agua Mediterránea (AM) y los más bajos, de estas mismas propiedades, a porcentajes mayores de Agua Antártica Intermedia (AAI). Desde la parte más alta de esta zona de mezcla, aproximadamente sobre los 10 °C y hasta los 18 o 19 °C, aparece una curva, casi un segmento, que define la composición termohalina del Agua Central Noratlántica (ACNA). Por último, vemos una zona muy ramificada

con valores más altos de temperatura y Salinidad que representa la variación estacional e interanual del Agua Superficial (AS).

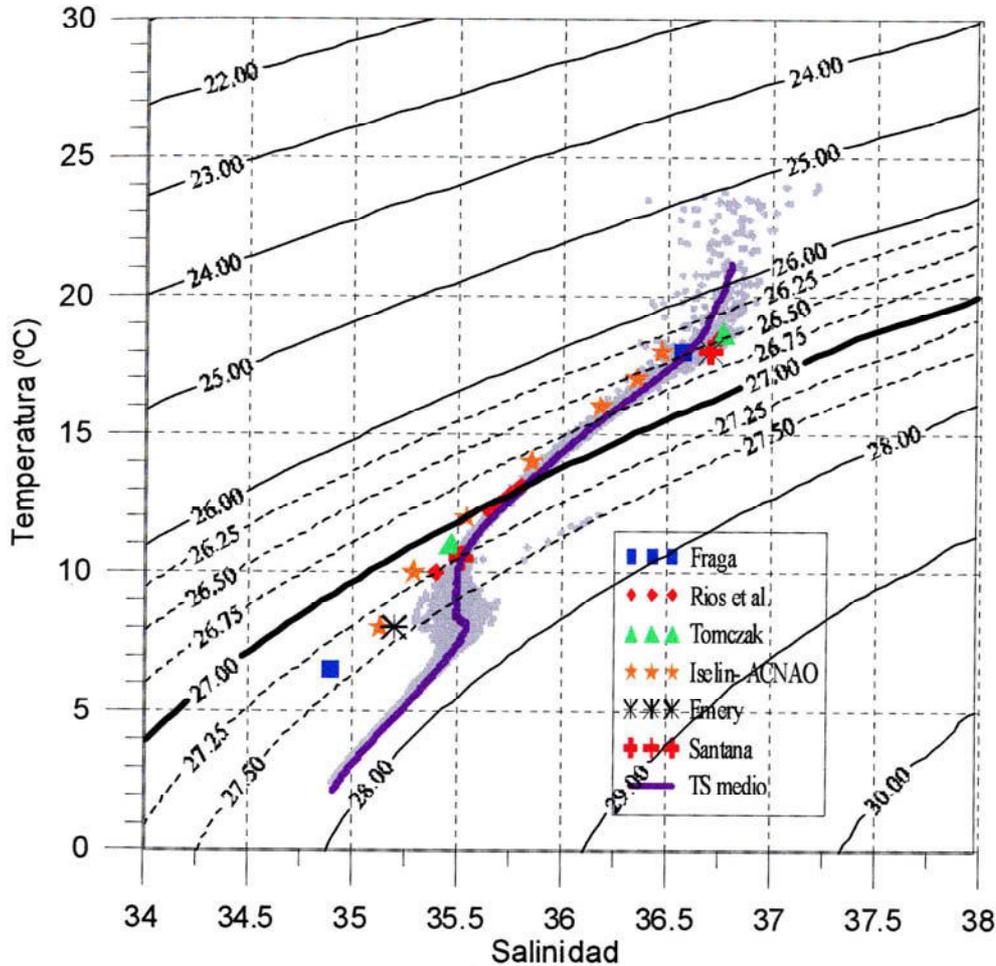


Fig. 4.1.1 Perfiles T / S obtenidos en la estación ESTOC. La línea violeta sobrepuesta representa el perfil TS medio y los símbolos muestran algunos de los valores propuestos por diferentes autores como extremos del Agua Central Noratlántica.

Si centramos la atención en la parte correspondiente al ACNA y la comparamos con los valores referenciados en la bibliografía, vemos como nuestros perfiles se alejan de aquellos valores dados por Iselin (1936) y se centran en los establecidos por otros autores como la variante Este del ACNA, es decir Agua Central NorAtlántica del Este (ACNAE). Harvey en 1982 comparó varios puntos del diagrama T / S, ex-

traídos de campañas llevadas a cabo en el Atlántico Noreste, con puntos obtenidos por Helland Hansen y Nansen (1927) e Iselin (1936), observando las diferencias entre los valores correspondientes a Iselin y la semejanza con aquellos dados por Helland Hansen y Nansen.

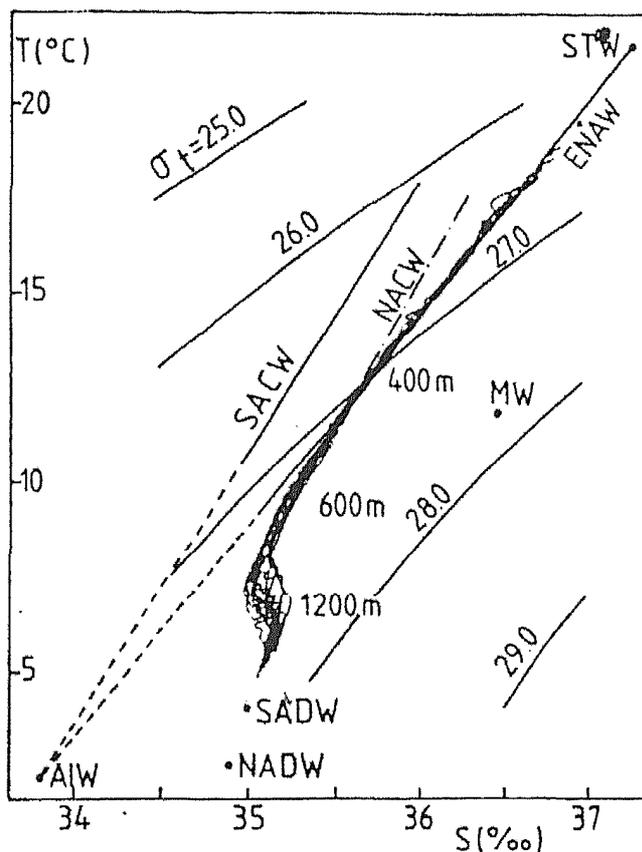


Fig. 4.1,2 Diagrama de Fiúza y Halpern (1982), calculado con los CTD que obtuvieron en una campaña llevada a cabo en el año 1982 entre las latitudes de 21 a 25.5° N.

También, Fiúza y Halpern (1982) (Fig. 4.1, 2) notan esta diferencia y proponen que este agua es consecuencia de la mezcla entre el Agua SubTropical (AST- 21.5°C y 37.3) definida por Worthington (1976) como Agua de Salinidad Máxima y el Agua Antártica Intermedia (AAI- 2.2°C y 33.8). Ellos destacaron que este mismo agua era la referenciada por el atlas de Fuglister (1960) como situada en las latitudes de Portugal, entre los 100 y 600 metros de profundidad y pudiéndose encontrar a más

de 1200 Km. al Norte. De esta forma concluyeron que el ACNAE es un buen indicador para el flujo de la Corriente de Canarias.

A partir de los datos de Temperatura y Salinidad reflejados en el diagrama T / S estableceremos la relación entre estas dos variables, seleccionando para ello el rango de valores del Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE). Así, intentaremos mejorar algunas de las relaciones existentes (Siedler y Stramma, 1983; Marrero et al., 2000) para este área apoyándonos en la mejor cobertura temporal de nuestros datos frente a otros datos históricos.

4.2 Obtención de la relación Temperatura - Salinidad del Agua Central Noratlántica en el ESTOC.

El método T / S se ha utilizado para inferir datos de Salinidad a partir de datos de temperatura mediante la obtención de la relación entre ambas variables (Emery, 1975; Emery y Wert, 1976; Siedler y Stramma, 1983; Emery et al., 1986; etc.). Para ello calculaban diagramas T / S promedio, utilizando perfiles de temperatura y salinidad de la base mundial. Distribuían las zonas geográficas y establecían la relación que definía la curva T / S para cada cuadrícula. De esta forma, las bases de datos con perfiles de temperatura obtenidos con XBTs podían ser utilizadas para determinar parámetros a escala global, cuya obtención resultaba muy difícil debido a la escasez de datos de salinidad.

La relación T / S para las Aguas Centrales inicialmente se consideró lineal. En 1981 Schmitt, basándose en los resultados obtenidos por Ingham (1966), sugirió que esta relación se ajustaba más a una curva que a un segmento. Para ello utilizó un método iterativo hasta alcanzar una solución, encontrando que este tipo de distribuciones se ajustaban claramente a soluciones del tipo polinómico. Marrero et al. (2000), en un trabajo geográficamente más próximo al área que vamos a analizar, establecieron relaciones polinómicas de grado cinco a cuadrículas de 2° de latitud x

2° de longitud, seleccionadas alrededor del archipiélago canario. Su análisis consistió en ajustar la curva más adecuada a una base de datos de CTD que habían sido seleccionados por su calidad y distribución geográfica (Tabla 4.2, 1).

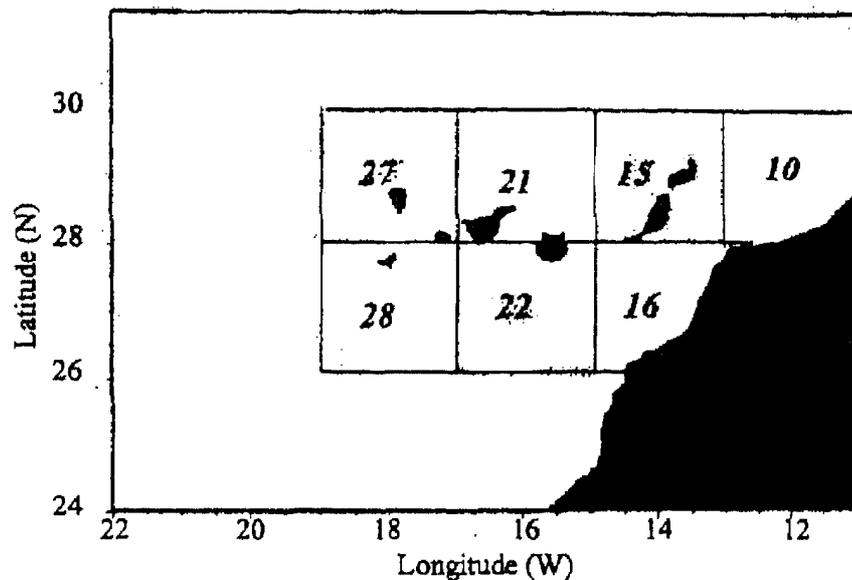


Fig. 4.2,1 Mapa de las zonas seleccionadas por Marrero et al. (2000)

Tabla 4.2, 1

zone	Parameters						R Square	SD	data n.
	A	B1	B2	B3	B4	B5			
10	-19.803	20.211	-2.9173	0.206327	-0.0070962	0.000094928	0.9925	0.0339	2241
15	-7.207	15.672	-2.2677	0.160281	-0.0054844	0.000072712	0.9927	0.0376	9228
16	-3.023	14.399	-2.1304	0.154211	-0.0054065	0.000073436	0.9897	0.0406	12801
21	2.871	12.012	-1.7385	0.122437	-0.0041539	0.000054409	0.9957	0.0290	17354
22	2.293	11.8415	-1.6702	0.115163	-0.0038346	0.000049352	0.9918	0.0413	47285
27	12.261	8.411	-1.2001	0.083220	-0.0027641	0.000035274	0.9944	0.0361	3962
28	-22.878	20.130	-2.7366	0.182120	-0.0058882	0.000074004	0.9942	0.0372	1959

Tabla 4.2,1 Coeficientes calculados por Marrero et. al (2000) para polinomios del tipo $S(T) = A + B_1 T + B_2 T^2 + B_3 T^3 + B_4 T^4 + B_5 T^5$ para cada cuadrícula descrita en el mapa anterior. También, se muestran los estadísticos correspondientes al ajuste utilizado.

De la misma forma, hemos pretendido obtener la relación T / S en el ESTOC, usando la serie de datos de Temperatura y Salinidad observados a lo largo de un periodo de cinco años en dicha estación. La distribución temporal de los perfiles nos permite establecer con cierto rigor la relación T / S del ACNAE (Agua Central Nortatlántica del Este). Para ello, hemos restringido el análisis a los datos referidos como pertenecientes al segmento que identifica dicha Masa de Agua. De esta forma hemos extraído todos aquellos pares de puntos que se encontraban en el rango de temperatura entre 10° C y 18.5° C característico del ACNAE. Con esto, evitamos la variabilidad debida a la estacionalidad y que otros autores suprimieron utilizando los perfiles exclusivamente a partir de los 100 m. de profundidad (Siedler y Stramma, 1983).

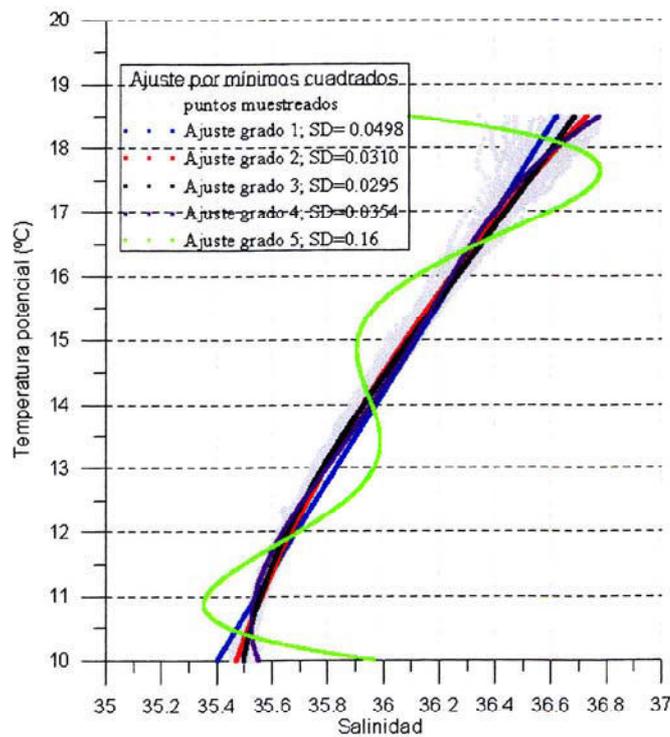


Fig. 4.2, 2 Diferencias entre ajustes polinómicos de distinto grado y el valor de su desviaciones estándar.

El método utilizado para la obtención de la curva fue el ajuste polinomial por mínimos cuadrados (Lancaster y Salkauskas, 1986; Bevington y Robinson, 1969). En

la figura 4.2, 2 tenemos representados los valores de salinidad ajustados por el método de los mínimos cuadrados para curvas polinómicas de distintos grados. Gráficamente queda claro que las curvas que más se ajustan son las obtenidas con los polinomios de grado dos y tres. En la leyenda de la misma figura tenemos los valores de desviación estándar obtenido en cada ajuste, siendo el polinomio de grado tres el que presenta menor desviación.

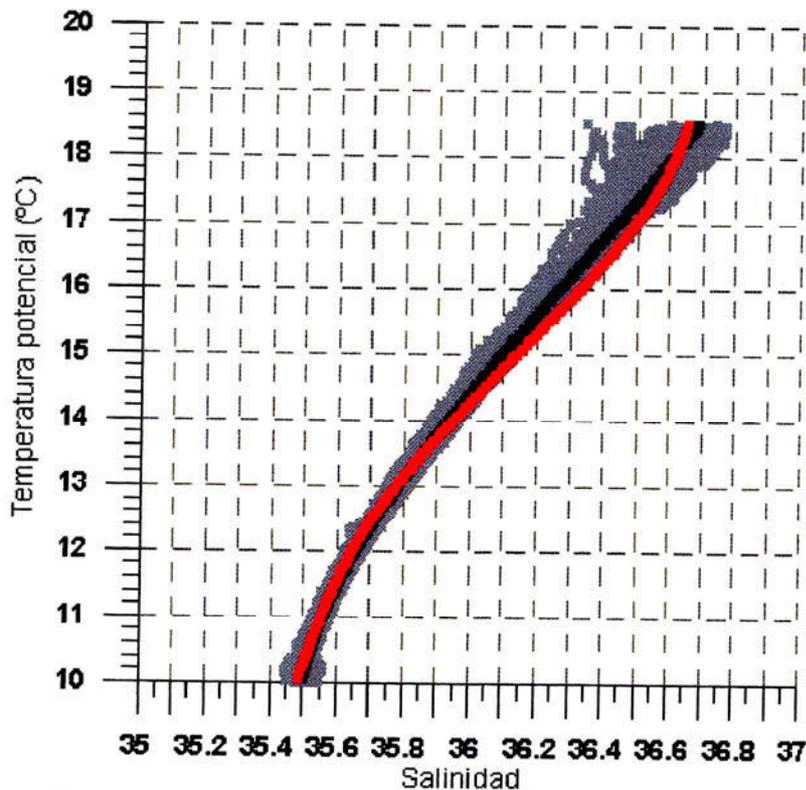


Fig. 4.2, 3 Datos de los perfiles de Temperatura Potencial y Salinidad obtenidos en ESTOC (color gris); Superpuesto en color negro los valores de temperatura potencial utilizada para el ajuste y la salinidad resultante, y por último en rojo los valores de temperatura y los de salinidad resultantes de utilizar la solución polinómica de quinto orden definida por Marrero et al., (2000) en la zona 21 de la Fig. 4.2,1.

Así la solución encontrada tendría la forma:

$$S(T)=AT^3+ BT^2+ CT+ D$$

Siendo los valores de los coeficientes encontrados y sus estadísticos:

$$S(T) = -0.0011737 T^3 + 0.05679992 T^2 - 0.7425462 T + 38.415339$$

Donde: $R^2 = 0.9965$; $SD = 0.0295$ y N° de datos = 15755

La Fig. 4.2, 3 compara el ajuste utilizado por Marrero et al.(2000) y el obtenido a partir de los datos del ESTOC utilizando la solución polinómica de grado tres. Ambos se han representado sobre el conjuntos de datos de Temperatura y Salinidad observados en el ESTOC que se limitaban al rango de temperatura elegido.

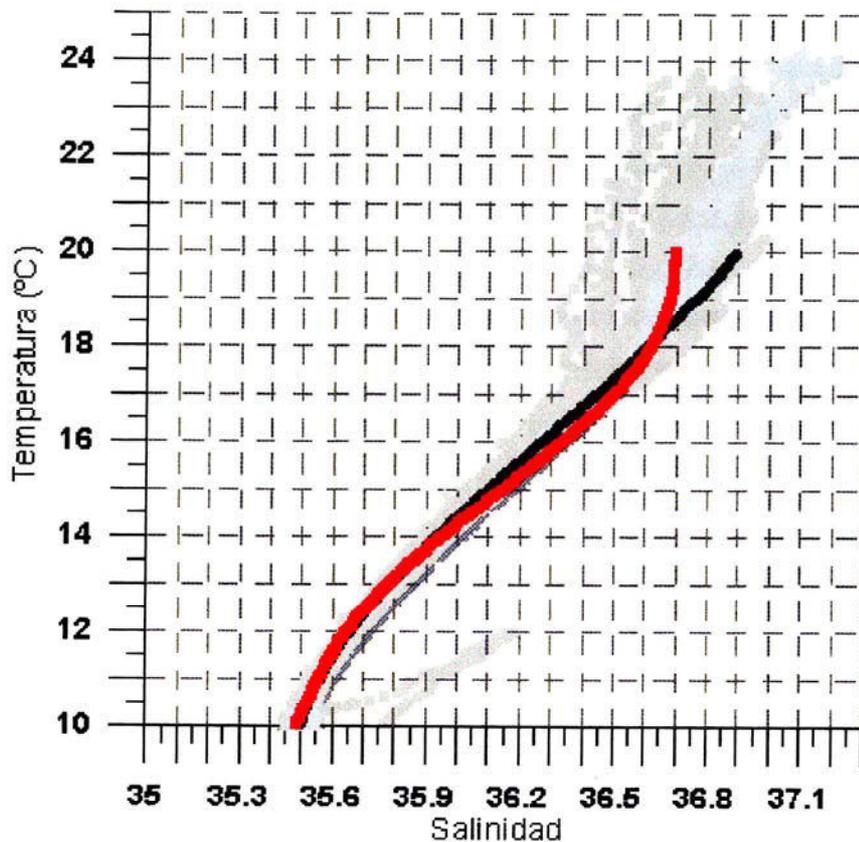


Fig. 4.2, 4 Diagrama T/S comparativo entre los datos de ESTOC (color gris), los datos de las campañas CANIGO (color azul), los datos correspondientes al ajuste de Marrero et al., 2000 (color rojo) y el ajuste obtenido con los datos ESTOC (color negro).

La Fig. 4.2, 4 nuevamente compara la curva definida por Marrero et al. (2000) y la definida en este estudio para la estación ESTOC, y ambas las representamos sobre un conjunto de datos, compuesto por cuatro campañas realizadas durante el proyecto CANIGO y los propios del ESTOC, con un total de 39036 pares de puntos que representan el área 21 descrita por Marrero. En este caso se han representado los datos de temperatura y Salinidad incluyendo aquellos que corresponden a valores mayores a 18 °C y su salinidad respectiva, así como la aparición de una Lente de Agua Mediterránea (LAM). Las campañas utilizadas son las nombradas como:

- Meteor 37 (Enero 1997). 6900 pares de puntos distribuidos en 18 perfiles.
- Poseidon 233 (Septiembre 1997). 4303 pares de puntos distribuidos en 12 perfiles.
- Poseidon 237 (Abril 1998). 3025 pares de puntos distribuidos en 6 estaciones.
- Meteor 42 (Julio 1998). 6463 pares de puntos distribuidos en 19 perfiles.
- ESTOC. 18345 pares de puntos distribuidos en 51 perfiles.

En ambas representaciones (Fig. 4.2, 3 y 4) se observa que el ajuste de Marrero et al. (2000) parece influenciado por los datos superficiales que reflejan la variabilidad estacional. Se observa como la línea se inclina hacia el volumen de datos que representan los meses estivales, cuya variabilidad superficial produce una nueva curvatura que ajusta estos datos. En el ESTOC se evitó esta inclinación definiendo el rango característico antes de realizar el ajuste, cortando los perfiles a la temperatura de 18.5 en la parte más superficial y 10 °C en la parte inferior como ya comentamos anteriormente, y también extrayendo el perfil correspondiente a Julio de 1996 donde la presencia de una LAM afectaría al ajuste.

4.3 El ratio de densidad y su variabilidad temporal

Schmitt (1981) sugirió que el tipo de relación entre la temperatura y la salinidad a gran escala en las aguas centrales evidenciaba señales de actividad de mezcla de doble difusión en la termoclina más superficial. Su análisis se basó en los resultados obtenidos por Ingham (1966) y propuso que la relación T- S de las Aguas Cen-

trales se describía mejor por una curva que por un segmento. Esta curva estaba definida por la relación entre los coeficientes de expansión térmica y de contracción salina. El resultado era una constante denominada “Ratio de densidad” y que se representaba como:

$$R_{\rho} = \alpha \, dT / \beta \, dS$$

Donde: $\alpha = -\rho^{-1} \delta\rho / \delta T$; $\beta = \rho^{-1} \delta\rho / \delta S$

El ratio de densidad controlaba la intensidad de la actividad de los procesos de mezcla en forma de “dedos de sal” (salt fingers), los cuales explicaban las observaciones de Ingham (Schmitt, 1979a). Este mecanismo sucede cuando dos aguas de igual densidad pero con características termohalinas distintas y gradientes verticales del mismo signo entran en contacto. En este caso, el agua más caliente y más salina pierde más rápidamente calor que sal ya que la tasa de difusión molecular de calor es 100 veces mayor que la de sal, pudiendo aumentar su densidad y hundirse dentro de la capa más fría y menos salina. Asimismo esta capa más fría y más dulce gana calor en la interfase y puede disminuir su densidad en una cantidad suficiente para ascender a la capa más cálida y salina. Esta situación se conoce como inestabilidad de doble difusión. Estos movimientos hacia capas superiores e inferiores ocurren en forma de columnas delgadas, por lo que el fenómeno se conoce como “dedos de sal”. Este proceso está fuertemente ligado a la convección y es el causante de la convergencia o divergencia en los perfiles verticales del ratio de densidad y se produce para compensar las perturbaciones ocasionadas por las variaciones en el sistema.

La Fig. 4.3, 1 representa los valores de los ratios, para cada Agua Central obtenidos por Schmitt (1981), el gráfico representa con línea discontinua el mejor ajuste lineal y con la línea continua el obtenido desde la integración de la ecuación del ratio de densidad. Ambos ajustes se encuentran sobre los puntos de la distribución señalando la mejoría con el ajuste en forma de curva.

Existen dos aproximaciones clásicas para la existencia de una relación T / S en el Agua Central dadas por las siguientes definiciones:

- La mezcla vertical entre dos aguas tipo de punto final produce una dependencia lineal en el T / S al resto de las aguas tipo con valores termohalinos entre estos dos puntos (Schmitt, 1981).
- Los perfiles verticales de temperatura y salinidad de las Agua Centrales reflejan las características de las aguas tipo, modificadas por el intercambio con la atmósfera en la superficie y propagadas posteriormente a lo largo de las isopícnas (Iselin, 1939).

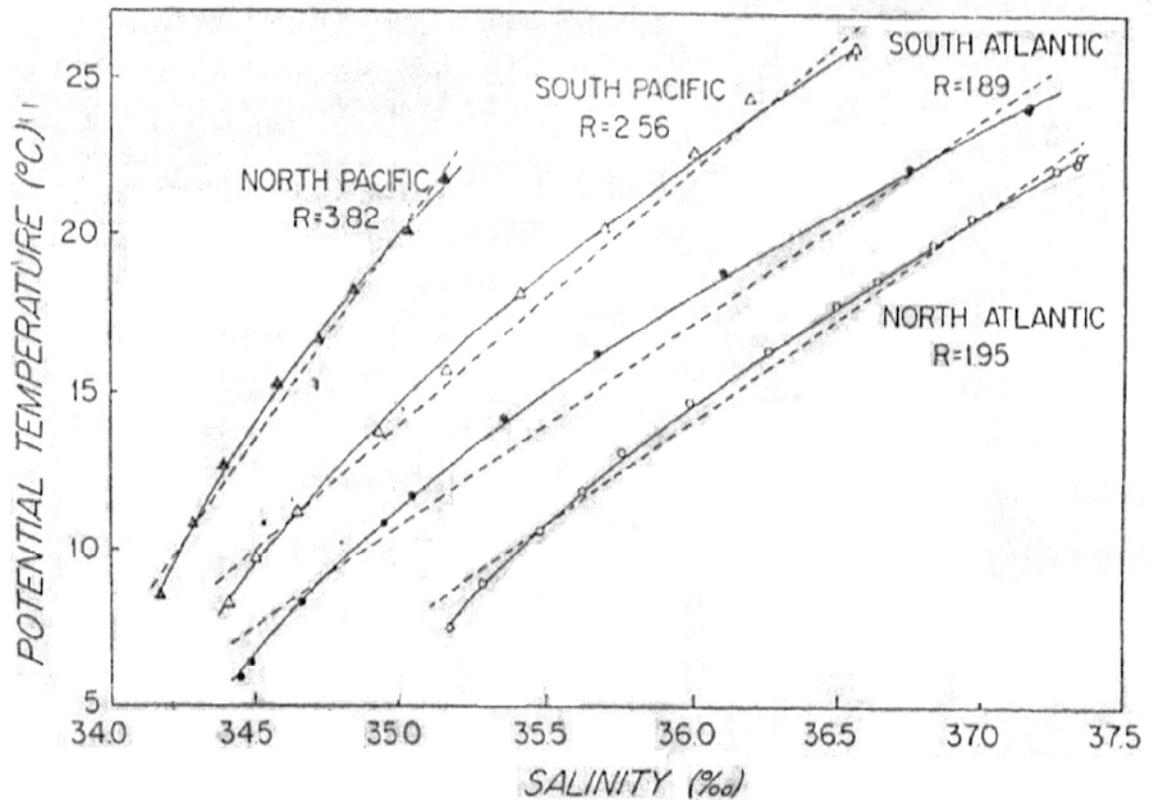


Fig. 4.3, 1 Representación de las curvas obtenidas por Schmitt (1981) para las Aguas Centrales, a partir del ratio de densidad constante y una solución iterativa para el ajuste.

Las nuevas teorías sobre los débiles mecanismos de mezcla y la no linealidad de la relación T / S dejan la primera explicación como insostenible y además, las

teorías sobre los procesos de subducción y la ventilación de la termoclina favorecen la segunda. Stommel y Csanady (1980) sugirieron que debía existir una relación entre la pendiente de la curva T / S y los transportes de calor y vapor de agua en la atmósfera, aunque sólo consiguieron una escasa correlación.

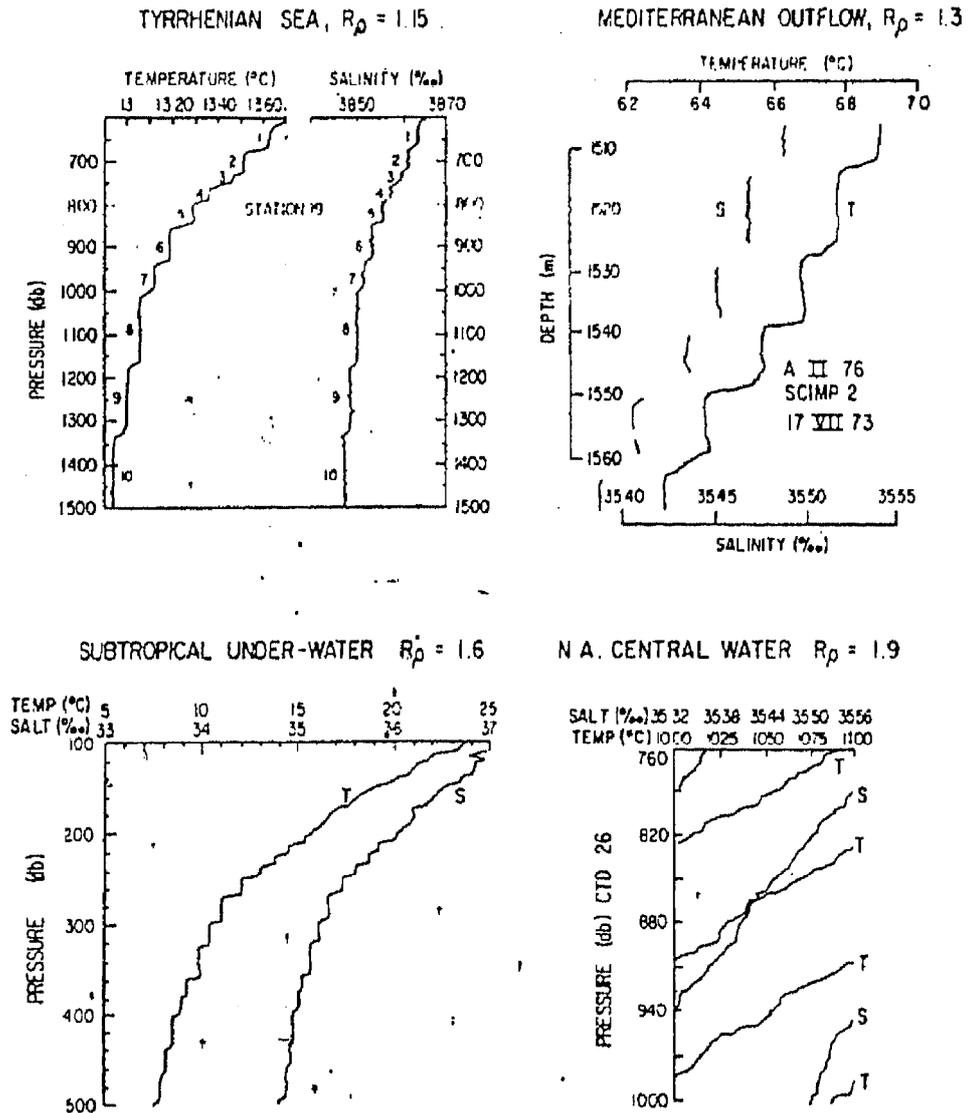


Fig. 4.3, 2 Ejemplos de estructuras de escaleras en distintos océanos en Schmitt, 1981

Los procesos de doble difusión aparecen como una buena aproximación para explicar los dos aspectos más importantes de la relación T / S de las Aguas Centrales:

la elasticidad y el carácter constante del ratio de densidad. La doble difusión asegura la elasticidad de la relación por eliminación de las anomalías en las superficies isopícnas. Stern (1967) mostró que las anomalías por enfriamiento o endulzamiento deben incrementar la isopícnica, por causa del mayor transporte de sal debido a los procesos de mezcla en forma de “dedos de sal”. Joyce et al. (1978) comprobaron estos fenómenos en el Frente Polar Antártico. La mezcla continuará hasta alcanzar una isopícnica con características semejantes. Sin embargo, este proceso no afectará a la forma de la curva T / S . Stern (1960) mostró que débiles gradientes salinos eran capaces de producir procesos de mezcla en forma de “dedos de sal”, siempre y cuando estos gradientes fueran menores que el valor 100 del ratio de difusividades del calor y la sal. Posteriormente, Schmitt (1979) ajustó el rango del ratio de densidad para favorecer los procesos de mezcla en forma de “dedos de sal” a aquellos valores menores de 2. La tasa de crecimiento de estos procesos se incrementaba diez veces cuando el valor de $R\rho$ era de 1.03 con respecto a $R\rho=1.9$, no se espera por lo tanto que estos procesos se vean interrumpidos por bajos niveles de turbulencia mecánica ni cizalladuras estables (Linden, 1973). Solamente, se podrán perturbar por gradientes de T y S causados por el oleaje cuando el $R\rho$ sea menor a 2.

La estructura escalonada en la termoclina es la señal más clara para que se produzcan los procesos de mezcla por “dedos salinos”. La Fig. 4.3, 2 muestra algunos ejemplos de estructuras en escaleras con los ratios de densidad bajos. La correlación entre estas estructura termohalinas y los valores bajos del ratio confirma la tesis que los fenómenos de mezcla en forma de “dedos salinos” en interfases de gradientes altos son los causantes del movimiento en las capas que se están mezclando. La ausencia de escaleras para valores de $R\rho$ mayores a 2, sugiere la posibilidad de interferencia con otros procesos, como por ejemplo ondas internas presionando o quizás, la tasa de crecimiento de “dedos salinos” en la mezcla es más rápida a valores bajos de $R\rho$ y permite que este proceso se adelante a los otros.

Los “frentes” son otro de los fenómenos donde se observan frecuentemente los procesos de doble difusión. Stern (1967), Toole y Georgi (1981) sugirieron que los gradientes laterales de T y S pueden causar intrusiones isopícnas, inducidas a través del frente por gradientes de presión. Estos gradientes son debidos a los flujos de densidad en los fenómenos de mezcla causada por “dedos de sal”. Klein y Tomczak (1994) y Klein y Siedler (1995) usaron este método para diferenciar el ACNA y el ACSA a cada lado del frente de Cabo Verde. El objetivo del estudio era separar la mezcla isopícnica y diapícnica en la zona frontal. Para ello, tenían que identificar regiones y profundidades que mostrasen desviaciones en la mezcla isopícnica y verificar que estas desviaciones eran causadas por los procesos de doble difusión. En ambos trabajos se compararon los resultados de un análisis multiparamétrico con los obtenidos a través del método tradicional del análisis T/S. La comparación permitió determinar la presencia de procesos de mezcla diapícnica cuanto más cerca se estaba del frente y comprobaron que se podía mejorar los valores de los porcentajes de la presencia de una masa u otra si se incluían este tipo de procesos.

Si calculamos los valores de R_ρ , como hicieron Klein y Tomczak (1994) para los distintos perfiles obtenidos y en el rango de isopícnas que caracterizan el ACNA, obtenemos un valor casi constante y próximo al obtenido por Schmitt (1981). Para lograrlo hemos extraído de cada perfil los pares de temperatura y salinidad correspondiente al rango de isopícnas entre 26.6 y 27.2 y a partir de ellos, calculamos su correspondiente valor de densidad. Al igual que otros autores (Schmitt, 1981; Klein y Siedler, 1995), pretendemos limitar el análisis del ratio de densidad al rango estrictamente del ACNAE. Para calcular el valor medio del ratio de densidad hemos interpolado con respecto a la presión los perfiles a intervalos de 50 dbars (Schmitt, 1981 utilizó intervalos de 100 m en sus perfiles). El resultado obtenido es un valor medio de $R_\rho = 1,96$ y una desviación estándar de 0.127. La representación de los valores para cada mes (Fig. 4.3, 3a) demuestra una gran estabilidad en el valor del ratio, sólo alterada en el mes de Marzo de 1999. La anomalía del ratio de densidad que corresponde a la diferencia del valor mensual menos el valor medio marca una

cierta tendencia a incrementar desde el principio del periodo hasta el mes de Febrero de 1999. A partir de aquí desciende adquiriendo nuevamente los valores más bajos del periodo.

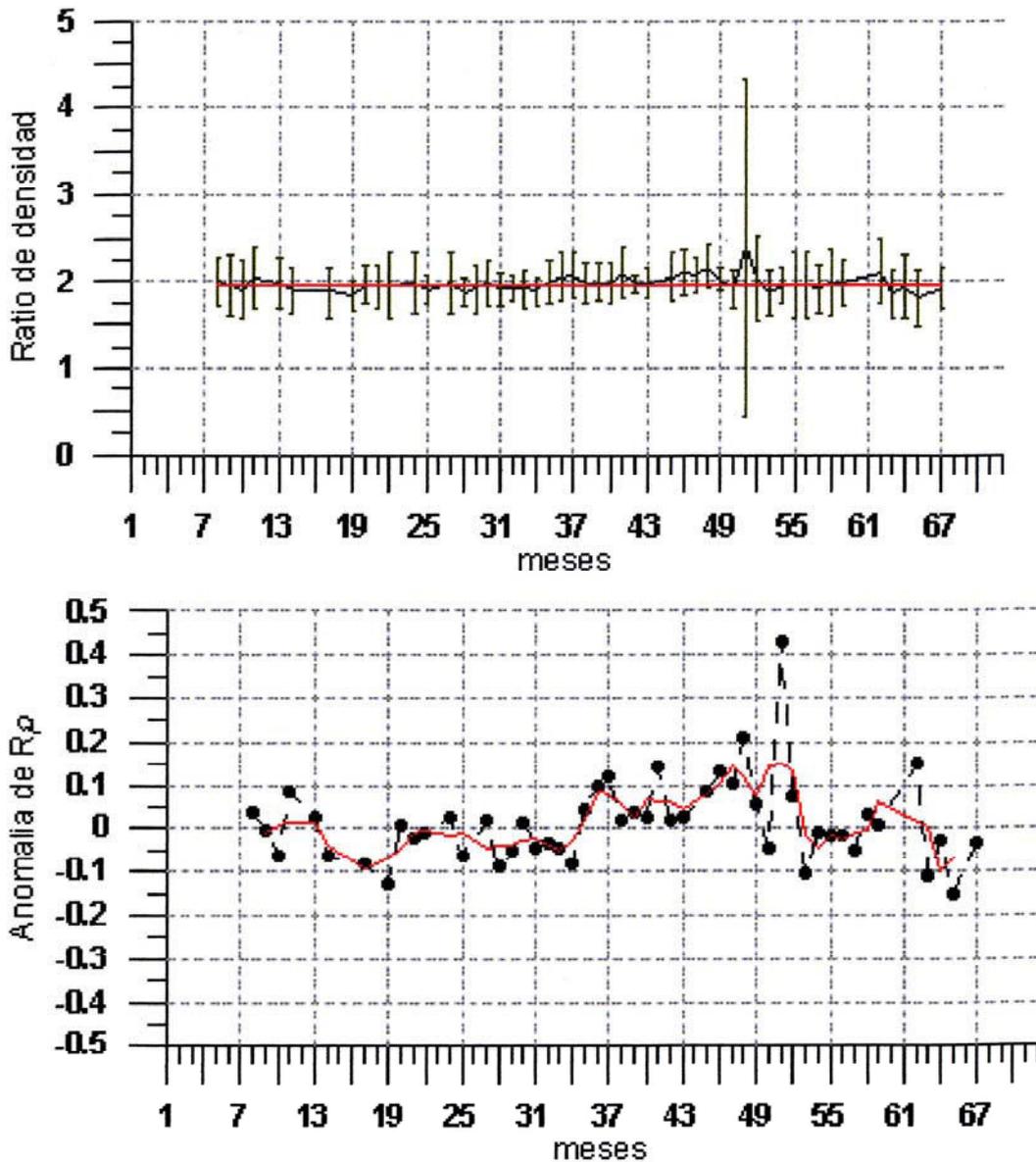


Fig 4.3, 3 a) El diagrama de arriba representa los valores medios mensuales del ratio de densidad y su correspondiente desviación estándar. Sobrepuesto en rojo el valor medio total del ratio. b) El diagrama de abajo muestra la anomalía del ratio de densidad y sobrepuesto el ajuste de media móvil de sus valores. Los meses presentan un número correlativo comenzando en Enero de 1994 hasta Diciembre de 2000.

Es importante reflejar como el valor del ratio de densidad es extremadamente constante entre las isopicnas de 26.8 y 27.1 kg. m^{-3} durante los tres primeros años. En el periodo restante, este valor es ligeramente alterado principalmente a densidades más bajas, con la presencia de los mínimos anteriormente comentados, pero también desde las isopicnas mayores de la distribución ya que se ven perturbadas por valores mayores de dos.

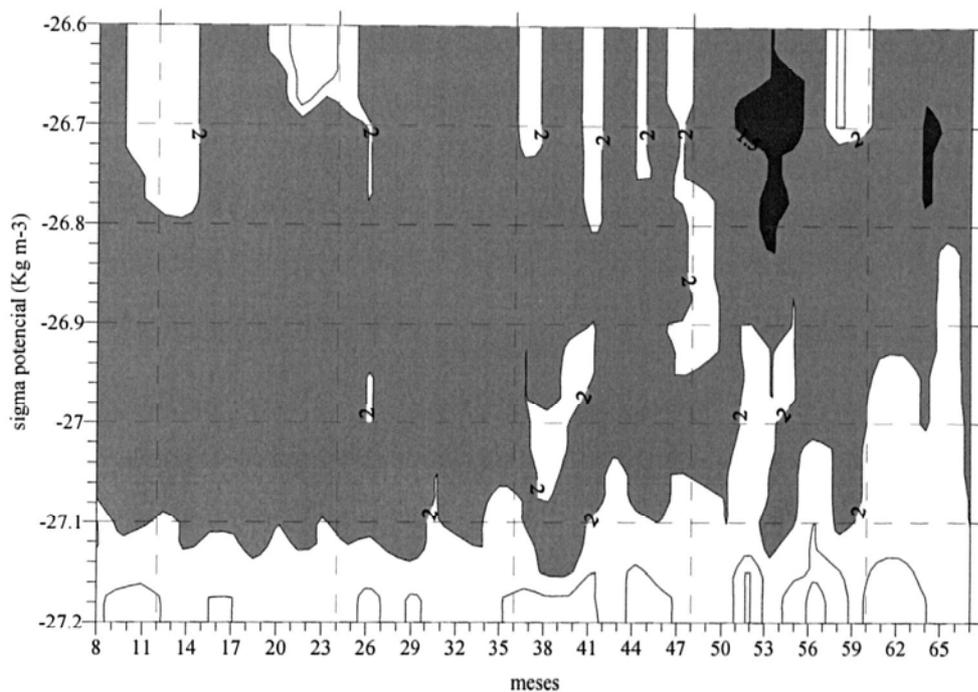


Fig. 4.3, 4 Distribución temporal del ratio de densidad. Los meses presentan una numeración correlativa que comienza con el número ocho, que representa a Agosto de 1995, y finaliza con el número 67 que corresponde a Julio de 2000.

La distribución temporal del ratio (Fig. 4.3, 4) muestra también la estabilidad de su valor en la columna de agua. El valor sólo se ve alterado durante el invierno de 1999, que corresponde a los meses 49, 50 y 51, donde decrece a valores inferiores de 1,5 en las capas más superficiales; este valor es compensado posteriormente, alcanzando nuevamente valores próximos a 2. Una reducción de menos entidad durante el

siguiente año es así mismo apreciable. Estas reducciones son causadas por los procesos de convección más acentuados que sucedieron durante estos años.

La Fig. 4.3, 5 muestra la formación de escaleras en los perfiles de temperatura y salinidad obtenidos en Febrero de 1999. De esta forma, comprobamos la asociación de los valores más bajos del ratio con la aparición de dichas estructuras.

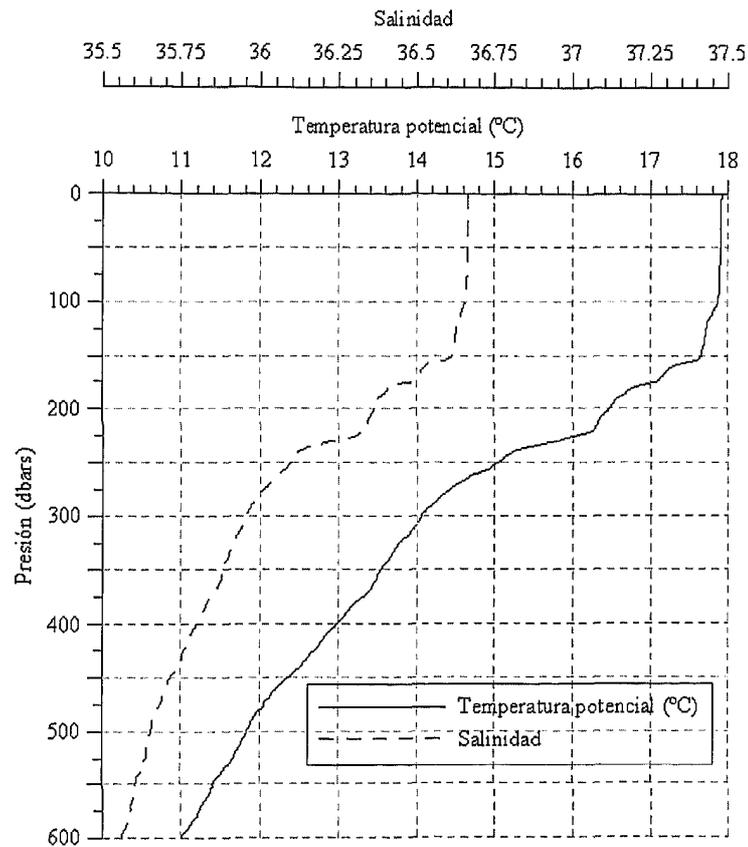


Fig. 4.3, 5 Perfiles de temperatura potencial y Salinidad obtenidos en el ESTOC en el mes de Febrero de 1999.

4.4 Agua Superficial

El agua superficial, entendiéndola como aquella que a lo largo de su ciclo estacional se ve afectada por los intercambios con la atmósfera, se extiende hasta cerca de los 200 metros (Santana, 1999). Los parámetros estadísticos referidos a la temperatura, la salinidad y la densidad, hallados a partir de los datos obtenidos a lo largo del periodo de estudio, nos definirán las características de la estructura termohalina superficial en el ESTOC.

4.4.1 Temperatura

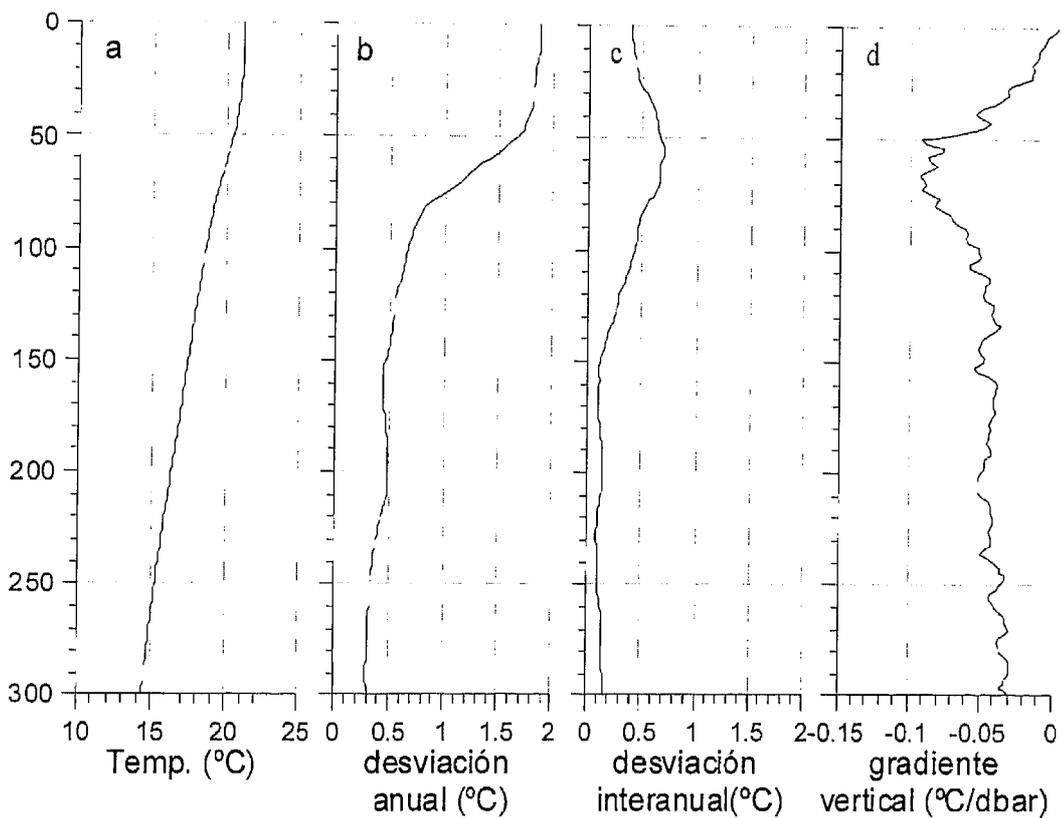


Fig.4.4.1, 1 a, b, c, d. Perfiles medio, desviación anual, interanual y gradiente vertical de temperatura en el ESTOC desde el conjunto total de datos.

El perfil superficial medio de la temperatura, muestra un aspecto similar al

obtenido por Emery y Dewar (1982) para la cuadrícula correspondiente a este área. El valor superficial medio encontrado es de 21.171 °C, con una desviación anual máxima en la superficie de 1.6 °C, descendiendo bruscamente hasta los 100 dbar con un valor de 0.3 °C. La desviación interanual, obtenida de los promedios anuales establecidos como periodos de doce meses desde Agosto a Julio, tiene un valor de 0.3 °C en la superficie. El máximo está sobre los 60 dbar con un valor de 0.7 °C, que se corresponde con la variabilidad en la profundidad de la termoclina estacional y hay además una zona de valores de 0.1 °C aproximadamente entre 150 y 225 dbar situados en la profundidad de la capa de mezcla y el comienzo de la termoclina principal. El gradiente vertical medio de la temperatura se incrementa desde la superficie hasta los 50 dbar, donde se encuentra una zona de gradiente máximo hasta los 75 dbar, con valores superiores a 0.04 °C dbar⁻¹ y que alcanzan valores próximos a 0.1 °C dbar⁻¹. Estos valores máximos se identifican con la presencia de la termoclina estacional. El gradiente continúa mostrando una zona de valores más constantes que los anteriores y posteriores con un valor de 0.05 °C dbar⁻¹ entre 150 y 200 m, y prosigue su disminución hasta alcanzar valores de 0.02 °C dbar⁻¹ que estarían relacionados con la profundidad de la capa mezclada invernal y con el comienzo de la termoclina permanente (Defant, 1936).

El análisis de los ciclos estacionales (Fig. 4.4.1, 2) en la temperatura superficial del mar nos muestra una amplitud térmica máxima de 2.7 °C año⁻¹, calculada como la mitad de la diferencia de los valores extremos de la temperatura que son 17.92 y 23.629 °C. Esta amplitud es del orden a la encontrada por Pérez Marrero (1998), entre 2.4 y 3.2 °C año⁻¹, según el análisis de tres series largas de datos in situ y medidas de satélite en distintas latitudes próximas al archipiélago. Si estudiamos cada periodo individualmente, es decir un año distribuido desde el mes de Agosto al mes de Julio del año siguiente, observamos que en los tres primeros la amplitud térmica es prácticamente la misma sobre 2.25 °C. Sin embargo en los dos últimos, este valor aumenta y alcanza su máximo (2.7 °C año⁻¹). Este máximo no se obtiene a partir de los incrementos de temperatura en los meses estivales sino de los decrementos

en los periodos más fríos.

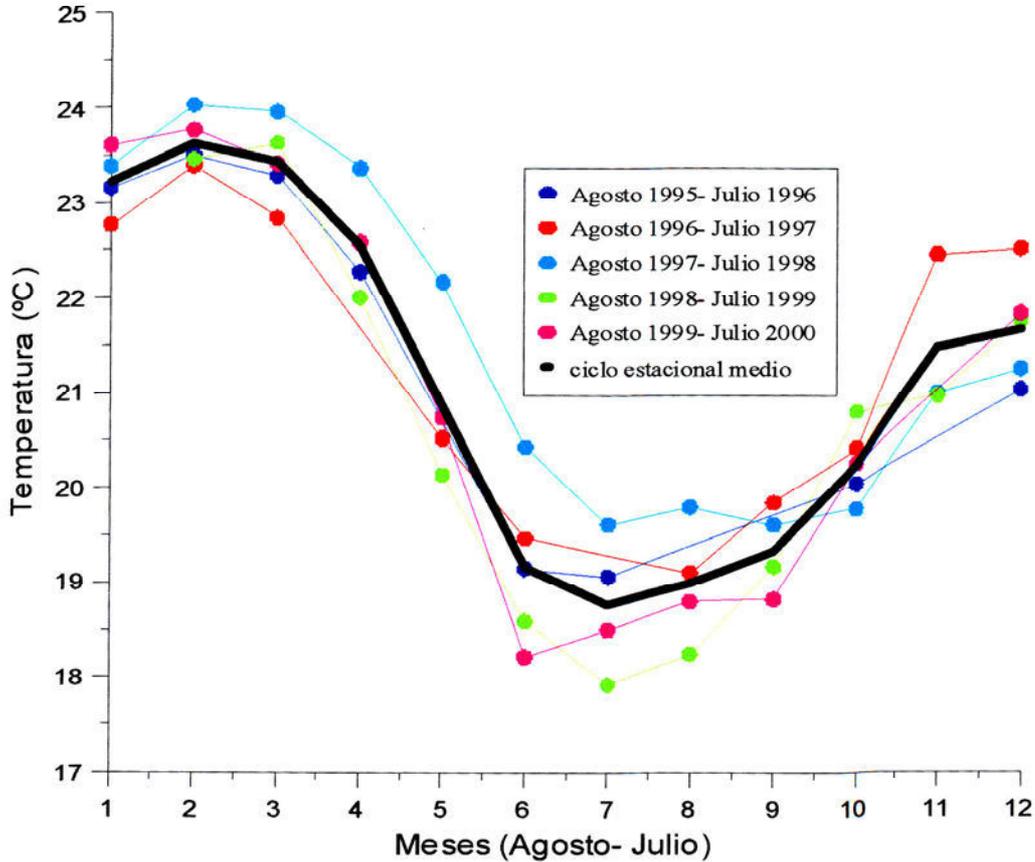


Fig.4.4.1, 2 Ciclos anuales de temperatura superficial en el ESTOC durante el periodo Agosto de 1995 a Julio de 2000 y su ciclo medio

El ciclo estacional promedio, calculado utilizando las medias mensuales, muestra la temperatura mínima en el mes de Febrero y la máxima en el mes de Septiembre. Si comparamos con cada ciclo, resultante de la división del periodo de muestreo en años comprendidos de Agosto a Julio del siguiente, vemos que están prácticamente en fase, con ligeros desplazamientos en alguno de ellos. Podemos suponer que estos desplazamientos pueden deberse, en una proporción indeterminada, a la irregularidad en los intervalos de muestreo que dependían de la disponibilidad de los buques oceanográficos.

p	Frecuencia (cpm)	Periodo (mes)	Coefficiente A_p	Coefficiente B_p	Coefficiente C_p	Fase (grados)
0	0	0	42,14558792	0	42,14558792	0
1	0,016666668	60	-0,2819573	0,129091814	0,310104191	-24,60029
2	0,033333335	30	0,292668849	-0,25568375	0,388624787	-41,14139
3	0,050000001	20	-0,18029417	0,241142601	0,301090926	-53,21579
4	0,066666667	15	0,021810405	0,126343697	0,128212407	80,205712
5	0,083333336	12	1,279847503	1,976426363	2,354627609	57,074678
6	0,100000001	10	0,21493715	-0,082975551	0,230397314	-21,10887
7	0,116666667	8,5714283	-0,1070041	-0,0675283	0,126530424	32,255271
8	0,133333334	7,4999995	0,128639862	0,046694212	0,136852339	19,950092
9	0,150000006	6,6666665	0,013425827	-0,05690641	0,058468729	-76,72507
10	0,166666672	6	-0,42447764	-0,02423103	0,425168663	3,2671472
11	0,183333337	5,4545455	-0,09076048	0,120276563	0,150678188	-52,96187
12	0,200000003	5	0,00370903	-0,079447061	0,079533592	-87,32707
13	0,216666669	4,6153846	0,089258827	0,013882849	0,090332009	8,8406521
14	0,233333334	4,2857141	-0,01416168	0,057243176	0,058968928	-76,10433
15	0,25	4	-0,00351003	-0,041752119	0,041899402	85,194559
16	0,266666681	3,7499998	0,017850367	0,028360676	0,033510648	57,813472
17	0,283333331	3,5294118	0,10712935	-0,062116317	0,123835109	-30,10625
18	0,300000012	3,3333333	-0,02859395	-0,108131722	0,111848488	75,187967
19	0,316666663	3,1578948	-0,09162852	0,072058931	0,116568759	-38,18239
20	0,333333343	3	-0,17048727	-0,013600243	0,171028867	4,5609857
21	0,349999994	2,8571429	-0,03015385	0,094827309	0,099506147	-72,36003
22	0,366666675	2,7272727	-0,01317755	-0,005494336	0,014277102	22,633534
23	0,383333325	2,6086957	0,018358739	0,007196491	0,019718844	21,404818
24	0,400000006	2,5	-0,00911013	0,053192325	0,053966824	-80,28138
25	0,416666657	2,4000001	-0,02490451	0,025761567	0,035831448	-45,96913
26	0,433333337	2,3076923	0,092738912	0,026644209	0,096490517	16,029544
27	0,449999988	2,2222223	-0,01680025	-0,006566293	0,018037861	21,347802
28	0,466666669	2,1428571	0,004774984	-0,028380182	0,028779075	-80,44941
29	0,483333319	2,0689657	0,016452026	0,039534707	0,042821281	67,405799
30	0,5	2	-0,10674998	0,000139124	0,106750071	-0,074672

Tabla 4.4.1, 1 Coeficientes de Fourier y frecuencias para la serie de temperaturas mensuales superficiales. La frecuencia está en ciclos por mes. $A_{p=0}/2$ es la temperatura media y la fase es el ángulo para cada componente, tomado en sentido contrario a las agujas del reloj desde el eje positivo de A_p . En color rojo se destaca los coeficientes correspondiente a al periodo anual y en azul a los restantes periodos más influyentes en el ajuste del ciclo estacional de la distribución.

En la Fig. 4.4.1, 2 también se distingue un ciclo especialmente caliente (1995 – 1996) y otro frío (1998 – 1999) con respecto a los demás. El análisis de Fourier

determina la importancia de las distintas frecuencias o sus correspondientes periodos que forman parte de la serie estudiada. De esta forma, la tabla 4.4.1, 1 muestra que la frecuencia correspondiente al periodo de 12 meses es la más importante para generar el ciclo estacional, seguida de las de menor frecuencia, es decir periodos más largos, y la correspondiente al periodo semestral.

En la comparación de la curva obtenida desde los promedios mensuales y la curva ajustada desde el análisis de Fourier (Fig. 4.4.1, 3), utilizando sólo las componentes anual y semestral, vemos que sus diferencias son muy pequeñas y representan coherentemente el máximo y el mínimo anual. Así podemos establecer la ecuación representativa del ciclo como:

$$T(t) = 21.0728 + [1.2799 \cos (0.5236t) + \text{sen} (0.5236t) - 0.4245 \cos (1.0472t) - 0.0242 \text{sen} (1.0472t)]$$

El análisis de la anomalía, calculada a partir de la diferencia mensual en cada año con respecto al promedio mensual interanual, determina la variabilidad encontrada en el ESTOC en el periodo de muestreo.

La Fig. 4.4.1, 4 muestra las anomalías extremas referidas a los promedios mensuales obtenidos para los cinco años de análisis. Las líneas rojas representan la variabilidad máxima positiva con respecto al valor medio mensual, calculado desde los valores existentes para cada mes en el global de los datos. Por el contrario, la líneas azules representan la variabilidad máxima negativa en cada mes. Las mayores diferencias se corresponden con la época invernal, alcanzando valores de 1.35 y -1 °C respectivamente en los meses de Diciembre a Febrero.

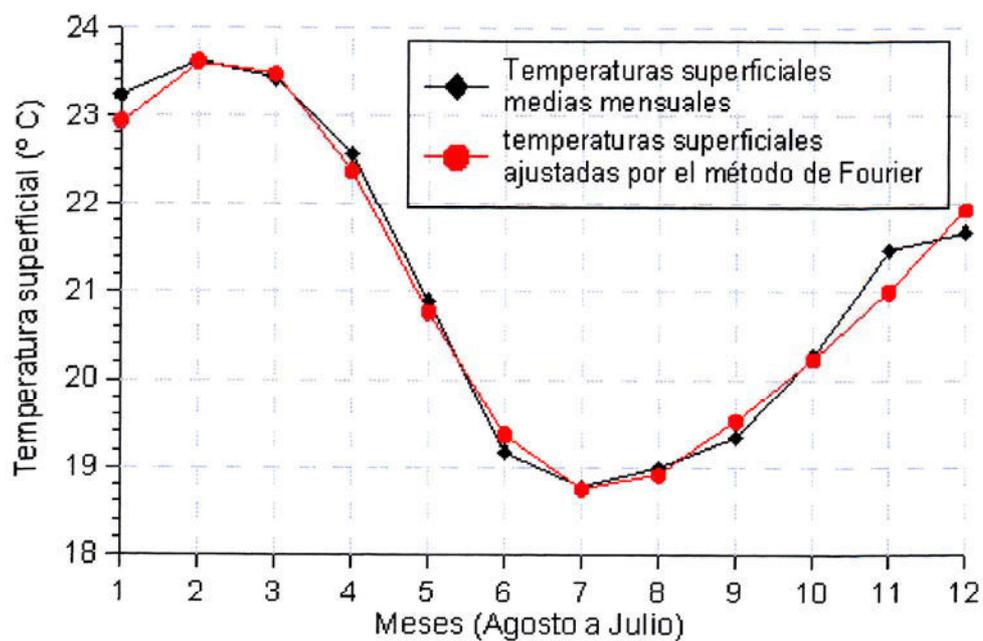


Fig. 4.4.1, 3 Ciclo de temperatura superficial media mensual y su correspondiente ajuste calculado por el método de Fourier, utilizando sólo las componentes anual y semestral.

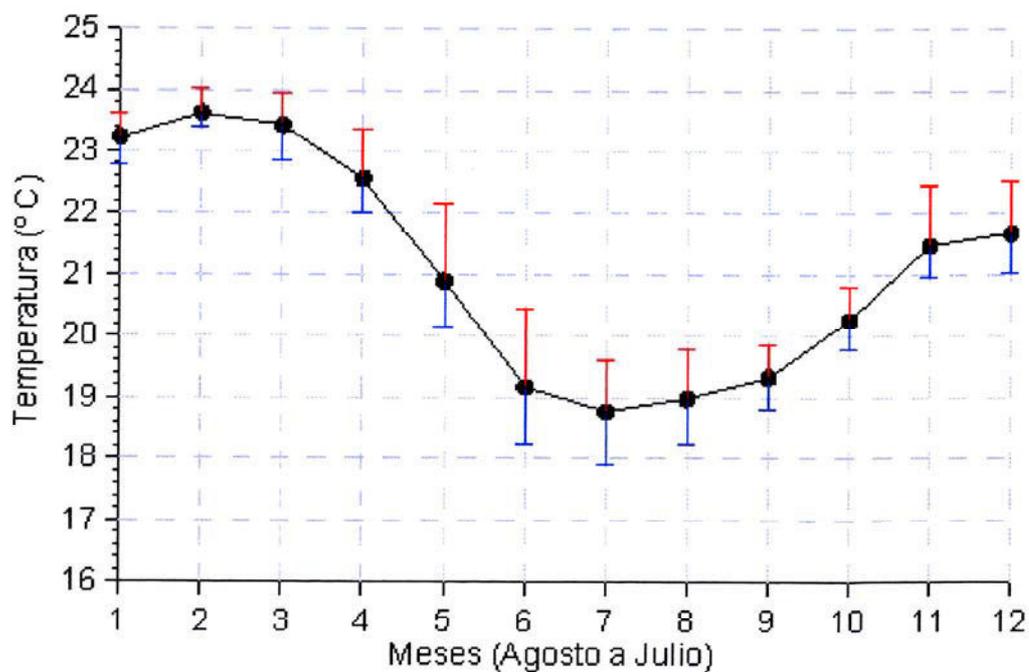


Fig.4.4.1, 4 Ciclo estacional de temperatura con sus anomalías interanuales extremas en el periodo de muestreo.

La comparación con los ciclos estacionales que se obtuvieron en las tres series de XBTs, descritas anteriormente en la sección de material y métodos, y los cálculos de sus anomalías (Fig. 4.4.1, 5 a y b) con respecto al ciclo promedio del ESTOC se calcularon utilizando las medias mensuales promedio en cada serie y las medias mensuales del ESTOC. La radial "Esperanza del Mar", situada al Sur del archipiélago y descrita en el apartado 2, muestra una clara anomalía negativa a lo largo de casi toda la curva con valores máximos de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Esta anomalía disminuye, siendo casi despreciable, a finales de Otoño y principios de Invierno. Estas variaciones encontradas tienen como principal factor la influencia del afloramiento costero africano. Los vientos Alisios, que soplan con mayor intensidad de Primavera a Otoño en eventos de distinto periodo, son los causantes de este fenómeno costero. Las superficies isothermas e isopícnas presentan entonces una pendiente ascendente hacia la costa, el agua aflorada es advectada hacia fuera de la plataforma y se hunde en la zona de convergencia. Este afloramiento presenta variaciones de duración estacional, relacionada con el desplazamiento latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y con las variaciones de corta duración relacionadas con los pulsos de viento antes mencionados (Shaffer, 1974; Mittelstaedt et al., 1975; Halpern et al., 1977; Tomczak y Hughes, 1980; González Muñoz, 1995; etc.)

Los gradientes verticales máximos absolutos de temperatura son resultado de la presencia de la termoclina estacional en una parte del ciclo. Los perfiles de los gradientes mensuales promedio, obtenidos a partir del conjunto total de los datos, denotan que el máximo absoluto de los gradientes se produce en el mes de Septiembre, a la profundidad de 50 m y un valor de $0.141^{\circ}\text{C dbar}^{-1}$. Estos valores son próximos a los calculados por Braun y Real (1981) que cuantifican los gradientes de temperatura en una serie de estaciones al Norte del archipiélago en 0.061 y $0.123\text{ }^{\circ}\text{C dbar}^{-1}$ a una profundidad de 50 a 90 metros. El menor de los máximos gradientes, obtenidos para cada mes promedio, corresponde al mes de Marzo, alcanza un valor de $0.04\text{ }^{\circ}\text{C dbar}^{-1}$ y una profundidad de más de 200 m. Dichos valores señalan el límite superior de la termoclina permanente coincidiendo con los encontrados por Defant

(1936) para estas aguas "troposféricas".

Tabla 4.4.1, 2

Meses	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Presión (dbar)	154	140	204	232	146	28	56	66	52	60	62	108
Temp. (°C)	17.2	18.1	16.4	15.7	17.8	21	20.4	20.9	22.2	21.8	20.9	18.1
Grad max. (°C dbar ⁻¹)	0.09	0.05	0.04	0.04	0.04	0.08	0.06	0.1	0.141	0.11	0.11	0.1

Tabla 4.4.1, 2 Valores de los gradientes de temperatura máximos en los perfiles promedio mensuales, su profundidad (presión) y la temperatura correspondiente.

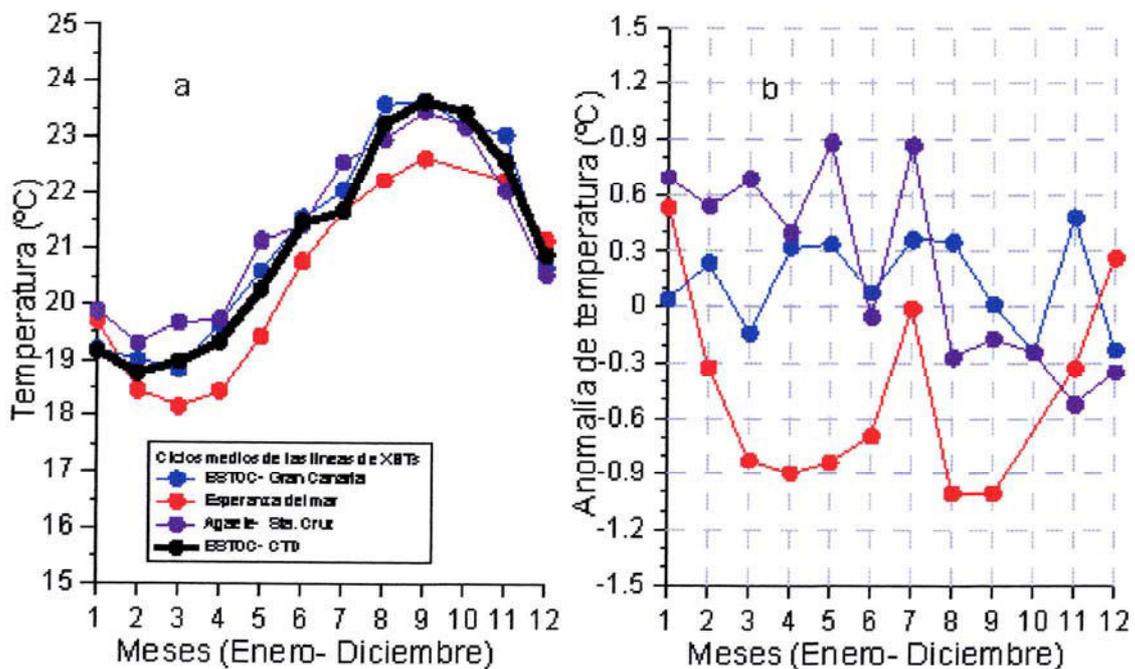


Fig. 4.4.1, 5 a) Ciclos estacionales comparados desde las tres series de XBT y la serie de CTD en el ESTOC. b) Anomalías térmicas calculadas desde las medias mensuales de los disparos registrados para cada mes en cada una de las secciones de XBT con respecto a las medias mensuales de la serie de CTD en el ESTOC.

4.4.2 Salinidad

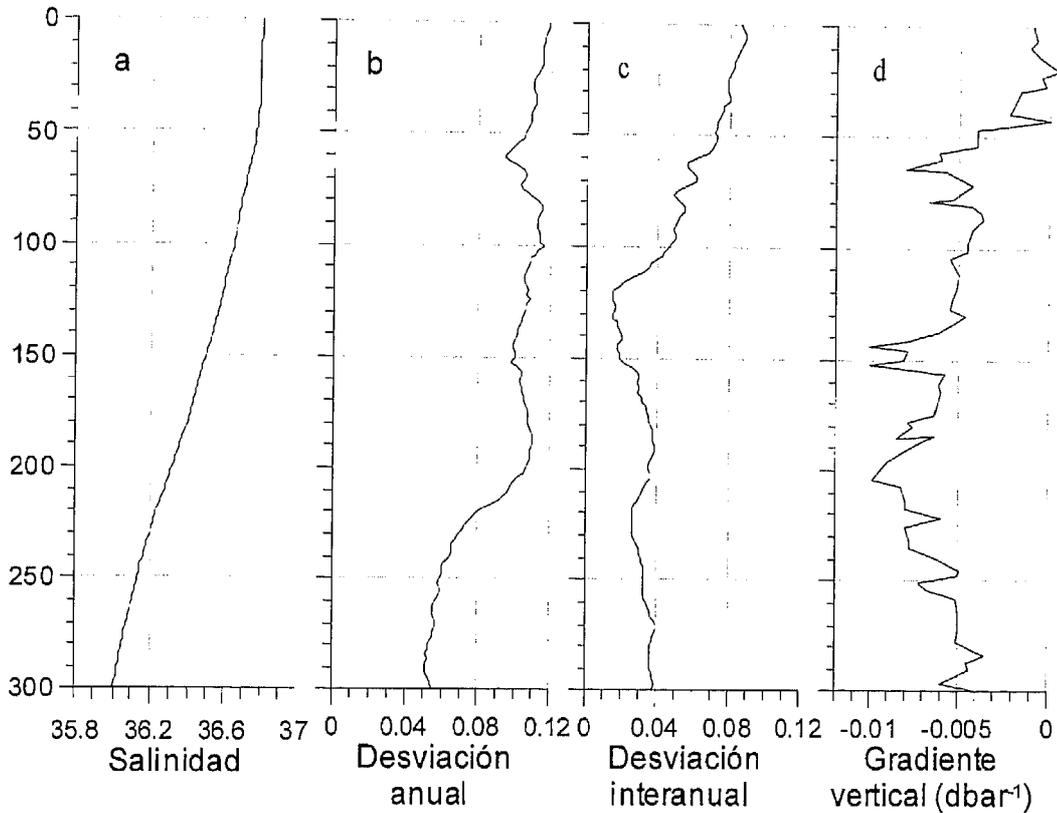


Fig.4.4.2,1 a,b,c,d. Perfiles medio, desviación anual, desviación interanual y gradiente vertical de la Salinidad en el ESTOC.

La distribución de la salinidad y sus variabilidades anual o interanual, junto con la distribución de la temperatura, son de gran importancia en el papel de los océanos en el clima. La Salinidad media en superficie (Fig. 4.4.2, 1a), hallada para el conjunto total de los datos arroja un valor de 36.805. La desviación anual (Fig. 4.4.2, 1b), calculada del conjunto total de los datos, e interanual (Fig. 4.4.2, 1c), calculada como el promedio de los promedios anuales (periodos de doce meses desde Agosto a Julio del siguiente año) encontradas son 0.12 y 0.085 respectivamente. La variación vertical (Fig. 4.4.2, 1d) nos muestra un gradiente menor a 0.01 dbar^{-1} en los primeros 300 dbar., donde se observan dos valores altos que representan el máximo abso-

luto en 150 y 200 dbars. y un máximo relativo en 70 dbar., coincidiendo con las profundidades descritas para la temperatura.

Tabla 4.4.2,1

Meses	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Salin.	36.752	36.739	36.759	36.795	36.868	36.883	36.801	36.815	36.907	36.806	36.745	36.757

Tabla 4.4.2,1. Valores de Salinidad superficiales promedio para cada mes.

Los promedios mensuales (Tabla 4.4.2, 1) determinan la variabilidad anual encontrada durante el ciclo estacional. El mes de Septiembre con un valor de 36.907 es el máximo, mientras que Febrero es el mínimo con un valor de 36.739. Se observa una cierta tendencia a aumentar desde el Invierno al Verano aunque se ve interrumpida en los meses de Julio y Agosto. Esta variación es causada por la mayor presencia de los vientos Alisios en estos meses que mezclan las capas más superficiales.

Tabla 4.4.2,2

Meses	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Grad max. (dbar ⁻¹)	0.021	0.011	0.011	0.009	0.009	0.012	0.007	0.007	0.01	0.011	0.017	0.016
Salin.	36.43	36.62	36.36	36.31	36.62	36.59	36.41	36.73	36.84	36.79	36.67	36.66
Presión (dbar)	152	138	202	218	144	132	180	64	52	58	60	72

Tabla 4.4.2, 2 Valores de gradiente vertical de Salinidad superficial correspondiente a los perfiles promedio para cada mes y sus valores respectivos de Salinidad y Presión.

El gradiente vertical (tabla 4.4.2, 2) ofrece una variabilidad semejante a la temperatura a lo largo del año. El valor máximo encontrado es 0.021 dbar⁻¹, se sitúa en 152 dbar en Enero y es causado por la presencia de la capa de mezcla invernal.

Este valor disminuye alcanzando valores sobre 0.01 dbar^{-1} y profundizando hasta más de 200 dbar. Durante el verano los valores se sitúan sobre los 0.007 dbar^{-1} y se colocan en torno a los 70 dbar, motivados por la presencia de la termoclina estacional, y aumentan paulatinamente en Noviembre y Diciembre.

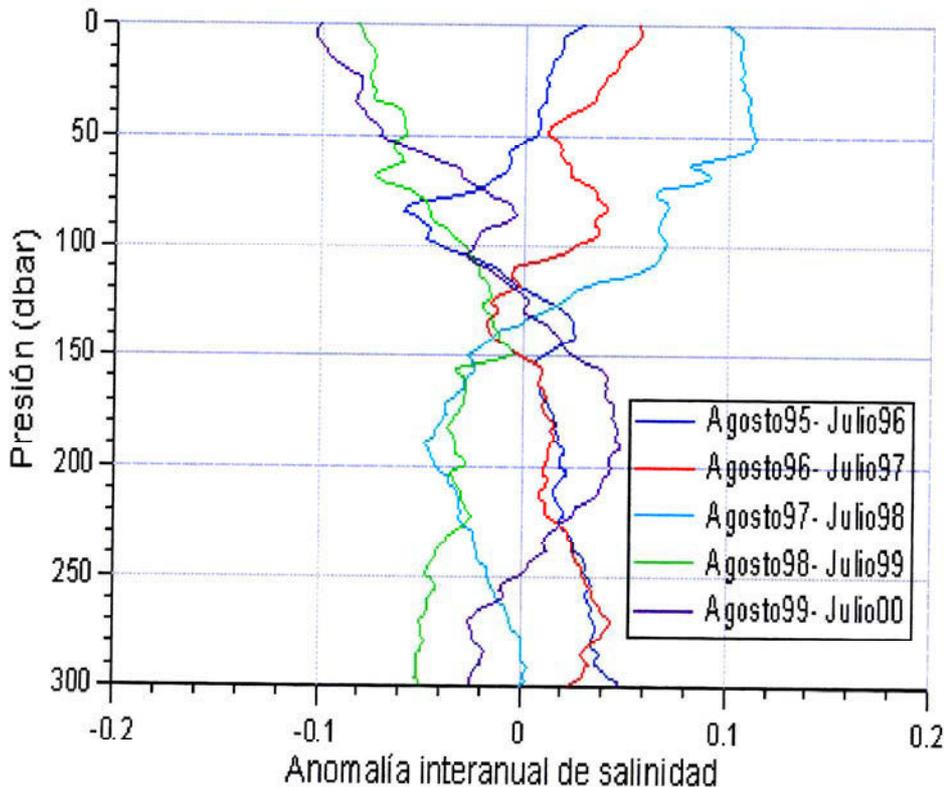


Fig. 4.4.2, 2 Anomalías interanuales calculadas a partir de los promedios de los ciclos elegidos, que se corresponden con periodos de Agosto a Julio.

Las anomalías interanuales superficiales (Fig. 4.4.2, 2), son calculadas hallando la diferencia entre la media en cada periodo de Agosto a Julio y la media absoluta, se encuentran en torno a valores menores de 0.1, destacándose el año que va de Agosto 1997 a Julio 1998 con un incremento de 0.1 y los 2 años comprendidos entre Agosto 1998 a Julio 2000 con valores negativos del mismo orden. La variabilidad mensual obtenida a partir del promedio interanual para cada mes es del mismo orden que las anteriores, distinguiéndose el mes de Septiembre en el que su valor

decrece hasta el máximo durante los primeros 50 metros. Pickard y Emery (1982) establecen un valor aproximado de 0.5 como variación máxima en el transcurso de un ciclo anual. Los ciclos anuales en este trabajo establecidos como hemos mencionado anteriormente, es decir de Agosto a Julio del año siguiente, presentan valores inferiores al valor de Pickard y Emery (1982) siendo el máximo de 0.435. Sin embargo, las diferencias entre los valores máximos y mínimos absolutos (37.21 y 36.53) a lo largo de todo el periodo determinan un valor mayor. No se puede establecer claramente el momento del año, donde se producen los valores extremos en los ciclos, debido a su gran variación de unos años a otros.

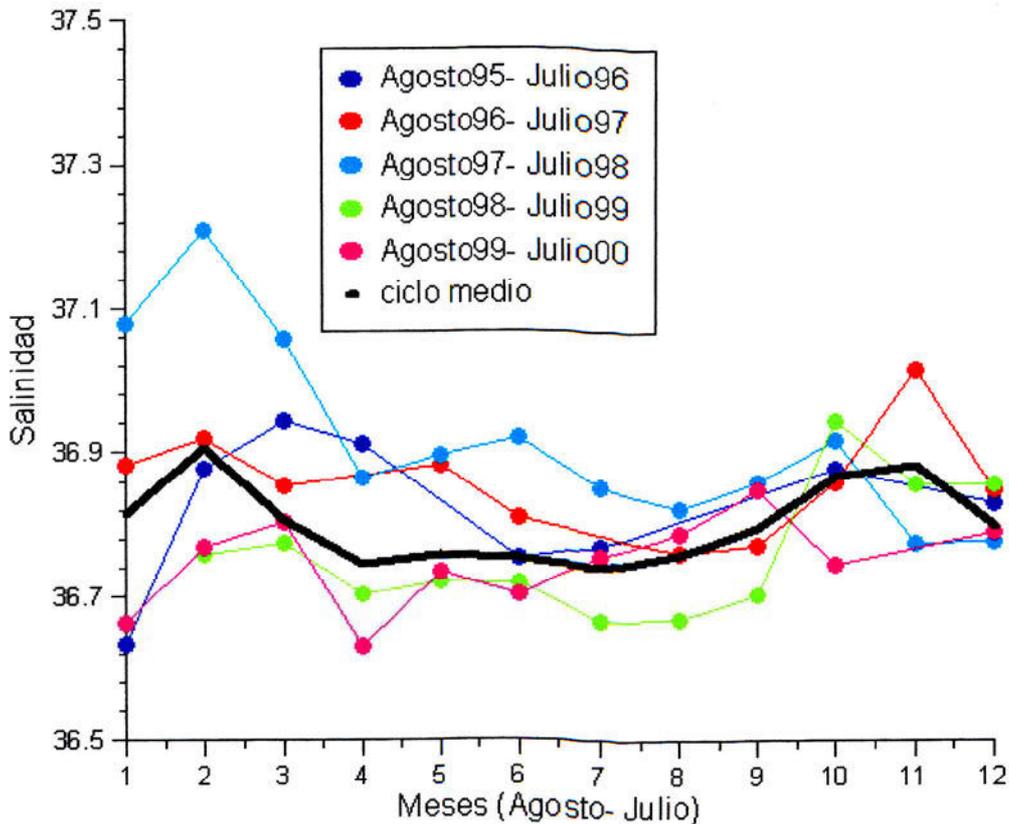


Fig. 4.4.2, 3 Ciclos anuales de Salinidad en la superficie seleccionados de Agosto a Julio y ciclo medio.

Los valores de las anomalías mensuales en cada ciclo (periodo de doce meses comenzando en Agosto y finalizando en Julio del año siguiente), calculadas como la

diferencia entre el valor real mensual y el obtenido como promedio para cada mes, son del orden de ± 0.15 , se distingue el periodo de Agosto 1997 a Julio 1998, con un incremento en superficie sobre 0.3 en los meses de Agosto a Septiembre y manteniéndose en valores positivos hasta el mes de Mayo. Destacan también los dos siguientes periodos de doce meses (Agosto 1998- Julio 2000) en los que se establecen valores negativos del orden de -0.1 durante la mayor parte de los ciclos.

4.4.3. Densidad

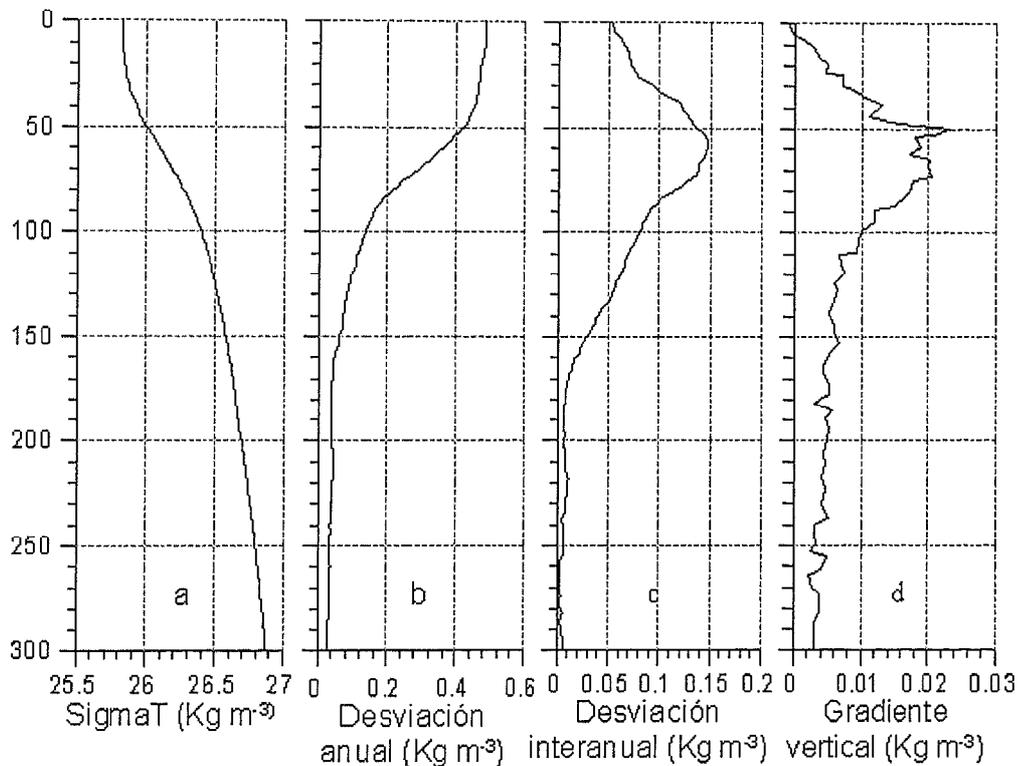


Fig.4.4.3, 1 a,b,c,d. Perfiles medio, desviación total, desviación interanual y gradiente vertical de temperatura en el ESTOC.

El análisis de la densidad, basándonos en los cálculos para la Sigma T potencial, ofrece la posibilidad de determinar la variación del sistema termohalino en conjunto. El valor medio obtenido para la superficie es de $25.8217 \text{ Kg. m}^{-3}$, con una desviación de 0.482 Kg. m^{-3} y una desviación interanual calculada usando las medias

para cada periodo de Agosto a Julio del año siguiente de 0.083 Kg. m^{-3} . El perfil promedio superficial (Fig. 4.4.3, 1a) nos muestra un valor casi constante hasta los 30 metros, seguido de un fuerte gradiente que alcanza los 100 dbars. y un gradiente muy suave en el resto del perfil. La desviación (Fig. 4.4.3, 1b) tiene un aspecto muy similar al obtenido para la temperatura. Marca un máximo desde superficie hasta alcanzar los 50 dbars., posteriormente disminuye bruscamente hasta los cien dbars., donde comienza a decrecer más lentamente hasta los 160 dbars. aproximadamente donde vuelve a disminuir manteniéndose casi constante el resto del perfil. La desviación interanual (Fig. 4.4.3, 1c) señala el máximo sobre los cincuenta metros, con un fuerte incremento desde los 25 dbars. y después de alcanzar el máximo comienza a decrecer, manteniendo el mismo gradiente hasta los 80 dbars. Posteriormente, continúa decreciendo con un gradiente más suave hasta alcanzar el mínimo en la profundidad de 200 dbars. El perfil superficial de los gradientes verticales (Fig. 4.4.3, 1d) muestra una zona de máximo entre los 50 y 75 dbars con un valor de $0.01 \text{ Kg. m}^{-3} \text{ dbar}^{-1}$ y un mínimo sobre los 125 dbars, donde disminuye hasta valores menores de $0.0025 \text{ Kg. m}^{-3} \text{ dbar}^{-1}$.

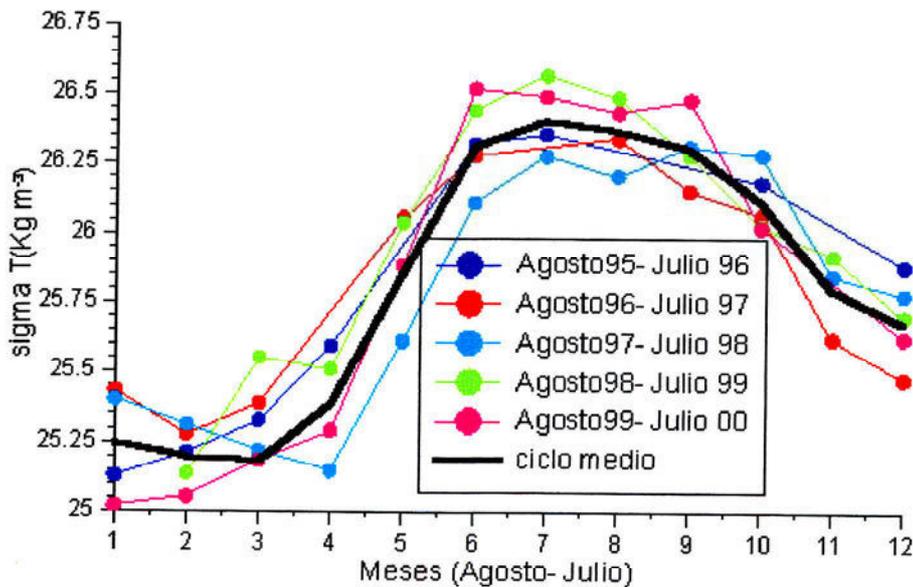


Fig. 4.4.3, 2 Ciclos anuales de densidad en la superficie seleccionados de Agosto a Julio y ciclo medio.

El ciclo de densidad promedio tiene su máximo en Febrero y su mínimo en Octubre. Su oscilación media es de 1.2 Kg. m^{-3} y sus valores extremos son 26.408 y $25.181 \text{ Kg. m}^{-3}$. El análisis de los años individualmente nos da una oscilación máxima absoluta de 1.5 Kg. m^{-3} y en este caso los extremos son 26.568 y $25.019 \text{ Kg. m}^{-3}$. Respectivamente se aprecia que los dos últimos ciclos del periodo estudiado tienen una mayor densidad en superficie en la época invernal. En cambio, durante el periodo cálido no existen grandes diferencias.

4.4.4 Capa de mezcla, termoclina, haloclina y piconclina

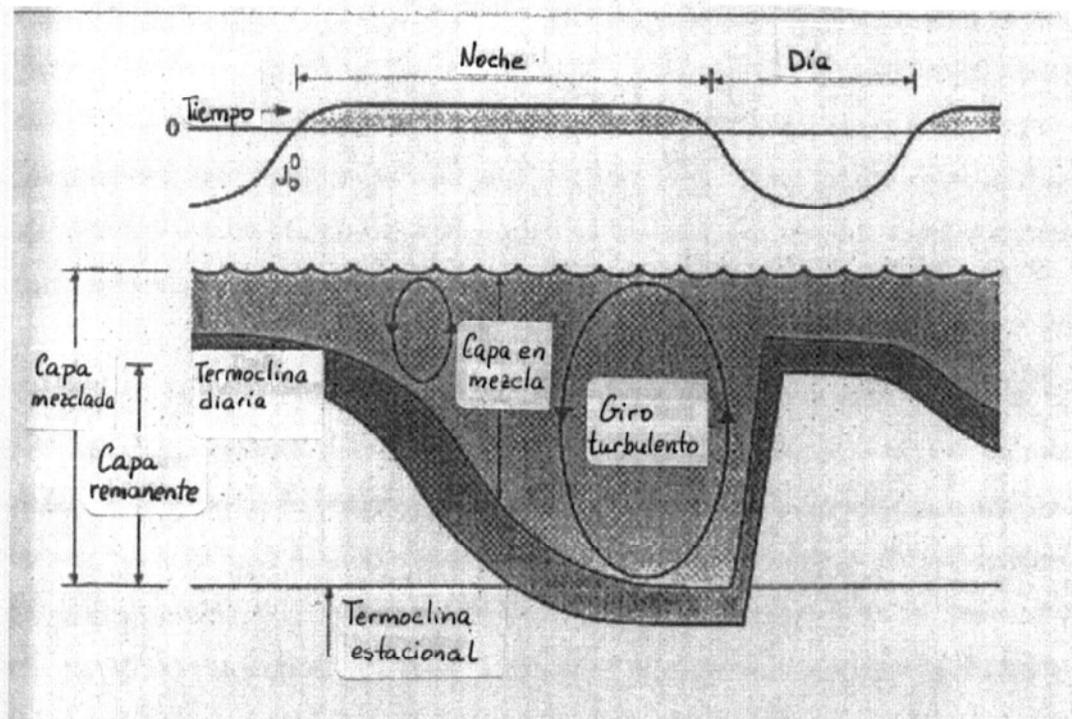


Fig.4.4.4, 1 El diagrama representa un esquema de las capas y procesos en vertical que se producen en un típico ciclo diario de formación de capa de mezcla (Brainerd y Gregg; 1995).

Históricamente, las profundidades de la capa mezclada y de la termoclina se estimaron utilizando los criterios basados en el gradiente de temperatura o el decre-

mento de temperatura neto desde el valor superficial. Defant (1936) usó un gradiente térmico de $0.02\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ para definir la profundidad de la termoclina, mientras Wyrki (1964) se basó en un decremento de $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ desde el valor superficial para conseguir dicha profundidad. Bathen (1972) utilizó tres métodos para determinar la profundidad de la capa mezclada desde perfiles de temperatura, uno subjetivo y dos estadísticos. Los métodos estadísticos también se basaron en los criterios del gradiente y del cambio de temperatura. Levitus (1982) empleó un cambio neto de la temperatura de $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ desde la superficie para definir la profundidad de la capa mezclada, pero también utilizó un cambio en la densidad igual a 0.125 kg m^{-3} , reconociendo la importancia potencial de la salinidad en la estabilidad del océano superficial. Brainerd y Gregg (1995) observaron las diferencias en las escalas temporales para determinar la capa mezclada. Introdujeron el concepto de capa en periodo de mezcla, para escalas de un ciclo diario, donde las aguas superficiales están siendo activamente mezcladas mediante procesos turbulentos. Por otra parte, la capa mezclada era el rango de profundidades donde las aguas estaban mezcladas por causa de los movimientos verticales ocurridos en un tiempo reciente, usando como escala temporal una que al menos fuera mayor que un ciclo diario.

En nuestro estudio, utilizaremos dos criterios para determinar la capa de mezcla. El primero es el empleado por Levitus que define la profundidad de la capa de mezcla como un diferencial de temperatura con respecto a la superficie. Nosotros emplearemos como dato superficial el obtenido para cuatro dbar. El segundo criterio empleado es el gradiente de densidad, utilizado por Lukas y Lindstrom (1991) o Brainerd y Gregg (1995) entre otros. Los datos, como ya se comentó anteriormente en el capítulo de materiales y métodos, están interpolados cada dos decibares antes de aplicar los criterios porque se considera la mejor resolución desde CTDs convencionales, limitados por los errores de muestreo (Capítulo 2.2).

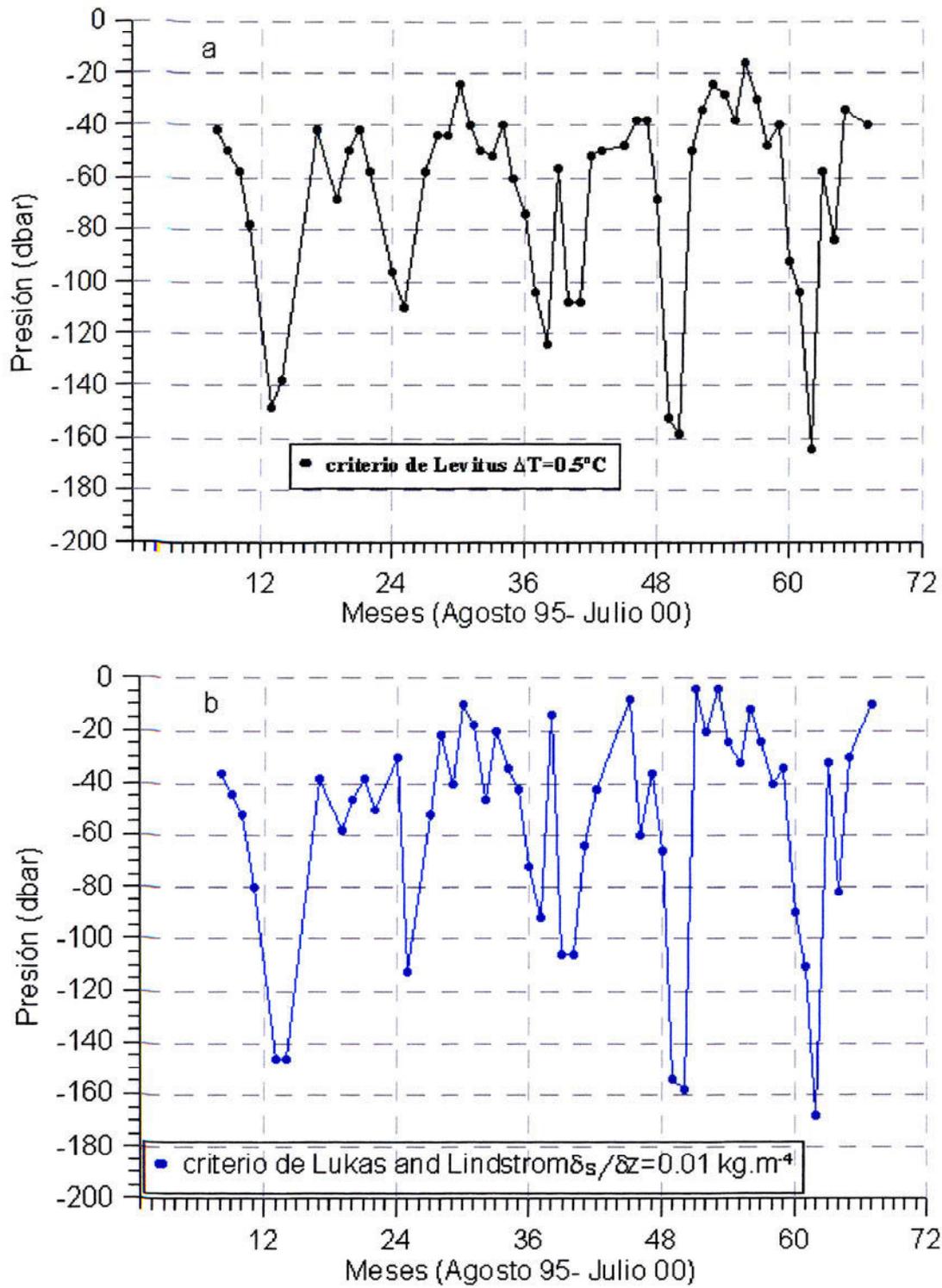


Fig. 4.4.4, 2 a) Profundidad de la capa mezclada obtenida por el criterio de $\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$; b) Profundidad de la capa de mezcla calculada por el gradiente de densidad

Observamos que los resultados (Fig. 4.4.4, 2) obtenidos en ambos criterios son muy parecidos. Así, la profundidad de la capa mezclada en cada Invierno se sitúa entre los 110 y los 180 dbars, a lo largo del periodo estudiado. El mes de Diciembre es el momento cuando esta capa mezclada comienza a apreciarse, alcanzando la máxima profundidad en el mes de Febrero. Este periodo puede prolongarse a Marzo o incluso a Abril según el año de estudio. Durante los meses de Marzo, los gradientes verticales son tan pequeños que alcanzan valores muy semejantes a los establecidos por Defant (1936) para la termoclina principal.

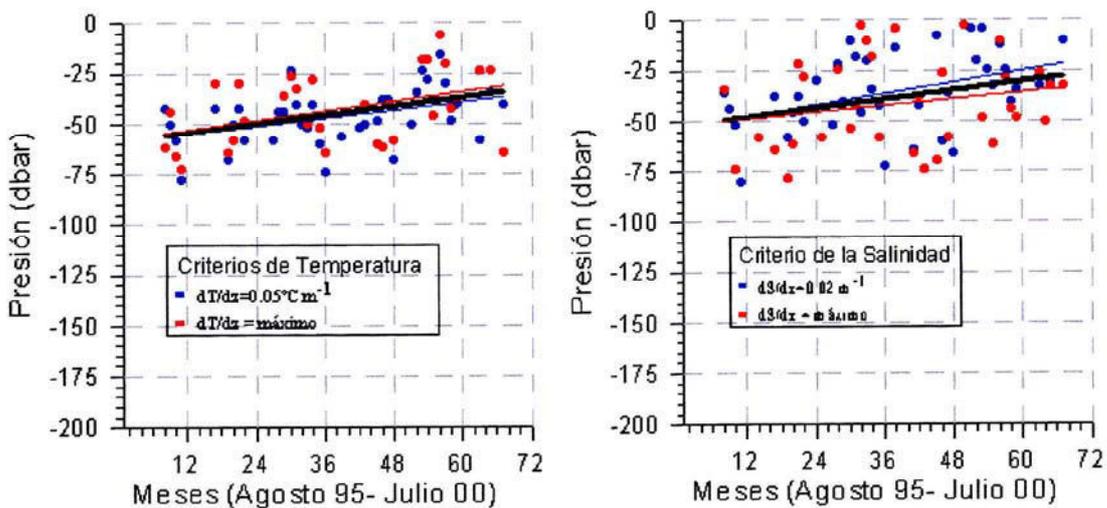


Fig 4.4.4, 3 a,b; Profundidad de la termoclina y haloclina estacional respectivamente, calculadas desde los criterios usados por Lukas y Lindstrom (1991) y máximo gradiente vertical. La línea de color negro señala la tendencia lineal de ambas distribuciones conjuntamente a lo largo del periodo de estudio. La líneas de color rojo y azul marcan la tendencia lineal en cada distribución

El estudio de la profundidad de la termoclina o de la haloclina estacional nos lleva a seguir unos criterios semejantes a los utilizados para el cálculo de la profundidad de la capa mezclada. En ambos casos usaremos los criterios propuestos por Lukas y Lindstrom (1991) para determinar la parte alta de la termoclina y la haloclina. También, añadiremos el criterio del máximo gradiente y los compararemos entre

ellos.

La Fig. 4.4.4, 3a muestra como la profundidad de la termoclina estacional se sitúa entre los 25 y los 75 dbars a lo largo del periodo de estudio. Ambos criterios tienen una alta coincidencia aunque el criterio del máximo gradiente muestra unos valores algo más superficiales que los obtenidos para el criterio donde el gradiente es mayor a un valor determinado. En el caso de la haloclina (Fig. 4.4.4, 3b), su distribución es menos homogénea pero también tiene tendencia a colocarse en torno a las mismas profundidades. Ambos criterios muestran una cierta tendencia a disminuir la profundidad a lo largo del periodo de estudio.

4.4.5 Distribuciones temporales en superficie de la temperatura, la salinidad y la densidad.

La distribución de temperatura en superficie (Fig. 4.4.5, 1) muestra claramente los periodos de mezcla invernales y los fuertes gradientes estivales como consecuencia de la estratificación de la columna de agua. La posición de las isotermas es bastante estable, siendo las isotermas de 18 y 19 °C las que varían claramente señalando ambos periodos. Como es natural, la homogeneidad térmica aumenta a medida que descendemos, pasando de variar sobre 1°C por cada 20 dbars a mantenerse en 1°C por cada 50 dbars. desde los 200 dbars. La apariencia de los gradientes estivales es muy semejante, albergando el mismo rango de isotermas. Su duración aproximada es de Junio a Diciembre y tiene su máximo valor entre los meses de Septiembre a Noviembre. El periodo otoñal de los años 1998 y 1999 presentan los gradientes más acentuados de todo el periodo estudiado. Por otro lado, la capa de mezcla invernal está presente en el periodo de Enero a Abril, según los años. Podemos establecer que comienza a diferenciarse en el mes de Diciembre y tiene su mayor profundidad durante los meses de Febrero o Marzo y va desapareciendo poco a poco desde Mayo, con el aumento de la temperatura en superficie y la aparición de la termoclina estacional. Distinguiremos como el Invierno del año 2000 presenta la mayor capa de

mezcla, en cuanto a duración se refiere, con una temperatura un poco por encima de los 18 °C y alcanzando su máximo desarrollo en el mes de Abril. Sin embargo el Invierno de 1999 muestra la capa de mezcla más fría, de tal forma que la capa homogénea que refleja la distribución temporal de las isothermas presenta una temperatura inferior a 18 °C. Esta situación la estudiaremos más adelante como posible formación del Agua Modal de Madeira (Siedler et al., 1987).

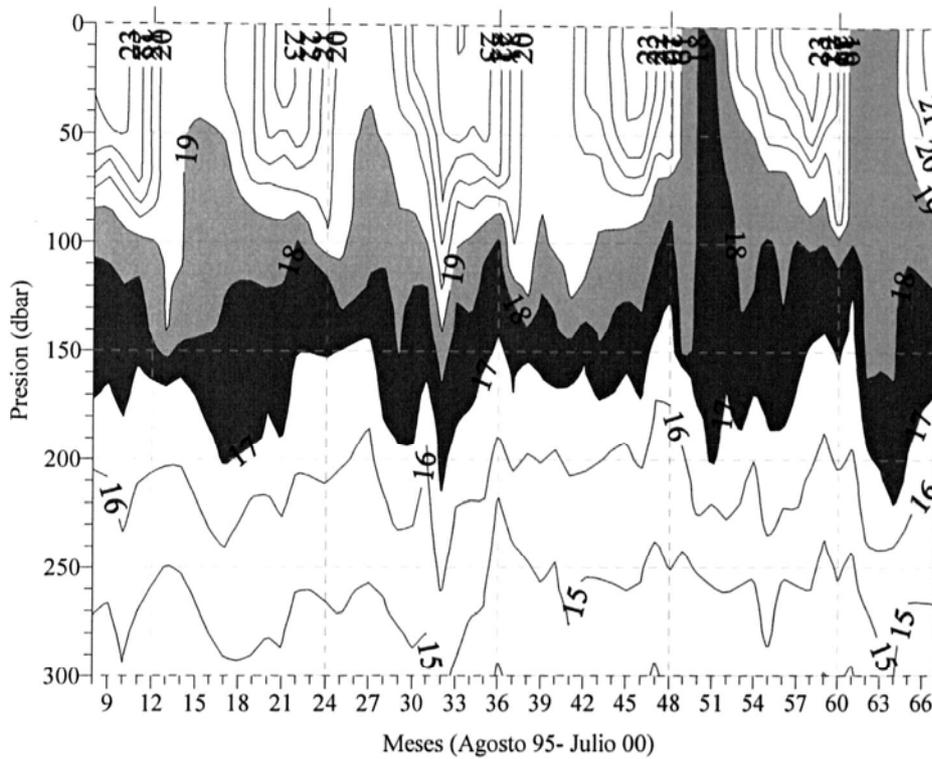


Fig 4.4.5. 1 Distribución temporal de la temperatura potencial en superficie, el mes 8 corresponde a Agosto de 1995 y el mes 67 a Julio de 2000. Las isothermas coloreadas son aquellas consideradas características del AMM.

La distribución de la salinidad a lo largo del periodo de muestreo tiene una dinámica estacional menos clara que la encontrada para la temperatura. Podemos distinguir una cierta tendencia en los incrementos que se producen en épocas estivales y en los ligeros decrementos durante las temporadas frías, además de apreciarse pequeñas variaciones de unos años a otros. Por ejemplo, durante el periodo de Agus-

to 97 a Julio 98 la temperatura sufría un incremento en su episodio Invernal con respecto a sus valores típicos mientras que la salinidad mantuvo valores más altos provenientes del Verano más salino de todo el periodo. A partir de ese momento comenzó un descenso ligero de la salinidad, alcanzando los valores más bajos en superficie de la serie en los Inviernos de 1999 y 2000, que a su vez se correspondieron con temperaturas más bajas.

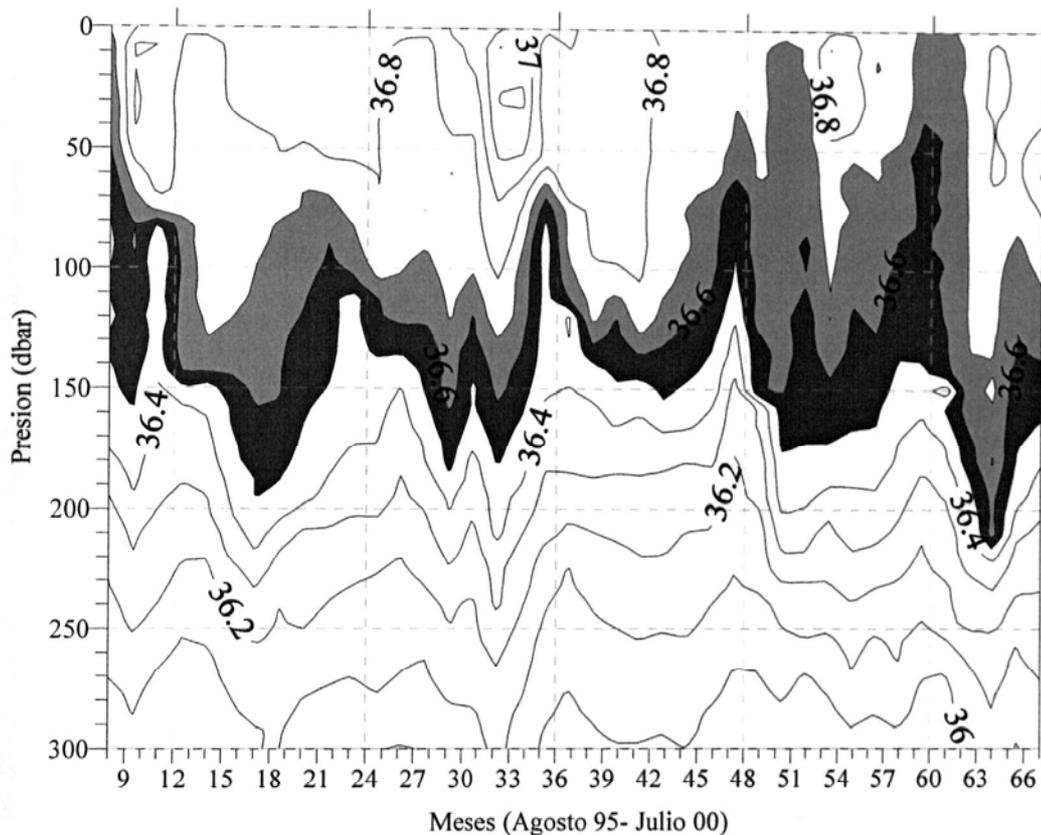


Fig. 4.4.5, 2 Distribución temporal de la salinidad en superficie, el mes 8 corresponde a Agosto de 1995 y el mes 67 a Julio de 2000. Las isohalinas coloreadas son aquellas consideradas características del AMM.

La homogeneidad vertical de la salinidad también queda reflejada en las épocas invernales, sin embargo los gradientes estivales no están tan definidos estacionalmente. La parte de la distribución que presenta mayor variabilidad temporal se

centra entre los 100 y 150 dbar. Las isohalinas se desplazan hacia arriba o hacia abajo en función de las variaciones descritas anteriormente. Los valores de las isohalinas más superficiales se alternan con claras diferencias de unos años a otros.

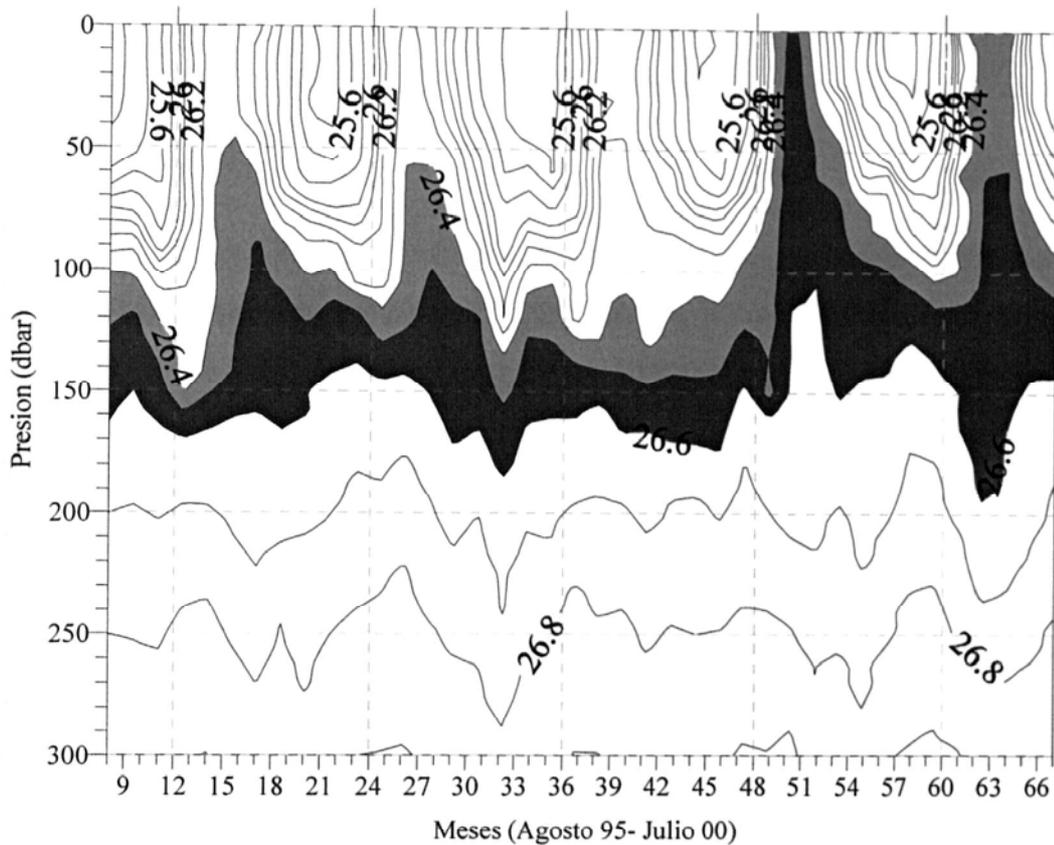


Fig. 4.4.5, 3 Distribución temporal de la sigma potencial en superficie, el mes 8 corresponde a Agosto de 1995 y el mes 67 a Julio de 2000. Las isopincas coloreadas son aquellas consideradas como participantes del AMM.

La distribución de la densidad es claramente más definible en sus ciclos estacionales. Quedan completamente diferenciados los episodios de aparición de la capa de mezcla por procesos de convección y los procesos de estratificación debidos a los incrementos en la temperatura en la superficie. Se establece también una estructura interanual semejante a la obtenida en el análisis de la temperatura y la salinidad. Los dos primeros años (Agosto 95- Julio 97) presentan ambos ciclos, con un incremento

de densidad invernal moderado. El tercer año (Agosto 97- Julio 98) es el que tiene menor incremento y le siguen los dos últimos (Agosto 98- Julio 00) cuyos incrementos son muy elevados, destacando principalmente el ocurrido durante el Invierno de 1999. En ese año la capa de mezcla adquiere valores de sigma potencial de 26.5 Kg. m⁻³, quedando este agua en contacto con la atmósfera. Esta isopícnica se encuentra dentro del rango que Siedler et al. (1987) describieron como favorable en la formación del Agua Modal de Madeira (AMM).

4.5 Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE). Sus Modos y variabilidad temporal en el ESTOC.

El Agua Central Noratlántica (ACNA) ha sido caracterizada por muchos autores como un segmento definido por dos puntos (tabla 4.5, 1). Mascareño (1972) sitúa el ACNA entre los 100 y 800 metros de profundidad como promedio en el entorno de las Islas Canarias. Su trabajo cita la dificultad de establecer el límite inferior de esta Masa de Agua debido a la existencia de mezcla a esas profundidades con las Aguas intermedias. Siedler y Onken (1996) establecen una diferencia latitudinal y colocan el límite inferior próximo a los 800 metros en el Norte de la zona de recirculación Este del giro subtropical, mientras que otorgan valores sobre 1000 metros en la zona Sur del giro.

Tabla 4.5, 1

	S mín.	S máx.	T mín.	T máx.
Tomczak (1981 a)	35.47	36.76	11	18.65
Fraga et al. (1985)	34.9	36.57	6.5	18
Emery y Meincke (1986)	35.2	36.7	8	18
Santana (1999)	35.52	36.7	10.5	18

Tabla 4.5, 1. Representación de los valores extremos de temperatura y salinidad encontrados por algunos autores para el Agua Central Noratlántica en el área de estudio.

Llinás (1988) realizó un extensivo estudio de la distribución de esta Masa de Agua en Canarias, apoyándose en la distribución de los nutrientes para una mejor caracterización de los extremos. El establecimiento de los límites del Agua Central Noratlántica presenta dificultades debido a que en sus extremos se encuentra mezclada con las Aguas Superficiales situadas encima y por Masas de Agua intermedias localizadas debajo de ella (AM y AAI).

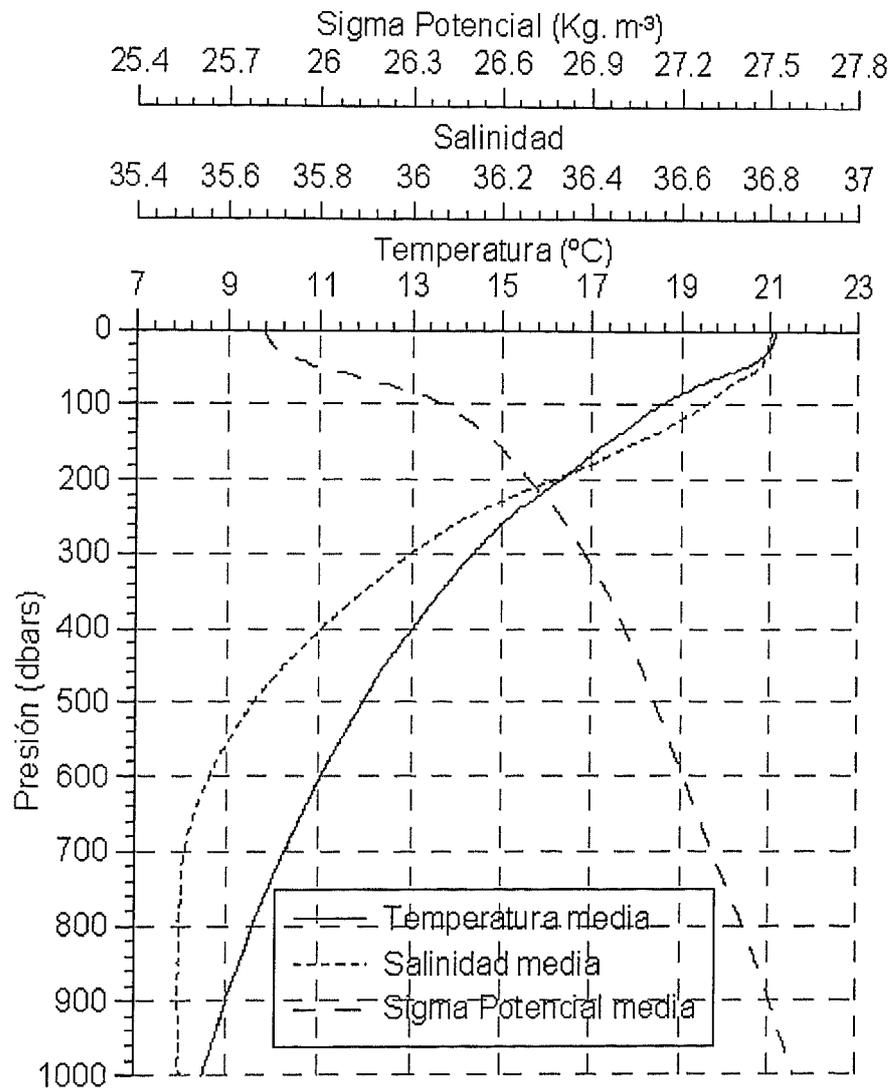


Fig. 4.5, 1 Perfiles medios de temperatura potencial, salinidad y sigma potencial en el conjunto total de datos.

Haciendo uso de la gráfica de los perfiles medios (Fig. 4.5, 1) y teniendo en cuenta la profundidad media de la capa de mezcla invernal, sugerida en el estudio del Agua Superficial del apartado 4.4.4, se observa que los gradientes superficiales de temperatura, salinidad y sigma potencial comienzan a disminuir en 18.5 °C, 36.7 y 26.3 Kg m⁻³ respectivamente y los tres suceden entre los 90 y 150 m de profundidad, siendo estos valores próximos a los encontrados por Tomczak (1981) y Santana (1999) para definir el comienzo del Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE). Los límites en la parte más profunda son más complicados de establecer desde el análisis de los perfiles promedio, por causa de los procesos de mezcla con las aguas intermedias. Volviendo a la representación (Fig. 4.5, 1) y observando el perfil de la salinidad, se puede ver un cambio en el gradiente, haciéndose casi nulo, con un valor de la Salinidad de 35.5 en 700 m. de profundidad, si buscamos el valor de la temperatura y la sigma potencial a esa misma profundidad tenemos 10.5° C y 27.3 Kg. m⁻³ respectivamente, que nuevamente se aproximan a los encontrados por Tomczak (1981) y Santana (1999).

Existen pocos estudios que describan la variabilidad anual e interanual del Agua Central Noratlántica. Sin embargo, los trabajos realizados han observado variaciones de temperatura en las últimas décadas del siglo XX en el Atlántico Norte. Roemmich y Wunsch (1984) observaron un enfriamiento determinando las diferencias en dos secciones situadas en 24° y 36° N entre 1957 y 1959 (periodo cálido) y 1981 (periodo frío). Estas diferencias suponían un descenso de alrededor de 0.5 °C entre las batimétricas de 100 a 700 m. en la sección de 36° N y hasta 500 m. en la sección más al Sur. Roemmich y Wunsch (1985) nuevamente presentaron un estudio relevante en el contexto de la variación, detallando las temperaturas encontradas en la estación Panulirus (32° N, 64° W) entre 1957 y 1978. Los datos mostraban un enfriamiento desde superficie a profundidades de 1000 m. en niveles constantes, que suponían un decremento de 0.5 a 1.0 °C en las aguas de la estación y en la profundidad de la capa de mezcla invernal.

Levitus (1989) por su parte también detectó las diferencias entre los periodos frío y cálido. Usando dos pentadas correspondientes a los periodos 1955 - 1959 y 1970 - 1974, calculó que el enfriamiento sufrido por el giro subtropical en niveles de profundidad fijos fue de 0.5 a 1.0 °C. Además observó que estas disminuciones en la temperatura estaban acompañadas de ligeros decrementos de la salinidad por lo que las superficies isopícnas sufrían un desplazamiento hacia superficie. La isopícnica de 26.5 Kg. m⁻³ migraba hacia superficie alrededor de 100 m. en la parte Oeste del giro entre 30 y 40° N mientras que la isopícnica de 27 Kg. m⁻³ ascendía en condiciones similares en la parte Este de la cuenca. Kushnir (1994), utilizando la base de datos de COADS y sustrayendo las temperaturas medias superficiales de los periodos de Invierno, analizó el periodo de enfriamiento observado por Levitus (1989). Así, comprobó los periodos denominados “cálido” entre 1950 a 1964 y “frío” entre 1970 a 1984. El cambio supuso un descenso de temperatura entre 0.2 a 0.6 °C en una banda ancha, estirándose a través del Noratlántico Central y limitada al Sur por la latitud 25° N aproximadamente. New y Bleck (1995) utilizaron un modelo numérico isopícnico alimentado con el conjunto de datos de Levitus (1982) y comprobaron la migración hacía superficie de las isopícnas, la de 26.5 Kg. m⁻³ ascendía unos 100 m aproximadamente, incrementándose el valor de la isopícnica y el rango de ascenso al desplazarse de Oeste a Este. Santana (1999) utilizó una serie temporal de datos discretos obtenidos mediante los muestreos mensuales llevados a cabo en la estación ESTOC y realizó un análisis multiparamétrico descriptivo de las condiciones encontradas durante los años 1994 a 1996. Estableció un límite entre dos regiones de diferente variabilidad y describe la isoterma de 12° C como la menos variable.

La Fig. 4.5, 2 nos muestra las variaciones en la columna obtenidas a partir del cálculo de las desviaciones estándar de temperatura, salinidad y sigma potencial. La desviación estándar de temperatura presenta valores altos cerca de superficie que corroboran la variación estacional. También se observa una zona más constante entre

los 100 y 200 dbar con un valor de 0.26 °C, repitiéndose entre los 400 dbars y 700 dbars con un valor de 0.15 °C, siendo estos valores los más bajos encontrados.

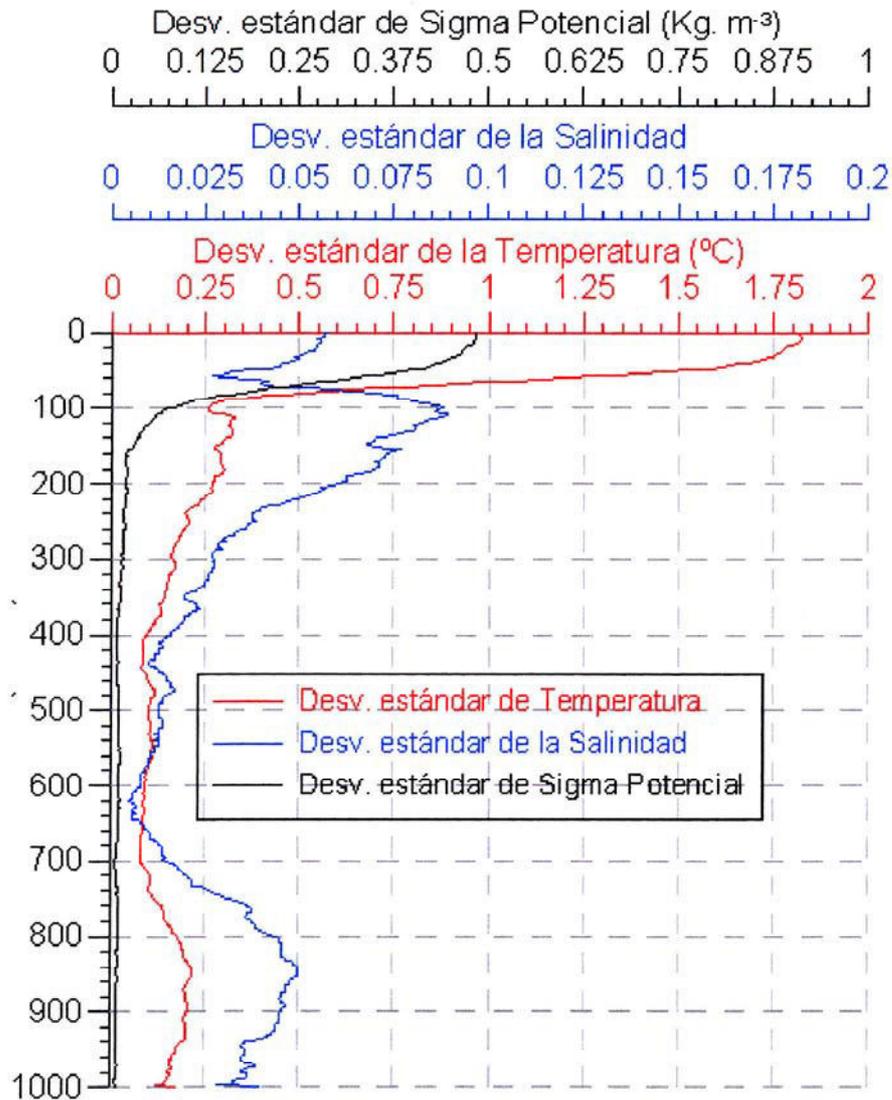


Fig. 4.5, 2 Perfiles medios de desviaciones estándar de temperatura potencial, salinidad y sigma potencial en el conjunto total de los datos.

La desviación estándar de la salinidad (Fig. 4.5, 2) muestra un mínimo relativo próximo a la superficie en 60 dbars y un máximo absoluto situado en torno a los 100 dbars. Después aparece un fuerte descenso que se va suavizando hasta alcanzar una zona estable entre 400 y 500 dbars. En el resto del perfil continúa el decreci-

miento, alcanzando el mínimo absoluto sobre los 650 dbars con un valor de 0.02 y desde aquí se incrementa hasta valores de 0.05. Estas áreas de menor variabilidad encontradas en ambos perfiles representan valores estables en el tiempo que podrían implicar la presencia de las Aguas Modales en la zona de muestreo.

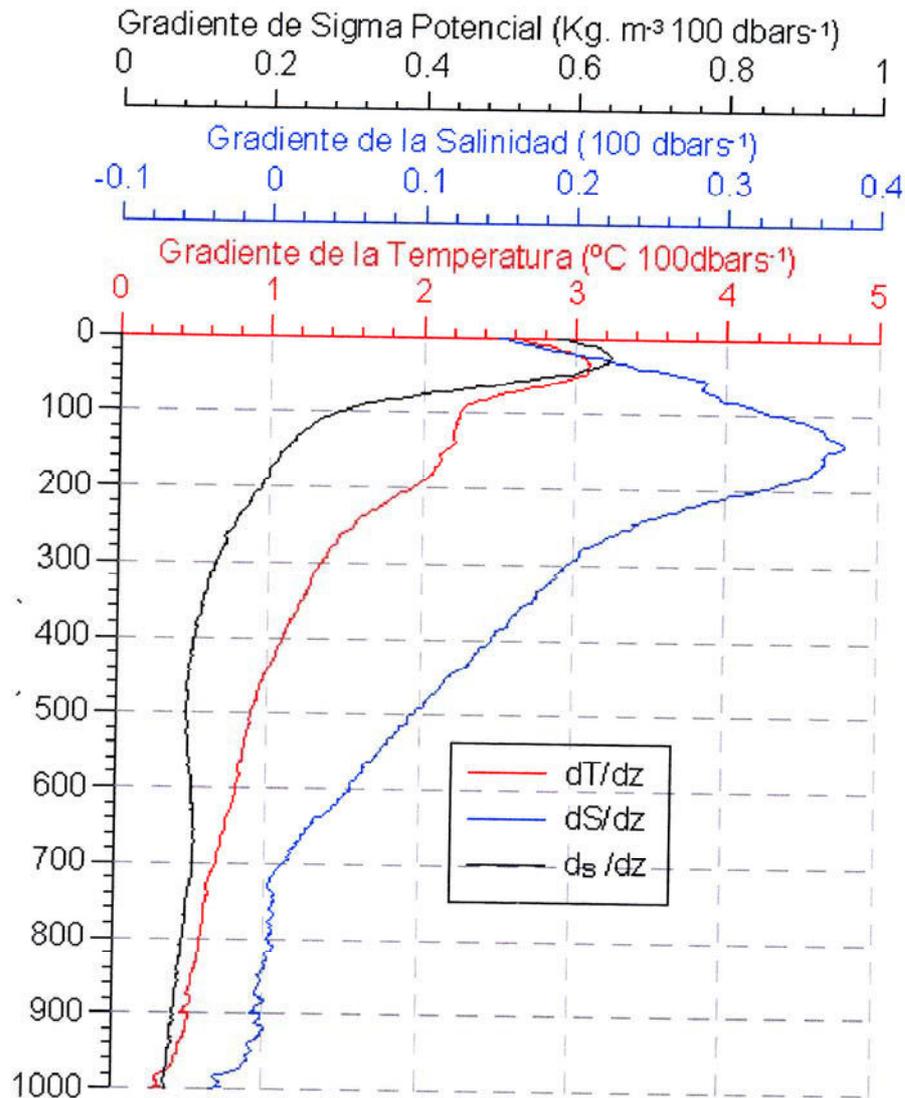


Fig 4.5, 3. Gradientes verticales medios de temperatura, salinidad y sigma potencial calculados a intervalos de 100 dbars, se han representado los inversos tanto de la temperatura como de la salinidad.

Las variaciones en los gradientes verticales de temperatura, salinidad y sigma potencial nos muestran principalmente la profundidad de las termoclinas estacional y permanente en la columna de agua. También, la homogeneidad que presentan las Aguas Modales implica una disminución del gradiente vertical, lo que facilita su determinación. Hanawa et al. (1988a) calculan un valor del gradiente vertical de temperatura menor a $1.5\text{ }^{\circ}\text{C (100m)}^{-1}$ para identificar el Agua Modal SubTropical del Nor-Pacífico (AMSTNP). La Fig. 4.5, 3 nos muestra los perfiles de los gradientes verticales medios de la temperatura, la salinidad y la sigma potencial obtenidos con un rango de 100 dbars. En ella podemos distinguir como el gradiente de temperatura presenta un máximo sobre los 50 dbars con un valor de $3.1\text{ }^{\circ}\text{C (100m)}^{-1}$ disminuyendo después hasta alcanzar los 100 dbars, donde los valores del gradiente se vuelven casi constantes entre 2.3 y $2\text{ }^{\circ}\text{C (100m)}^{-1}$ hasta alcanzar los 200 dbars. Esta zona representaría la interfase entre el Agua Superficial y la termoclina permanente y la posible presencia del Agua Modal de Madeira, el valor es más alto que el usado por Hanawa et al. (1988a) lo que puede ser debido a la temporalidad de dicha Agua Modal (Siedler et al., 1987). El gradiente disminuye más rápidamente entre los 200 y 300 dbars y luego esta disminución se ralentiza sucesivamente a lo largo del resto del perfil en tramos de diferente rango de presión. El gradiente de salinidad presenta su máxima variación sobre los 150 dbars con un valor de 0.36 (100m)^{-1} , el gradiente disminuye bruscamente hasta los 300 dbars alcanzando valores de 0.2 (100m)^{-1} y se suaviza hasta llegar a valores casi nulos en 700 dbars que se mantienen, si bien se encuentran valores de signo contrario como consecuencia de la presencia de Agua Mediterránea (AM) en esta zona del perfil.

Actualmente muchos autores utilizan la vorticidad potencial para la determinación de las Aguas Modales (McDowell et al., 1982; McCartney et al, 1982; Keffer, 1985; Williams, 1989; Paillet y Arhan, 1996; Rueda, 1999; etc...)ya que se caracterizan por mínimos relativos de vorticidad potencial debido a su origen convectivo. El perfil de vorticidad potencial calculado a partir del perfil medio de la sigma potencial muestra unos valores bajos desde los 200 dbars, encontrando una zona de

valores mínimos relativos entre los 500 y 700 dbars aproximadamente con un valor de 70 a 80 $\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$, que se corresponde con los datos por Paillet y Arhan (1996) como característicos del Agua Modal SubPolar (AMSP).

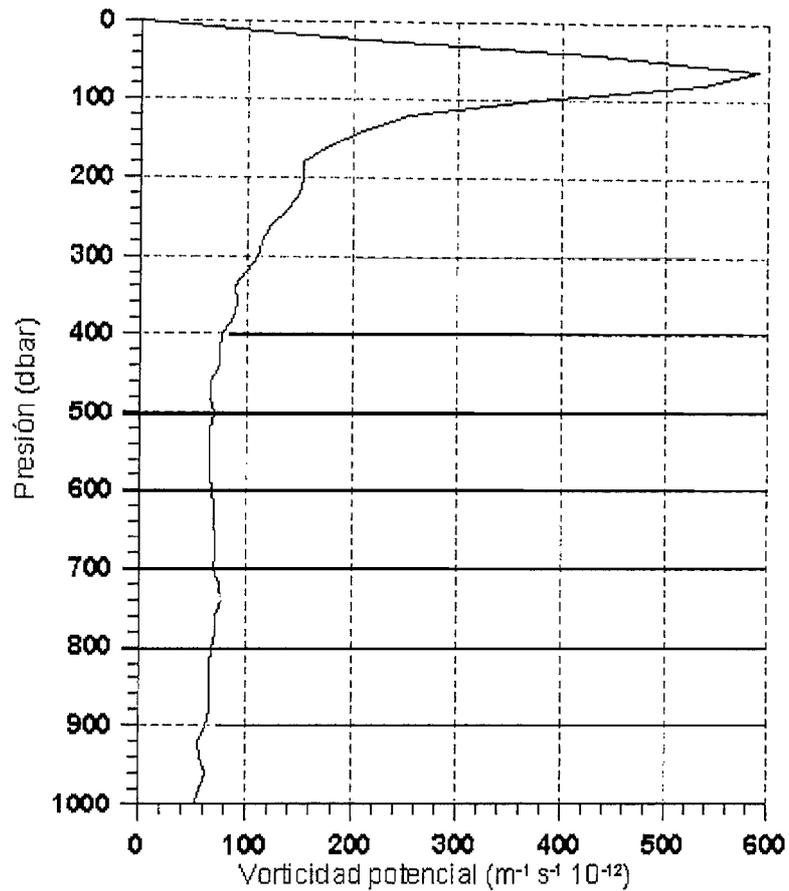


Fig. 4.5, 4. Perfil de vorticidad potencial obtenido desde el perfil medio de la sigma potencial. Se ha utilizado la ecuación simplificada descrita en Rueda, 1999.

En la sección 4.2 se calculó el ajuste de los datos de la temperatura potencial y la salinidad correspondientes al ACNAE en el diagrama T / S. El método utilizado fue un ajuste polinómico por mínimos cuadrados de grado tres que fue seleccionado por presentar el menor valor de desviación estándar y el mayor valor de r^2 (coeficiente de determinación). El valor de la desviación estándar se obtiene a partir de las distancias entre los valores muestreados de salinidad y sus valores ajustados. Además de

los valores de la variable ajustada, el método del ajuste polinómico por mínimos cuadrados nos facilita el valor de incertidumbre para los parámetros de ajuste, lo que nos permite calcular la estimación del error en cada punto. Este valor se calcula a través de la matriz de varianza - covarianza de los datos e incluye el error de ambas variables.

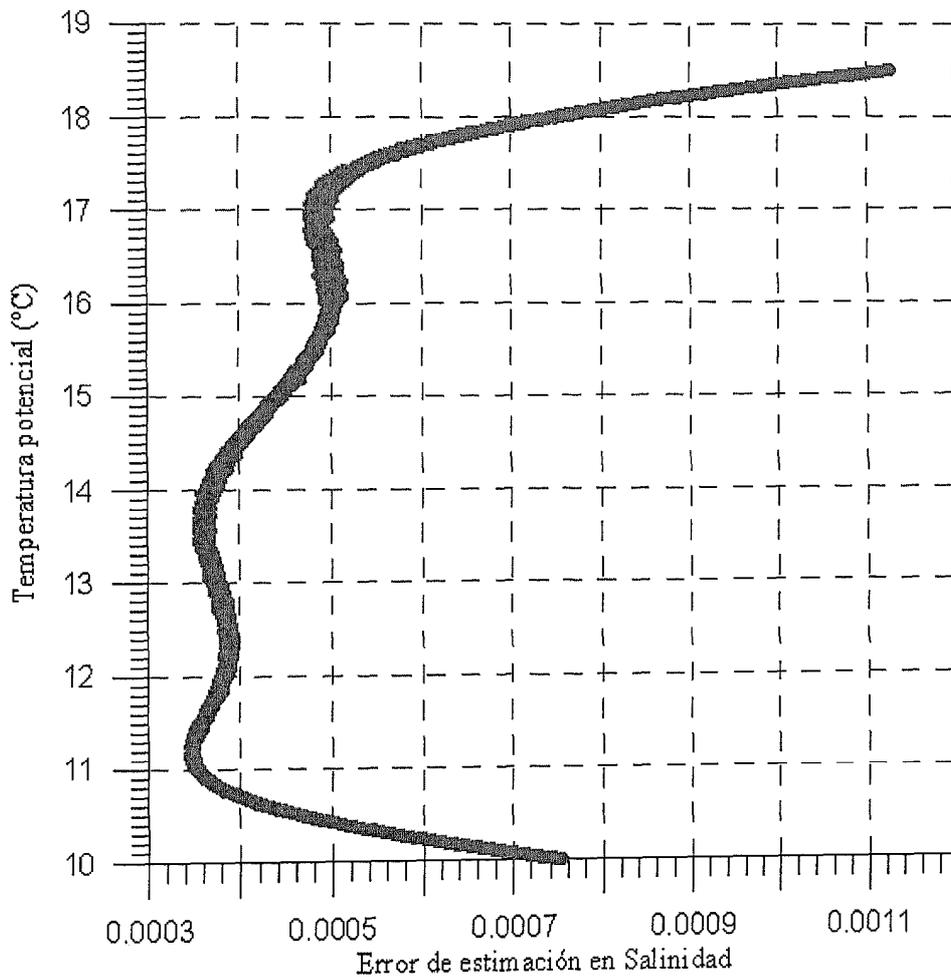


Fig. 4.5, 5 Error de salinidad estimado en cada punto con respecto a la temperatura calculados en el ajuste polinómico por mínimos cuadrados utilizado para obtener la relación T / S del ACNAE.

La Fig. 4.5, 5 muestra la representación de los errores obtenidos en el cálculo de la salinidad ajustada, usando el método del ajuste polinomial por mínimos cuadrados con respecto a los valores de temperatura potencial. Esta figura presenta los errores más altos en los extremos del rango de temperatura y en el resto los errores decrecen con la temperatura. En este tránsito, se destacan una zona de mínimos absolutos y dos con mínimos relativos. A primera vista se observa que estas zonas de mínimos se corresponden en el eje de temperatura potencial con valores conocidos en la bibliografía como característicos de los Modos del ACNAE. La zona de errores mínimos absolutos se corresponde con las temperaturas más bajas y se centra en un valor de temperatura de 11.2 °C. Éste estaría incluido dentro del rango de 11 a 12 °C, definido por McCartney y Talley (1982) para el Agua Modal Subpolar.

La primera zona de errores mínimos relativos y representada por las temperaturas más altas se centraría en los 17 °C, con un valor extremo inferior sobre los 16 °C y un valor extremo superior no definible fácilmente, que se situaría entre los 18 o 18.5 °C. Este rango de temperatura es el mismo utilizado por Siedler et al. (1987) como característico del Agua Modal de Madeira (AMM). Aparece otra zona de errores mínimos relativos que se corresponde con las temperaturas entre el límite superior de la primera zona de mínimos absolutos (13 °C) y una temperatura aproximada de 16 °C con su valor más pequeño en 13.66 °C. Este rango de temperatura englobaría a las temperaturas situadas entre el Modo Subpolar y el Modo de Madeira en la definición del ACNA. Fiuza et al. (1998) definieron una temperatura de 12.5 °C como el punto de transición entre el Agua Modal Subpolar (AMSP) descrita por McCartney y Talley (1982) y un agua que llamaron Agua Modal del Frente de Azores (AMFA), cuyo rango térmico estaba entre los 13.13 y los 18.5 °C. Ellos admitían que esta definición interfería con la propuesta por Siedler et al. (1987) para el Agua Modal de Madeira (AMM).

Este nuevo Modo que proponemos establecería las diferencias entre el Modo descrito por Siedler et al. (1987) y el rango de temperaturas que caracterizaba al Mo-

do denominado AMFA (Fiuza et al., 1998), cuya nomenclatura seguiremos utilizando. Así, se completaría el rango de temperaturas que Paillet y Arhan (1996) indicaban como poco conocido en el estudio de la formación del ACNAE.

Si buscamos los valores más frecuentes de la sigma potencial correspondientes a las zonas de mínimos descritas en los párrafos anteriores encontramos que:

- La zona de temperaturas más bajas se situaría en la isopigna de 27.2 Kg. m^{-3} y sus límites corresponderían a 27.1 Kg. m^{-3} en su parte superior y 27.3 Kg. m^{-3} en su parte inferior.
- La zona de temperaturas intermedias se centraría en la isopigna de 26.9 Kg. m^{-3} y su límite superior sería 26.7 Kg. m^{-3} .
- Por último, la zona de temperaturas más altas se correspondería con la isopigna de 26.6 Kg. m^{-3} y su límite superior podría situarse entre las isopignas de 26.4 y 26.5 Kg. m^{-3} .

Estos valores de la sigma potencial también concuerdan con los utilizados por los autores anteriores, en la identificación de las Aguas Modales del Agua Central Nortatlántica (ACNA). Nuestro estudio continuará analizando cada Modo individualmente, utilizando para ello la variación temporal de temperatura, salinidad y la presión en las isopignas descritas.

4.6 Agua Modal Subpolar (AMSP)

La influencia de la convección profunda durante el Invierno en las latitudes altas del Atlántico Norte es fácilmente distinguible en cualquier sección de temperatura y salinidad publicada en los atlas oceanográficos. Los termostatos (áreas extensas que presentan pequeñas variaciones de temperatura) o halostatos (poseen salinidades similares) son visualizadas generalmente entre los 200 y 1000 metros en las secciones invernales documentadas en el atlas de Fuglister (1960).

McCartney y Talley (1982) apoyándose en distintas fuentes de datos de los diferentes atlas publicados y analizando las características de la temperatura potencial, la densidad potencial y la profundidad de la capa de mezcla describieron el área de formación y la circulación de un gran volumen de agua que llamaron Agua Modal Subpolar (AMSP) que se incorporaba a la piconclina principal del Atlántico Norte, formando parte de la denominada Agua Central. Propusieron que este agua era consecuencia del área de convección profunda que sucedía durante los Inviernos en la parte Central y Noreste del Atlántico Norte. Esta banda continua de convección profunda sólo se rompía en una región, en las proximidades del paralelo 50° N, donde la corriente noratlántica penetraba hacia el Este cruzando el Atlántico Norte. De esta forma, quedaban separadas las grandes capas mezcladas de aguas frías y más densas del Noroeste, presentes en el Mar del Labrador, de aquellas más cálidas y ligeras que se producían al Sudeste. Esta banda de convección profunda manifestaba tendencias ciclónicas de decrecimiento de temperatura, aumento de la densidad y aumento de la profundidad de la capa mezclada. Así, las áreas superficiales que ocupaban y los volúmenes de agua implicados en la formación de las capas mezcladas eran considerables. Por ejemplo, las capas mezcladas asociadas a temperaturas entre 11 y 12° C ocupaban un área de aproximadamente 10⁶ Km². El espesor medio de esta capa en el Atlántico Norte era sobre 64 m. pero alcanzaba los 300 m. en el área donde era expuesta al contacto con la atmósfera. Esto suponía que el volumen de agua de esas características en estas áreas suponía la mitad del volumen cuantificado entre la cuenca del Labrador y la cuenca Europea y casi un 13 % del total de todo el Atlántico Norte.

McCartney y Talley (1982) continúan exponiendo que parte del Agua Modal transportada hacia el Norte y hacia el Este de la corriente Noratlántica recirculaba en los regímenes anticiclónicos del Este y Sur de la corriente. En las secciones de densidad se observaba un aumento en la homogeneidad de las isopicnas con valores entre $\sigma_{\theta} = 26.8- 27.25 \text{ mg cm}^{-3}$ y este incremento era notable en las secciones de Abril y Mayo. Los picnostatos situados en la cuenca Este caían en densidad situándose en un

rango de $\sigma_\theta = 27 - 27.25 \text{ mg cm}^{-3}$. La circulación hacia el Sur, en la interpretación de Saunders (1982), era alimentada por los desplazamientos hacia el Sur y Este a través de la dorsal mediooceánica. Esto se reflejaba en el descenso de la piconclina en el camino hacia el Sur hasta las Azores. Esta interpretación del flujo hacia el Sur fue sugerida anteriormente por otros autores (Helland- Hansen y Nansen, 1927; Iselin, 1936; Sverdrup et al., 1942). Los piconstatos son advectados hacia el Sur desde las regiones donde se origina la convección profunda en las latitudes altas. Estos piconstatos podían estar poco diferenciados a causa de la influencia del Agua Mediterránea que circulaba inmediatamente debajo de ellos, encontrando la capa de transición centrada cerca de los 850 metros.

Pollard y Pu (1985) observaron desviaciones tanto en temperatura como en salinidad sobre los valores atribuidos al Agua Modal Subpolar (AMSP); así apuntaron que los cambios en las condiciones meteorológicas que se producen entre diferentes años prevalecen en la formación de la Masa de Agua, por lo tanto asumen que las desviaciones son manifestaciones de la variabilidad interanual o interdecadal. Para ello examinaron una serie de secciones realizadas por el Buque Oceanográfico Discovery durante Enero de 1977 y Febrero de 1983 y los compararon con los registros obtenidos en el proyecto IGY (Año Internacional Geofísico; 1957- 58), realizado 20- 25 años antes. Esta comparación reveló muchas similitudes y algunas diferencias. El Agua Mediterránea estaba presente en las tres ocasiones aunque variaba su límite norte en algunos grados. La cuña de agua más salina estaba presente en todas las secciones y el gradiente latitudinal de salinidad superficial era más intenso en las secciones del Este, lo que es consistente con la hipótesis de un desplazamiento superficial convergiendo hacia esta dirección. La diferencia más sorprendente entre el IGY y las secciones más recientes fueron las disminuciones en salinidad de las capas más superficiales. Este decrecimiento era aparente por encima de la isopicna de 27.3 Kg. m^{-3} , sobre los 600 m., y se analizó con el examen de las isopicnas de 27.1 y 27.3 Kg. m^{-3} . Durante 1957/8 la isopicna de 27.1 Kg. m^{-3} presenta salinidad superiores a 35.6 al Sur de 48° N y al Este de 30° W , estando en el rango entre 35.6 y 35.7. En las otras

secciones el valor de la salinidad para dicha isopícnica fueron inferiores a 35.6. Esta variación suponía un decremento de 0.1 en salinidad en las secciones realizadas en 1977 al Oeste de 15° W. Las estaciones situadas en las longitudes del ESTOC presentan una variación menor sobre 0.03. Las diferencias en las isopícnicas de 27.2 y 27.3 Kg. m⁻³ se redujeron, tomando valores de 0.04 y casi cero respectivamente.

TABLA 4.6, 1

Longitudes	25-30° W		20- 25° W		15-20° W		10-15° W	
Año	1957/8	1977	1957/8	1977	1957/8	1977	1957/8	1977
Isopícnica 27.1								
Sal. media	35.63	35.54	35.65	35.56	35.69	35.60	35.72	35.69
Desv. estándar	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.05
Nº muestras	7	11	6	10	6	8	8	10
Isopícnica 27.2								
Sal. media	35.49	35.44	35.53	35.50	35.57	35.54	35.61	35.67
Desv. estándar	0.06	0.06	0.06	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Nº muestras	7	11	6	10	6	8	8	10
Isopícnica 27.3								
Sal. media	35.43	35.38	35.48	35.46	35.55	35.53	35.60	35.61
Desv. estándar	0.08	0.08	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05
Nº muestras	7	11	6	10	6	8	8	10

Tabla 4.6, 1 . Valores de Salinidad presentados en Pollard y Pu (1985) y calculados a partir de tres secciones referenciadas en dicho documento.

Con estos resultados Pollard y Pu (1985) demostraron que la variación encontrada era un fenómeno superficial que se extendía hasta los 500 m. de profundidad y abarcaba longitudes de 13 a 30° W al Norte de 40° N. También sugirieron evidencias de que estas diferencias podrían cubrir una mayor parte del Océano Nortatlántico y anotaron las variaciones que habían sido documentadas desde 1905 (Ellett, 1982). Fraga et al. (1982) observaron una disminución de salinidad en la distribución de las isohalinas de 0.08 durante un periodo de tres años en el Atlántico Este entre 40 y 45° N de latitud. Estas variaciones no eran exclusivas del Atlántico Este; Jenkins

(1982) cuantificó un decremento de la salinidad de 0.2 en el Mar de los Sargazos en el periodo 1967 a 1974.

New y Bleck (1995) utilizaron un modelo numérico isopícnico para el giro subtropical del Atlántico Norte y calcularon que un cambio en temperatura de 1°C en la formación de la capa mezclada invernal, suponía un cambio de 0.1 a 0.6 °C en dicho nivel isopícnico una vez subducido.

Pérez et al. (1995) observaron cambios decadales en la relación θ / S del Agua Modal Subpolar (AMSP) cerca del 42° N. Estos cambios consistieron en un decremento de la salinidad en la isopícnica de 27.1 Kg m⁻³ entre 1980 y 1990 que coincide en parte con el periodo frío diferenciado por otros autores (Roemmich y Wunsch, 1984; Roemmich y Wunsch, 1985; Levitus, 1989; Kushnir, 1994; etc.), seguido de un fuerte incremento de la salinidad que se mantuvo hasta 1993/1994. Utilizaron varios conjuntos de datos, obtenidos desde cruceros realizados por grupos de distintos países a lo largo de los años descritos, y llevados a cabo sobre el área de interés en la formación y circulación de las Aguas Modales. Los resultados determinaron un fuerte cambio termohalino en la estructura del Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE) y estaban contrastados por la reiteración en los distintos cruceros, alcanzando las longitudes de 22° W desde aquellas correspondientes a la costa de Galicia. Encontraron que los valores para el Agua Central se hacían más fríos y menos salinos entre 1983 y 1991 que aquellos definidos como característicos para el ACNAE. También citaron los valores encontrados por Fraga (1974) que mostraban salinidades mayores que las características para este Agua y que se aproximaban a los encontrados en los resultados de 1991, borrando de esta forma la posibilidad de cambios monótonos en las décadas. Analizaron la isopícnica de 27.1 Kg. m⁻³ y la compararon con los resultados obtenidos por Pollard y Pu (1985) ya descritos en este apartado. Los valores mínimos encontrados en 1983 fueron incrementándose regularmente hasta 1991 donde experimentaron un incremento brusco, sobre todo en la

parte Este del giro. Concluyeron diferenciando las pautas de variación en la salinidad con respecto a sus escalas temporales.

Los máximos de salinidad otoñales de origen subtropical se corresponden con un refuerzo de la corriente noratlántica hacia el Polo (Frouin et al., 1990; Ríos et al., 1992) y estas variaciones en la corriente responde a un mecanismo que produce un gradiente de presión latitudinal, desatado y modulado durante el ciclo estacional por la alternancia del dominio de los vientos del Norte o del Sur. Aunque estos cambios no alteran significativamente la relación θ/S , sus valores máximos o mínimos se pueden considerar como fuente en la formación de cada nueva clase anual de Agua Modal y de esta forma, interpretar las variaciones salinas interanuales.

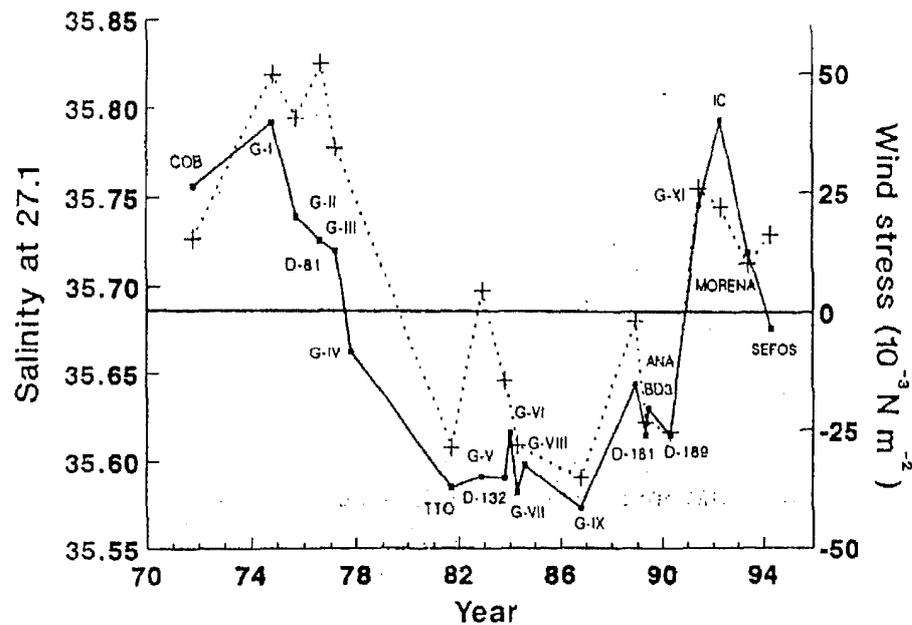


Fig. 4.6, 1 Representación de la variabilidad interanual en el trabajo de Pérez et al., 1985. La línea continua representa las salinidades correspondientes a la isopícnica de 27,1 y la línea discontinua a las tensiones del viento del Norte durante el segundo semestre del año analizado.

Los máximos de salinidad en el ACNAE y los máximos en la intensidad de la corriente ocurren después del Verano, lo que implica que las condiciones meteorológicas en la última mitad del año serán condicionantes para la advección de las

aguas más salinas hacia el Norte. Siguiendo este razonamiento, Lavin et al. (1990) calcularon los valores diarios para la tensión de viento de componente Norte usando para ello la metodología propuesta por Bakun (1973). La correlación (Fig. 4.6, 1) entre los valores de salinidad para la isopícnica 27.1 Kg. m⁻³ y los valores medios de la tensión de viento en la última mitad del año fueron significantes ($r^2=0.68$, $n=12$). Los vientos del Sur dominaron durante las estaciones otoñales de la década de los 80 debido a la relajación anticiclónica asociada a la alta presión de Azores, coincidiendo con importantes corrientes hacia el Norte (Pingree y LeCann, 1992; Pingree, 1994). Contrariamente, los valores de salinidad observados para esta época fueron mínimos. Encontraron una correlación con los vientos del Norte pero no hubo evidencia para pensar que los incrementos de salinidad fueran determinados por los incrementos en la intensidad de la corriente hacia el Norte.

TABLA 4.6, 2

	1989 <i>Discovery-181</i>	1990 <i>Discovery-189</i>	1991 <i>Darwin-58</i>
S(27.1)	35.612 ± 0.015	35.621 ± 0.012	35.767 ± 0.049
S(27.2)	35.522 ± 0.031	35.522 ± 0.029	35.575 ± 0.095
Difference	0.090	0.099	0.192
Depth(27.1)	265 ± 86	253 ± 78	148 ± 78
Depth(27.2)	496 ± 54	470 ± 45	467 ± 65
Difference	231	217	319

Tabla 4.6,2 Valores de salinidad y profundidad de las isopícnicas analizadas en Pérez et al. (1995).

Otra posible causa de las variaciones observadas era el enfriamiento de las capas superficiales durante los periodos de refuerzo del anticiclón de Azores (vientos del Norte). Esto supondría una intensificación de la circulación termohalina y un aumento del transporte de agua más cálida y más salina hacia el Norte. El resultado conllevaría una nueva agua para ese año con una mayor salinidad. Los cambios acaecidos durante 1991 serían explicados por un decremento térmico sobre 0.5 °C y un incremento salino de 0.06 al mismo tiempo.

Las nuevas aguas formadas durante 1991 mostraban densidades más altas que aquellas encontradas en los dos años previos. Esta variación implicó un desplazamiento de las isopícnas hacia el Sur. El aumento en la mezcla vertical en una misma latitud causó un incremento de la advección hacia el Norte.

En nuestro estudio se han utilizado los valores de temperatura, salinidad y presión obtenidos en las isopícnas características para determinar la variabilidad del Agua Modal Subpolar (AMSP) en el ESTOC. Para ello hemos extraído en cada perfil los dos valores de temperatura, salinidad y presión más próximos al valor de la isopícnica buscada y después se ha realizado una interpolación lineal en cada propiedad.

TABLA 4.6, 3

Isopícnas	27.1	27.2	27.3
Nº de perfiles	50	50	50
Temp. máx. (°C)	12.399	11.262	10.426
Temp. Mín. (°C)	11.848	10.933	10.018
Temp. media (°C)	12.071	11.093	10.298
Desv. Estándar (°C)	0.11	0.073	0.092

Tabla 4.6, 3. Valores de temperatura potencial referidos a las isopícnas características del AMSP, calculados en cada perfil realizado en el ESTOC mediante una interpolación lineal entre los valores más próximos a las isopícnas.

La tabla 4.6, 3 muestra los valores máximo, mínimo, medio y la desviación estándar de temperatura potencial, calculados para las isopícnas características del Agua Modal Subpolar (AMSP). La isopícnica de 27.2 Kg. m⁻³ presenta la menor variabilidad con una desviación estándar de 0.073 °C y una variación máxima de 0.329 °C. Este valor se situaría por debajo del valor de 0.5 °C en la isopícnica subducida, descrito por New y Bleck (1995) para un cambio de 1°C de temperatura en la capa

de mezcla invernal. Los valores mínimo y máximo en las tres isopícnas se encuentran dentro de los rangos usados por los autores para identificar el Modo Subpolar. Así, McCartney y Talley (1982) y Harvey (1982) anotaron un rango entre 10 y 12.5 °C aproximadamente, lo que hace suponer que este rango acogería incluso la variabilidad interanual. El valor medio de la isopícnica de 27.2 Kg. m⁻³ es 11.09 °C y lo usaremos como valor medio en el cálculo de las anomalías para determinar la variabilidad interanual.

TABLA 4.6, 4

Isopícnas	27.1	27.2	27.3
Nº de perfiles	49	49	49
Salinidad máx	35.718	35.605	35.539
Salinidad mín	35.62	35.528	35.449
Salinidad media	35.673	35.566	35.511
Desv. Estándar	0.025	0.017	0.021

Tabla 4.6, 4. Valores de Salinidad referidos a las isopícnas características del AMSP, calculados en cada perfil realizado en el ESTOC mediante una interpolación lineal entre los valores más próximos a las isopícnas.

La tabla 4.6, 4 recoge los valores máximo, mínimo, medio y desviación estándar de la salinidad en las isopícnas elegidas. La isopícnica de 27.2 Kg. m⁻³ vuelve a ser la menos variable, con una desviación estándar de 0.017 y una variación máxima de 0.077. Los valores extremos en las tres isopícnas son 35.449 y 35.718. Estos valores también se pueden considerar dentro del rango 35.4 y 35.7 anotados por los autores anteriormente citados. Los valores usados por Pollard y Pu (tabla 4.6, 1) descritos en este mismo apartado están muy próximos a los encontrados en el ESTOC, con desviaciones estándar en el mismo rango en ambos análisis. Harvey y Arhan (1988) cuantifican en 0.024 la desviación estándar de la salinidad correspondiente a la isoterma de 12.5 °C. Por su parte, Pérez et al. (1995) calcularon los valores de salinidad para las isopícnas de 27.1 y 27.2 Kg. m⁻³ en tres campañas llevadas a cabo en tres

años diferentes a lo largo de la latitud 42° N. Los valores medios obtenidos (tabla 4.6,2) están en el rango encontrado en el ESTOC, acercándose más a sus valores mínimos. Las desviaciones estándar son del orden de las encontradas en este análisis.

TABLA 4.6, 5

Isopicnas	27.1	27.2	27.3
N° de perfiles	50	50	50
Presión máx (dbar)	434	542	654
Presión mín (dbar)	526	638	732
Presión media (dbar)	485	591	691
Desv. Estándar (dbar)	19	20	18

Tabla4.6, 5. Valores de profundidad (referidos a presión) de las isopicnas características del AMSP, calculados en cada perfil realizado en el ESTOC mediante una interpolación lineal.

Las variaciones en la profundidad (referida a presión) de las isopicnas nos ofrecen una visión de la estabilidad del sistema. La tabla 4.6, 5 presenta los valores máximo, mínimo, medio y desviación estándar de las isopicnas analizadas como características al Modo Subpolar. Las desviaciones encontradas son muy similares, entorno a los 20 dbars. La presión máxima y mínima absolutas son 732 y 434 dbars, ocupando un espesor medio en todo el periodo de 200 dbars.

A partir de los valores medios, calculamos las anomalías con respecto a cada mes del periodo analizado. La anomalía corresponderá a la diferencia entre el valor en cada perfil mensual menos el valor medio calculado para la isopicna correspondiente. Los puntos obtenidos se suavizan con un filtro de media móvil de tres puntos, que ofrece una mayor claridad en la observación de las tendencias que suceden en dicho periodo. La gráfica 4.6, 2 representa las temperaturas potenciales y anomalías determinadas en las isopicnas de 27.1, 27.2 y 27.3 Kg. m⁻³. Como se puede observar, los diagramas de temperatura potencial presentan una cierta tendencia al aumento de

la temperatura en las tres isopicnas desde el principio del periodo hasta comienzos del año 1997; este cambio supone un salto de 0.2 °C en la anomalía. Durante los siguientes meses los valores de temperatura potencial se estabilizan, presentando valores muy próximos al valor medio hasta alcanzar el año 1999. En este año, la temperatura desciende y produce una anomalía también de 0.2 °C a lo largo de los siguientes meses. Este cambio brusco es compensado en un periodo de doce meses aproximadamente.

La gráfica 4.6, 3 representa los registros de Salinidad correspondientes a las isopicnas estudiadas. La variación encontrada se encuentra en un rango de 0.05, siendo éste similar a las variaciones encontradas por Pollard y Pu (1985) en las mismas longitudes. Se observa la misma tendencia al incremento descrita para la temperatura, lo que supone un salto en la anomalía de 0.05, estabilizándose en los meses siguientes hasta el nuevo salto que se produce durante el año 1999. Estos valores de Salinidad de la isopicna de 27.1 Kg. m⁻³ durante 1999 se corresponderían con los situados por debajo de la línea de tensión de viento cero, mostrados en la gráfica de variabilidad interanual para la isopicna de 27.1 Kg. m⁻³ en el trabajo de Pérez et al. (1995).

Los diagramas de la presión y sus anomalías (Fig. 4.6, 4) muestran que las isopicnas son muy estables en el tiempo, encontrando variaciones inferiores a 50 dbars. Éstas parecen reflejar una tendencia a emerger entre el principio y el final del periodo de muestreo, dejando entrever unos ciclos anuales. La diferencia de presión entre ellas está sobre los 100 dbars, siendo 450 dbars la presión más somera para la isopicna de 27.1 Kg. m⁻³ y sobre 730 dbars para la isopicna más profunda.

Los valores para los gradientes de temperatura potencial (Fig. 4.6, 5) en las isopicnas oscilan entre 0.012 °C dbar⁻¹ en la isopicna de 27.1 Kg. m⁻³, 0.009 °C dbar⁻¹ en la isopicna de 27.2 Kg. m⁻³ y 0.0075 °C dbar⁻¹ en la isopicna de 27.3 Kg. m⁻³. Los valores son bastante estables presentando variaciones menores a 0.005 cercanos a la

propia sensibilidad del instrumento de medida. Los gradientes de salinidad (Fig. 4.6, 5) se comportan de la misma manera que los de temperatura. Presentan valores por encima de 0.001 en la isopicna más superficial y sobre 0.0005 en la otras isopicnas. Existen gradientes negativos en la isopicna de 27.3 Kg. m⁻³ debido a la presencia de Agua Mediterránea (AM) en el área.

Los espesores medios resaltan la homogeneidad de cada isopicna en la vertical (Fig. 4.6, 6). Éstos oscilan entre los 100 y 150 dbars °C si usamos el método de la inversa del gradiente o el criterio del decremento de 0.5 °C con respecto al valor de temperatura potencial de la isopicna indistintamente; ambos métodos nos ofrecen la posibilidad de calcular la homogeneidad térmica de la columna de agua. Estos espesores son bastante estables, presentan desviaciones entre 10 y 15 dbars siendo mayores en la isopicna más profunda.

Los gradientes verticales de temperatura potencial (Fig. 4.6, 7), calculados como en Hanawa et al. (1988a), usando la variación de temperatura en 100 dbars, también contrastan la homogeneidad vertical de la columna. Los resultados oscilan entre 1 °C 100 dbars⁻¹ en la isopicna de 27.1 Kg. m⁻³ a 0.6 °C 100 dbars⁻¹ en las otras y presentan variaciones máximas menores a 0.5 °C 100 dbars⁻¹ y desviaciones estándar cercanas a 0.1 °C 100 dbars⁻¹. Se observa cierta ciclicidad sin apreciarse claramente los periodos entre ellos. Los gradientes verticales de Salinidad en 100 dbars⁻¹ (Fig. 4.6, 7) también muestran variaciones semejantes, los valores oscilan entre 0.1 100 dbars⁻¹ en la isopicna más somera y prácticamente cero en la isopicna de 27.3 Kg. m⁻³. Esta isopicna se ve afectada puntualmente por la presencia de Agua Mediterránea (AM) que aumenta los gradientes. La isopicna de 27.2 Kg. m⁻³ presenta una clara ciclicidad con gran importancia de la frecuencia anual.

Como comentamos anteriormente, la vorticidad potencial ha servido para caracterizar las Aguas Modales. De esta forma, Talley y McCartney (1982), McDowell et al. (1982), Keffer (1985) y Cunningham y Haine (1995) asignaron un valor inferior a $80 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ al Agua Modal Subpolar (AMSP). Rueda (1999)

a $80 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ al Agua Modal Subpolar (AMSP). Rueda (1999) utilizó este valor para determinar la presencia de este Modo en dos secciones longitudinales situadas en el 29° N y 32° N . Para el análisis utilizó datos de oxígeno que caracterizaban la presencia de Agua Antártica Intermedia (AAI) en la zona. Sobreponiendo los valores correspondientes a dicha Masa de Agua consiguió visualizar más claramente la distribución del Agua Modal Subpolar (AMSP) en la sección del 29° N . La Fig. 4.6, 8 muestra los registros obtenidos para la vorticidad potencial en la isopícnas elegidas. Podemos observar como los valores se colocan por debajo de la línea de $75 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, manteniendo una gran estabilidad. La isopícnas de 27.3 Kg. m^{-3} refleja un poco más de variabilidad que afecta a valores próximos a $50 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

En resumen, el Agua Modal Subpolar (AMSP) se centraría entre las isopícnas de 27.1 y 27.3 Kg. m^{-3} . Sus temperaturas más características estarían en el rango entre 10 y $12.2 \text{ }^\circ\text{C}$, que coincide con el establecido por Harvey (1982) en latitudes similares. La variación máxima observada es de $0.2 \text{ }^\circ\text{C}$ y se observa una cierta tendencia al incremento de la temperatura a lo largo del periodo. La salinidad se establecería en el rango de 35.47 a 35.7 , el cual también se acercaría a los valores usados por Harvey (1982). El límite inferior estaría más salinizado como consecuencia de la mezcla con el Agua Mediterránea (AM) existente en la zona. Presenta una variación máxima de 0.075 y una tendencia semejante a la temperatura potencial. Su profundidad se establece en el rango de 450 a 750 dbars de presión, dependiendo de la mezcla con las Aguas Intermedias. Su variación máxima es inferior a 50 dbars, con una desviación sobre 20 dbars. Se pueden visualizar ciclos a lo largo del periodo y muestra una clara tendencia a la emersión, con un decremento en presión de alrededor de 30 dbars. Los espesores medios rondan los 100 dbars por cada isopícnas, manteniendo gran estabilidad. Su vorticidad potencial estaría por debajo de $80 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, que es el valor más utilizado por la mayoría de los autores descritos anteriormente.

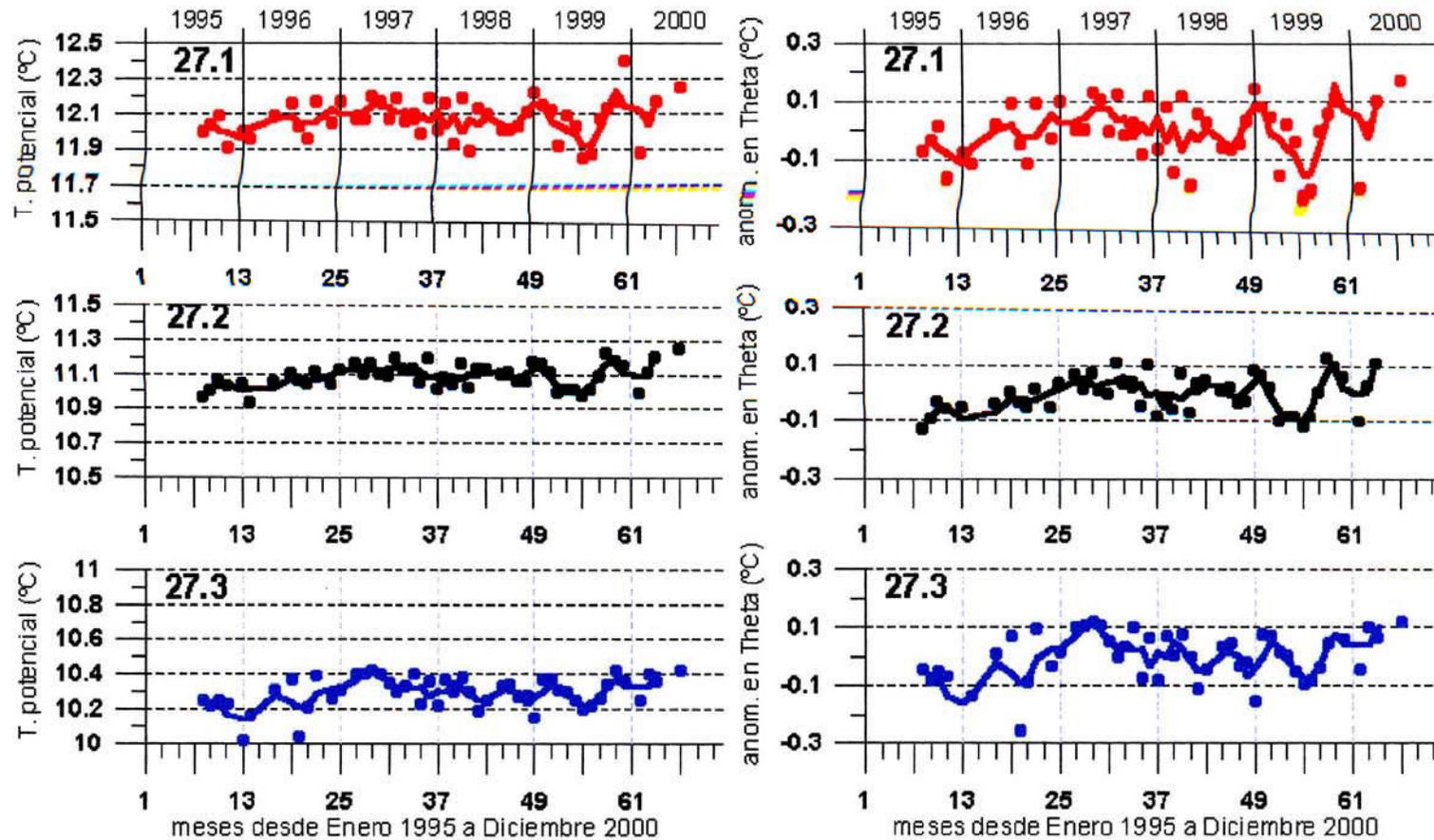


Fig. 4.6, 2 Izquierda: Temperatura potencial correspondiente a las isopicnas definidas como características del AMSP a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Anomalía de la temperatura potencial obtenida desde el valor medio de la secuencia temporal.

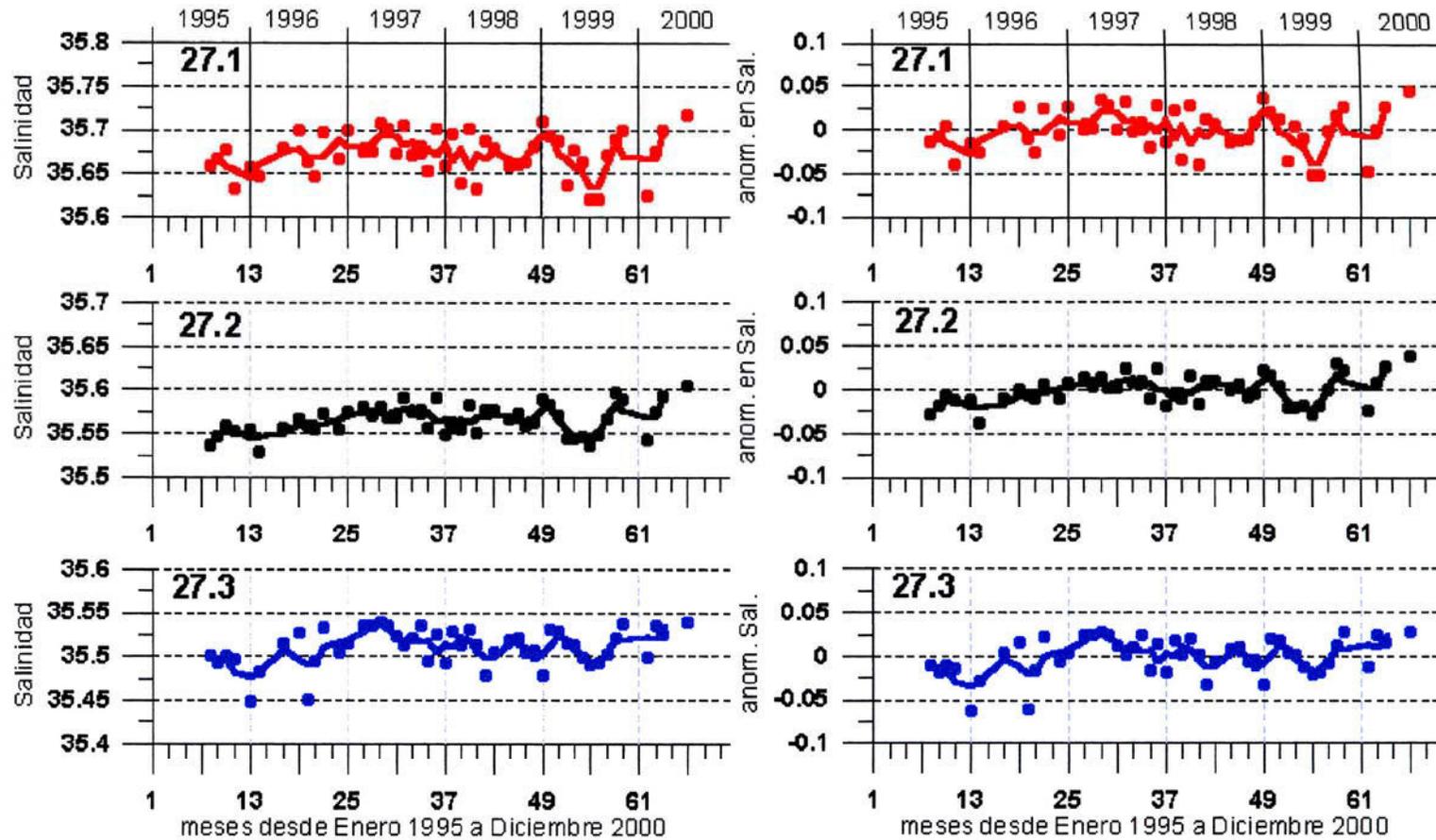


Fig. 4.6, 3 Izquierda: Salinidad correspondiente a las isopincas definidas como características del AMSP a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Anomalia de la Salinidad obtenida desde el valor medio de la secuencia temporal.

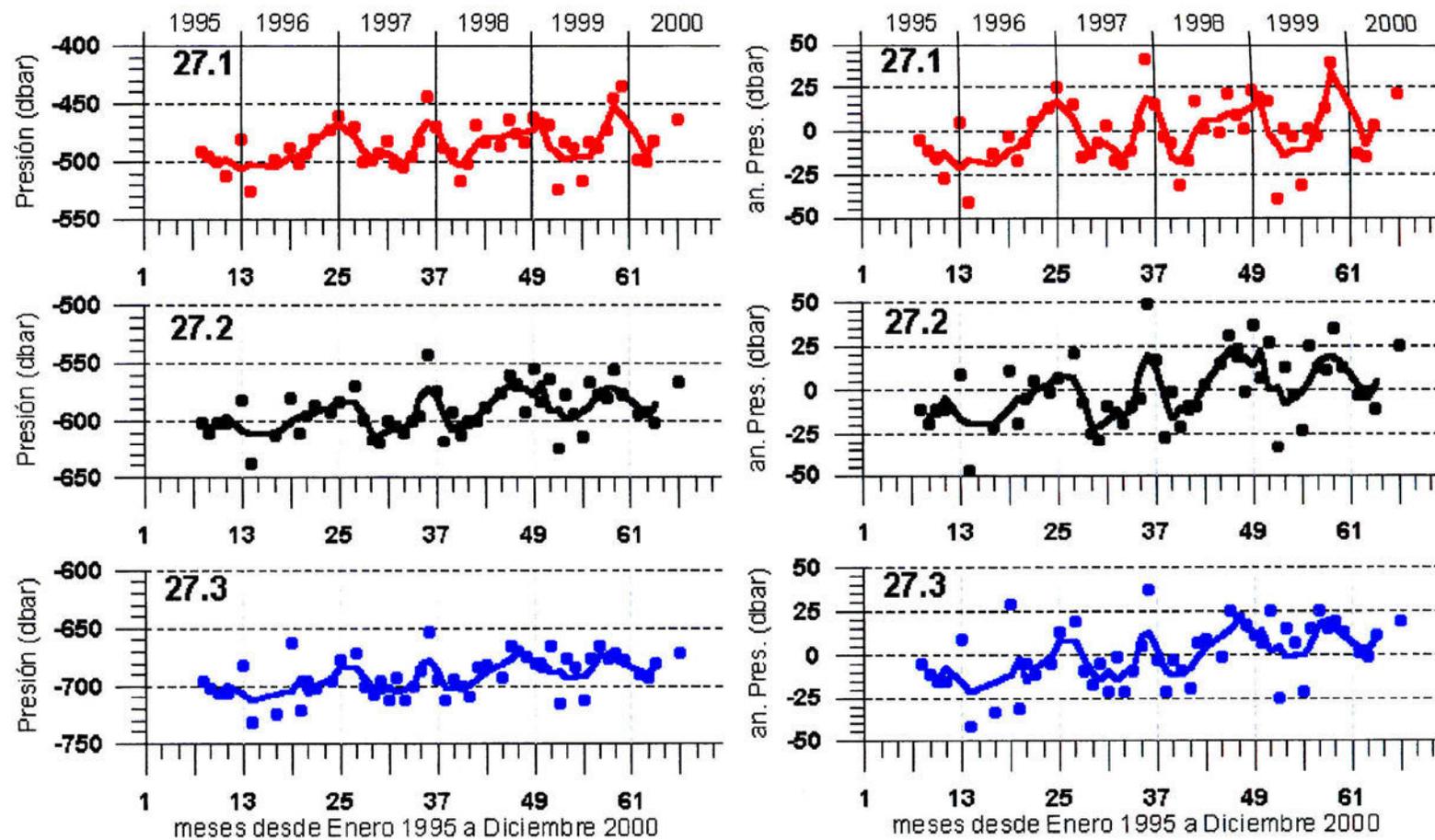


Fig. 4.6, 4 Izquierda: Presión correspondiente a las isopincas definidas como características del AMSP a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Anomalia de la presión obtenida desde el valor medio de la secuencia temporal.

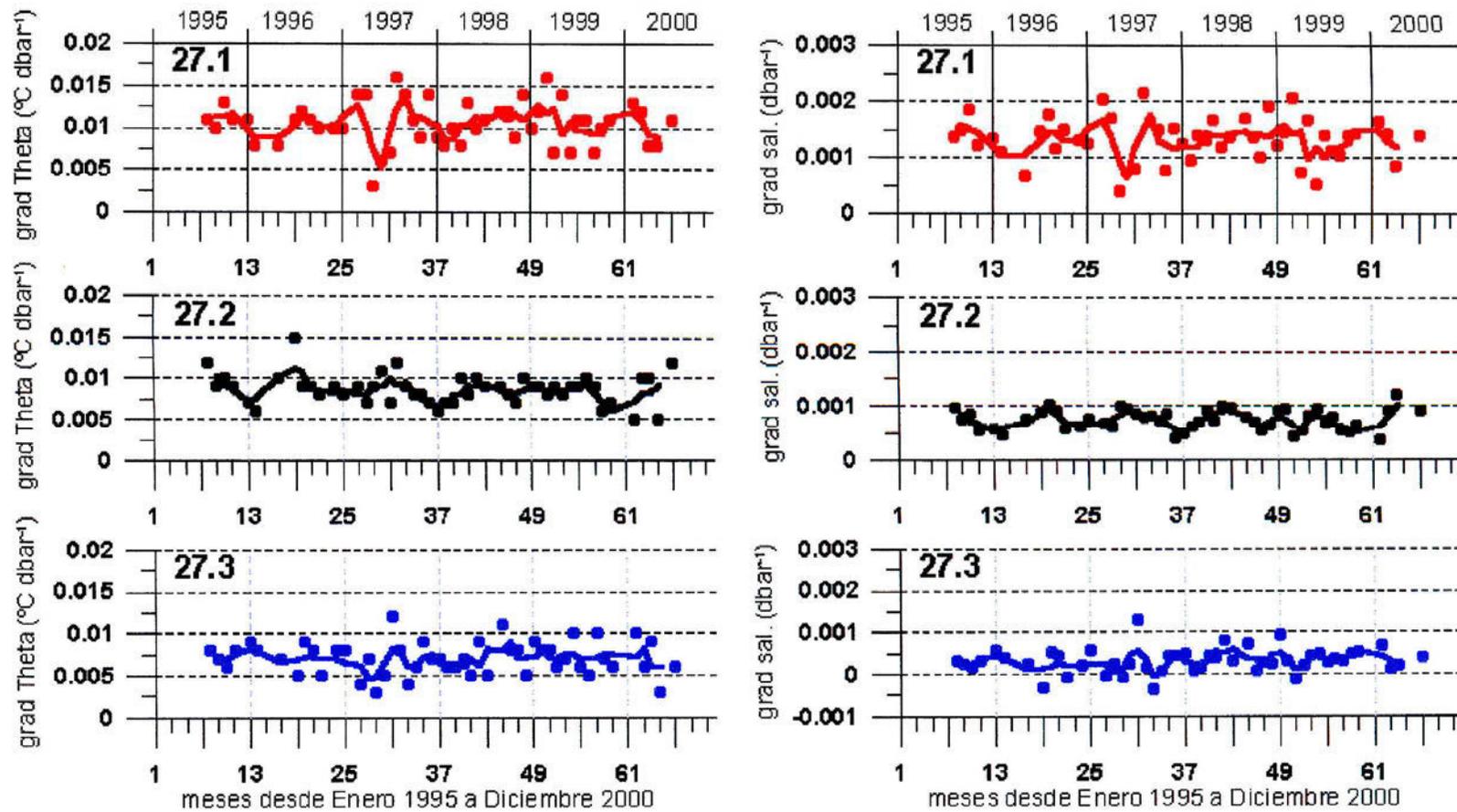


Fig. 4.6, 5 Izquierda: Gradiente de Temperatura potencial correspondiente a las isopicnas definidas como características del AMSP a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Gradiente de la Salinidad correspondiente a las mismas isopicnas.

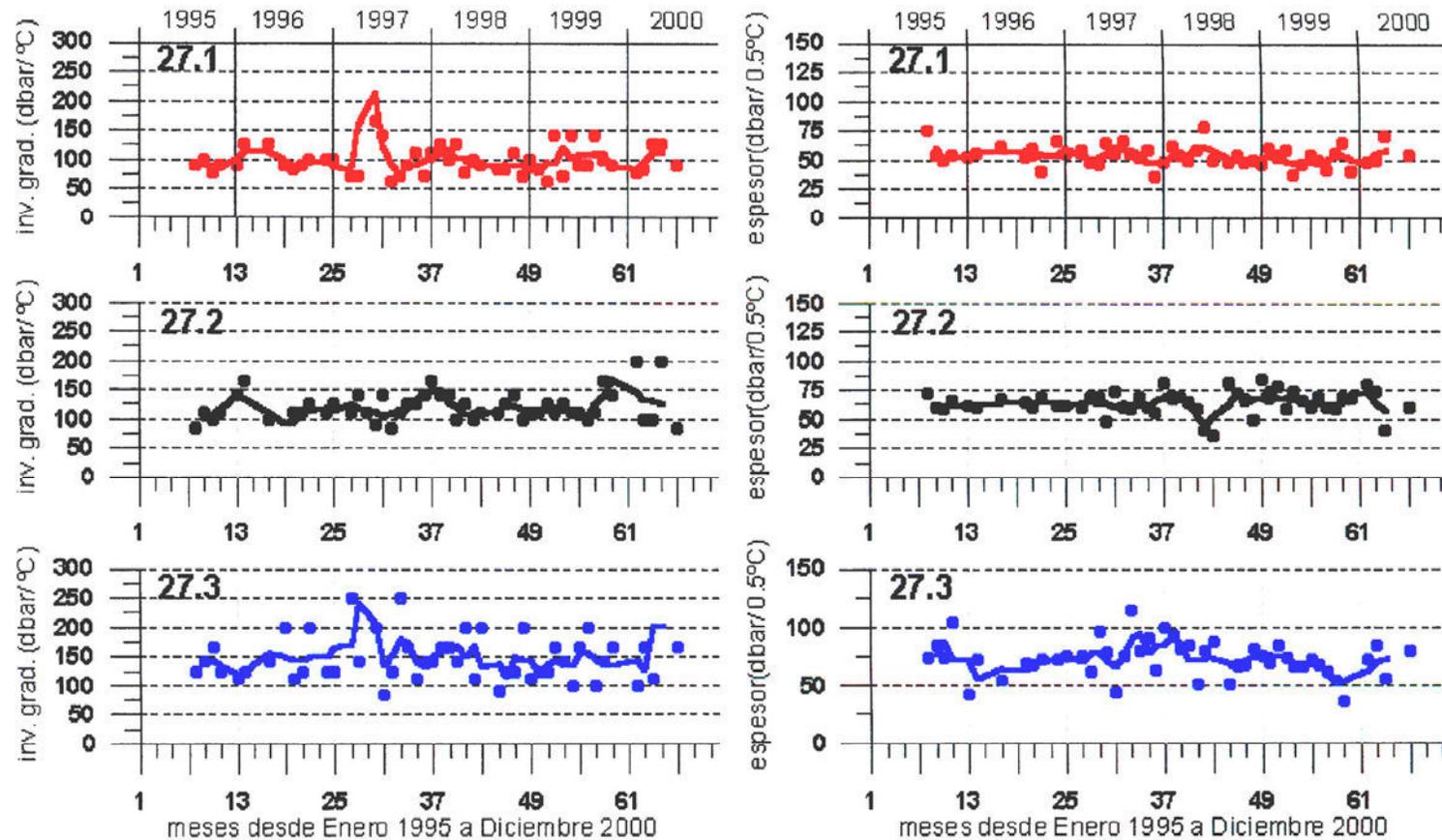


Fig. 4.6, 6 Izquierda: Inversa del gradiente de Temperatura potencial correspondiente a las isopícnas definidas como características del AMSP a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Espesor de la isopícnica calculado desde el decremento de 0.5 °C de su temperatura potencial correspondiente.

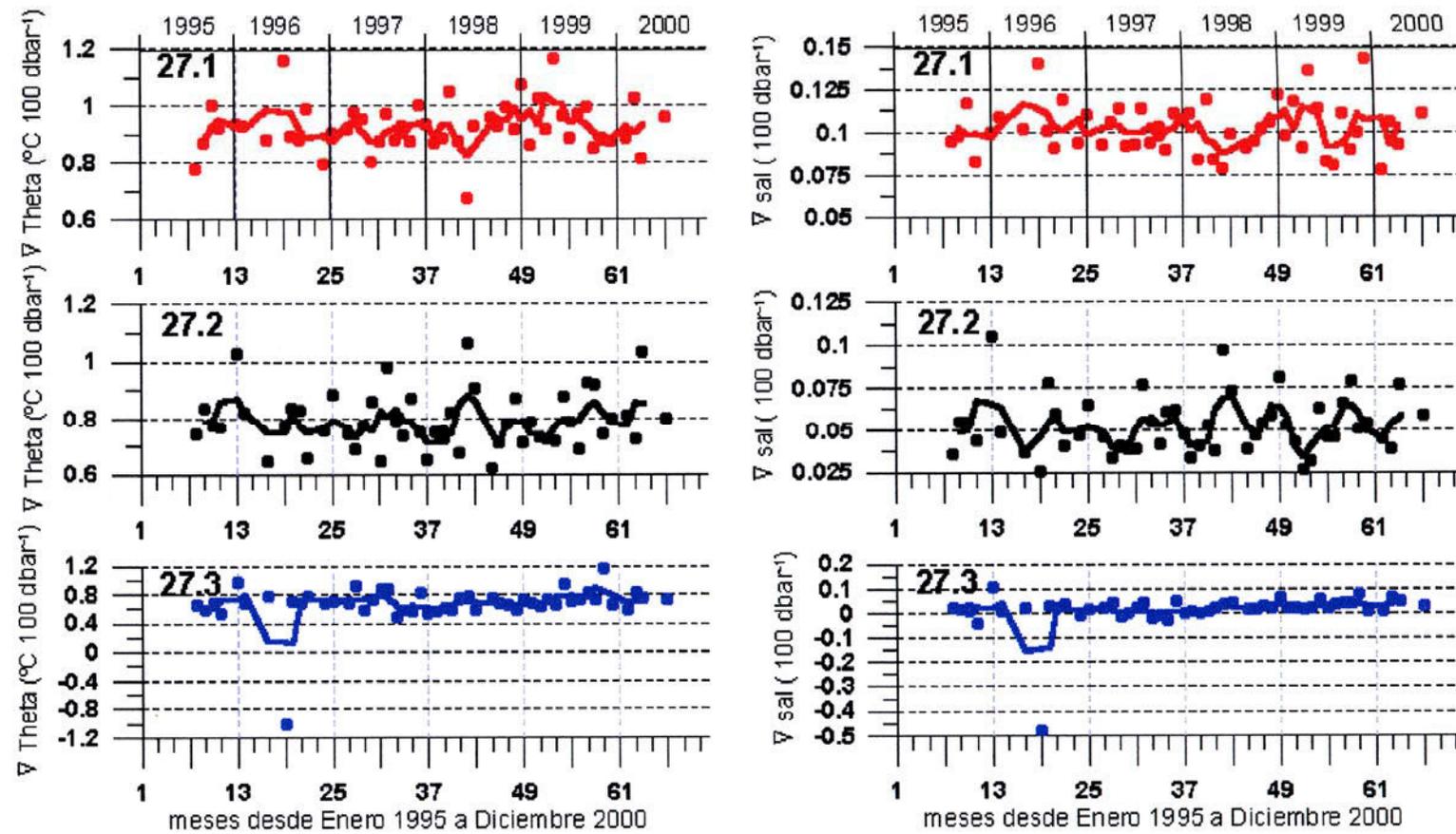


Fig. 4.6, 7 Izquierda: Gradiente de Temperatura potencial por cada 100 dbar correspondiente a las isopicnas definidas como características del AMSP a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Gradiente de la Salinidad por cada 100 dbar correspondiente a las mismas isopicnas.

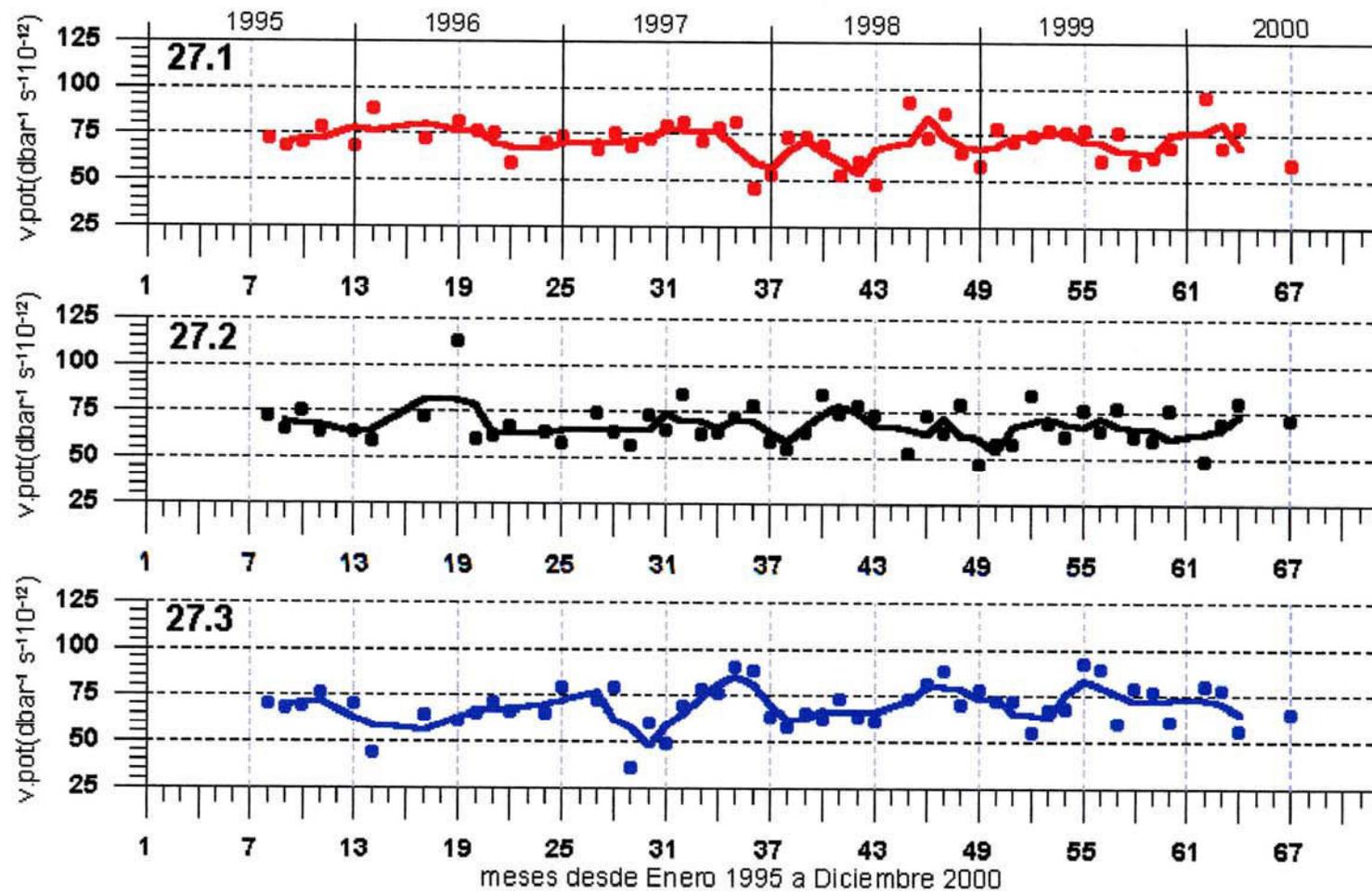


Fig. 4.6, 8 Secuencia de la vorticidades potenciales correspondientes a las isopicnas asignadas como características del AMSP.

4.7 Agua Modal de Madeira

Como ya comentamos en el capítulo 3, el Agua Modal de Madeira (AMM) es el arquetipo de Agua Modal Subtropical de baja densidad. Fue documentada por primera vez por Siedler et al. en 1987 y diferenciada en sus características del agua propuesta por Worthington (1959) en la parte Oeste del Giro Subtropical. Fraga (1973) ya había observado un agua de semejantes características que había nombrado como Agua tipo A. La propuesta se basó en las observaciones (Fig. 4.7, 1) llevadas a cabo dentro del programa Kiel Warmwassersphäre (Stramma, 1984; Siedler et al, 1985) y los numerosos estudios sobre el triángulo β realizados por Armi y Stommel (1983). Varias campañas de investigación se dirigieron al área de Madeira donde, en un elevado número de ocasiones, se habían detectado capas casi homogéneas con temperaturas próximas a 18 °C e inferiores (Käse et al., 1985, 1986).

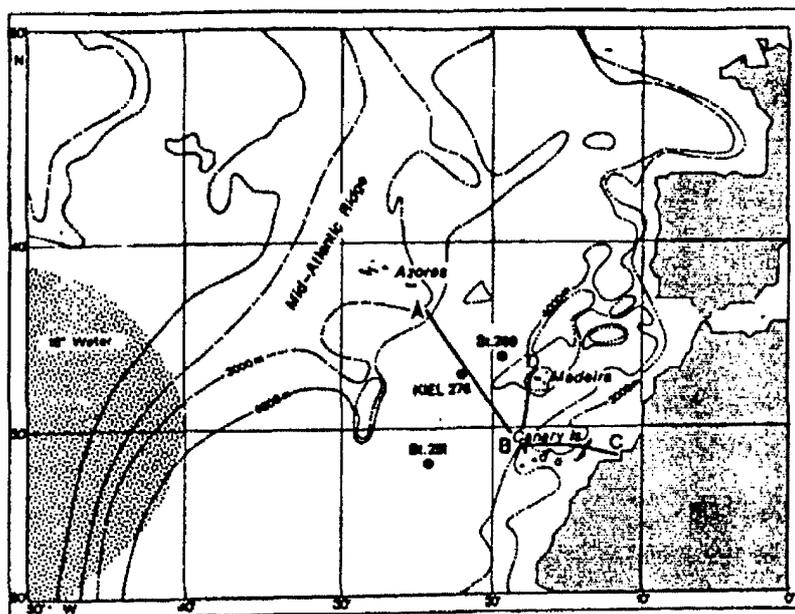


Fig. 4.7, 1 Mapa de las estaciones utilizadas por Siedler et al. (1987) en la determinación del AMM, complementadas con un conjunto de datos históricos de XBT.

Las gráficas (Fig. 4.7, 2) presentadas por Siedler et al. (1987) mostraban las superficies homogéneas encontradas en el mes de Abril, que se habían formado por

la convección invernal. El ejemplo elegido señalaba una capa situada debajo de la termoclina estacional y con una temperatura cercana a los 18 °C. Las características de esta franja vertical se correspondían con aquellas conocidas para la capa superficial invernal. Calcularon que la capa mezclada formada por convección invernal en esta área tenía una profundidad alrededor de 200 m. Esta capa estaba bien definida y acotada por el frente de las Azores (Käse y Siedler, 1982) en el Noroeste y las áreas costeras de afloramiento en el Este. Los restos de la capa invernal podían ser vistos en las secciones verticales en un rango entre 16 y 18 °C, donde el espaciamiento entre las isotermas se hacía más grande indicando sus bajos gradientes verticales. Para hacer más visible la señal, utilizaron la inversa del gradiente vertical de temperatura, de tal forma, que los máximos encontrados se situaban entre los 16 y 18 °C extendiéndose horizontalmente hacia el Sur y Oeste. Estos máximos coincidían con los originalmente formados durante el Invierno en sus zonas de exposición y correspondían a las anomalías de densidad potencial 26.5 a 26.8 Kg. m^{-3} respectivamente.

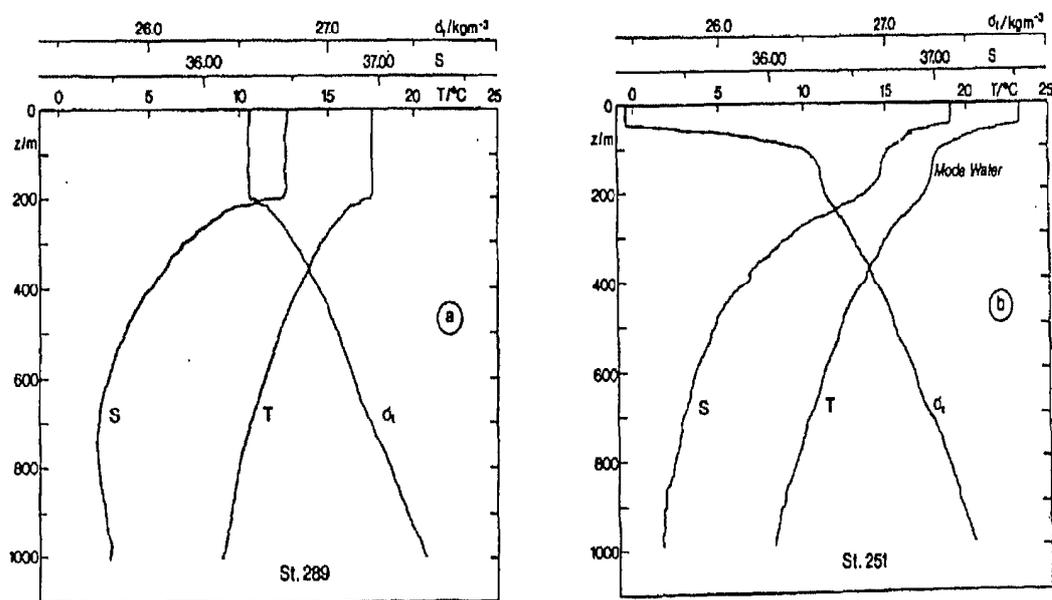


Fig. 4.7, 2 Gráficos de las capas homogéneas en Siedler et al. (1987) representando los perfiles de T, S y σ_T en las estaciones 289 y 251.

Una vez evidenciada la existencia de esta capa homogénea, buscaron un conjunto de datos que facilitara una cobertura espacial y temporal suficiente para determinar el área de distribución y la tasa de formación de este Agua Modal. Utilizaron una base de datos de XBT que procedía del U.S. National Oceanographic Data Center y consistía en 27519 perfiles de temperatura. Se seleccionaron aquellos perfiles que no correspondieran con aguas costeras y se hicieron grupos de perfiles, clasificándolos por periodos estacionales y cuadrículas de 5 *5 grados de latitud y longitud. Los perfiles se filtraron usando los métodos de "cubic splines" y medias móviles, y diferenciaron la inversa del gradiente con incrementos de profundidad de 10 metros. Los resultados se ordenaron en tres clases de profundidad, 0- 70 m., 70-160 m. y 160- 450 m. y la capa se definió como cubierta cuando la temperatura de 10 m. de profundidad excedía en 0.5 °C la temperatura de dicha capa.

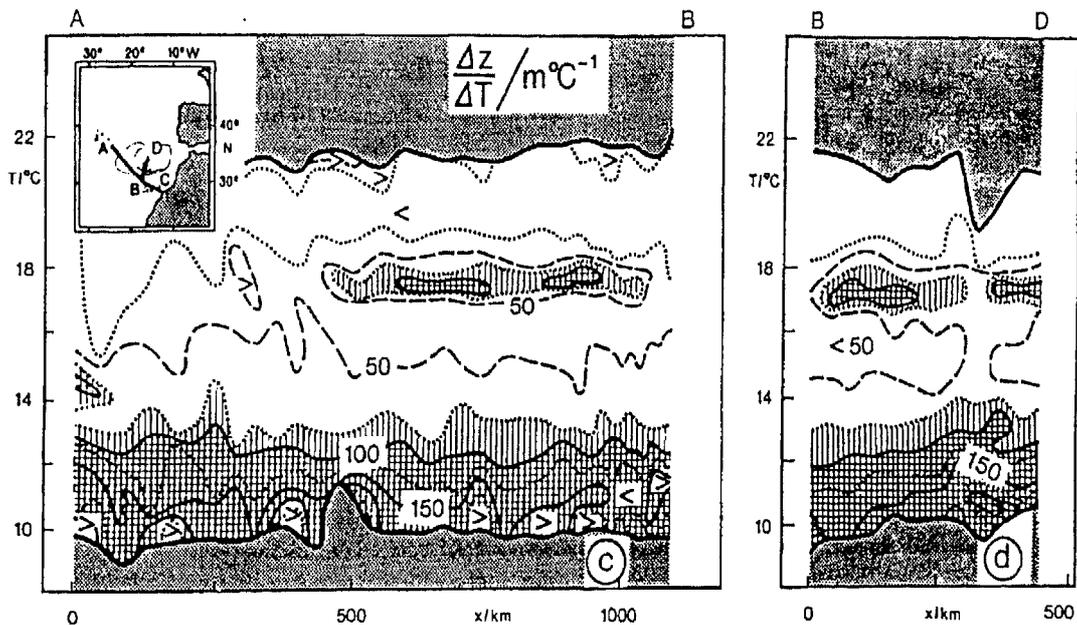


Fig. 4.7, 3 Distribuciones de la inversa del gradiente de temperatura en las secciones usadas en Siedler et al. (1987). c) Presenta el transecto AB descrito en la Fig. 4.7, 1 d) transecto BD descrito en la Fig. 4.7, 1

Las conclusiones alcanzadas en este trabajo determinaban el área de formación y extensión de este Agua Modal Subtropical del Este. Su área de formación se

centraba en las latitudes próximas a Madeira, su extensión horizontal era al menos de 500 Km. y su rango de temperatura estaba entre 17- 18 °C. La Masa de Agua incrementaba su profundidad después de cubierta, en el transcurso del año, con su máxima distribución desplazándose hacia el Oeste y Suroeste desde la Primavera hasta el Verano. Sarmiento (1983) refleja en sus mapas de distribución de titrio en las isopícnas de 26.5 y 26.8 una posible región de formación del Agua Central.

De la misma forma que hicimos en el caso del Agua Modal Subpolar (apartado 4.6), hemos utilizado los valores de la temperatura, la salinidad y la presión, correspondientes a las isopícnas características para determinar la variación del Agua Modal de Madeira (AMM) en el área del ESTOC. En este análisis se debe tener en cuenta que las isopícnas elegidas para el Agua Modal de Madeira se encuentran en determinados momentos del periodo estudiado expuestas al contacto con la atmósfera, por lo que las variaciones que suceden en dichos momentos no se corresponden con variaciones en el Agua Modal.

TABLA 4.7, 1

Isopícnas	26.5	26.6	26.7
Nº de perfiles	52	52	52
Temp. máx (°C)	18.711	17.8	16.865
Temp mín (°C)	16.976	16.454	15.691
Temp media (°C)	17.861	17.157	16.183
Desv. Estándar (°C)	0.371	0.32	0.23

Tabla 4.7, 1 Valores de temperatura potencial referidos a las isopícnas características del AMM, calculados en cada perfil realizado en el ESTOC mediante una interpolación lineal entre los valores más próximos a las isopícnas.

Los valores de temperatura potencial de la tabla 4.7, 1 corresponden a los valores medios, máximos, mínimos y desviación estándar para las isopícnas de 26.5 a 26.7 Kg. m⁻³, calculados por interpolación lineal en cada uno de los perfiles de tem-

peratura registrados en el ESTOC durante el periodo de muestreo. Podemos observar como los valores medios obtenidos se encuadran dentro del rango de 16 a 18 °C definido por Siedler et al. (1987). Las variaciones máximas encontradas corresponden a la isopícnica de 26.5 Kg. m⁻³ con un valor de 1.7 °C, siendo la isopícnica más expuesta a la atmósfera durante el Invierno. Las otras dos isopícnas presentan diferencias de 1.3 a 1.1 °C que a su vez se corresponderían con variaciones propias del ciclo estacional.

Los valores de Salinidad de la tabla 4.7, 2 son los obtenidos para las isopícnas características del AMM. Los valores medios están entre 36.3 y 36.6 mientras que el valor máximo y mínimo son 36.3 y 36.8 respectivamente. Estos rangos, aún estando próximos a los establecidos por Siedler et al. (1987), son un poco inferiores en valor. Más adelante observaremos la representación de la serie mensual donde podremos ver si existen diferencias dentro de todo el periodo.

TABLA 4.7, 2

Isopícnas	26.5	26.6	26.7
Nº de perfiles	51	51	51
Salinidad máx	36.835	36.667	36.497
Salinidad mín	36.3	36.24	36.149
Salinidad media	36.563	36.467	36.296
Desv. Estándar	0.118	0.1	0.067

Tabla 4.7, 2 Valores de Salinidad referidos a las isopícnas características del AMM, calculados en cada perfil realizado en el ESTOC mediante una interpolación lineal entre los valores más próximos a las isopícnas.

Los valores de las isopícnas con respecto a su profundidad (tabla 4.7, 3) muestran pequeñas desviaciones a pesar de alcanzar las isopícnas de 26.5 y 26.6 Kg. m⁻³ la superficie en algunos momentos dentro del periodo de muestreo. Los espesores medios estarían sobre 50 metros por isopícnica. La isopícnica de 26.5 Kg. m⁻³ se sitúa

dentro del rango descrito por Artamonov y Kubriakov (1993), que describen la presencia del AMM dentro de un triángulo localizado entre 26 y 33° N de Latitud y el 22 a 30° W de Longitud. Esta campaña se realizó durante el Verano de 1991 y determinó las capas homogéneas que identifican el AMM en la parte Oeste del archipiélago canario.

TABLA 4.7, 3

Isopicnas	26.5	26.6	26.7
Nº de perfiles	52	52	52
Presión máx (dbar)	0	-32	-160
Presión mín (dbar)	-170	-210	-250
Presión media (dbar)	-114	-156	-203
Desv. Estándar (dbar)	35	26	18

Tabla 4.7, 3. Valores de profundidad (referidos a presión) de las isopicnas características del AMM, calculados en cada perfil realizado en el ESTOC mediante una interpolación lineal.

La evolución de la temperatura potencial y su anomalía (Fig. 4.7, 4) en las isopicnas correspondientes al AMM muestra ciertas tendencias significantes. La isopigna más superficial refleja una clara variabilidad estacional que se ve acentuada en algunos de los ciclos y sufre su mayor variación durante el Invierno de 1998 - 1999, donde se produce un cambio drástico desde una anomalía negativa de 0.5 °C a una positiva del mismo valor. Las tres isopicnas dejan ver una cierta tendencia a la disminución de temperatura durante los primeros años del periodo, que se ve alterada por el cambio drástico del Invierno antes mencionado. Este cambio es significativo en las isopicnas más profundas, donde el valor de la anomalía se mantiene casi constante a lo largo de ese año y está muy próximo al valor de la temperatura media para todo el ciclo.

La Fig. 4.7, 5 representa la evolución de la salinidad y su correspondiente anomalía en el transcurso del periodo de medición. Las anomalías máximas de las isopícnas más superficiales están entorno a ± 2 y en la más profunda alrededor de ± 1 . Las tendencias son claramente semejantes a las encontradas para la temperatura. La disminución encontrada durante los primeros años se rompe durante los primeros meses de 1999, que presentan una anomalía positiva de 0.1 prácticamente constante. Este cambio drástico produce un aumento de la salinidad de 0.3 a 0.4 en la isopícnica de 26.6 Kg. m^{-3} .

La evolución en las profundidades de las isopícnas (Fig. 4.7, 6) muestra una gran estabilidad a lo largo del periodo. En contraste con la variabilidad encontrada para la temperatura y la salinidad, la presión de las isopícnas más profundas se mantiene muy constante a lo largo de los ciclos, incluso el año 1999 presenta una variación inferior a 50 dbars. La isopícnica más superficial sí muestra mayor variación en el Invierno de 1999, donde prácticamente alcanza la superficie, con un valor de la anomalía de 100 dbars aproximadamente. Esta variación es rápidamente compensada, volviendo la isopícnica a su valor medio de presión en los siguientes meses.

Los valores de los gradientes verticales de temperatura potencial (Fig. 4.7, 7) calculados para las isopícnas correspondientes al AMM muestran valores inferiores a $0.06 \text{ }^\circ\text{C dbar}^{-1}$. Estos gradientes disminuyen con el aumento del valor de la isopícnica y a su vez disminuye su variabilidad. Los valores medios se sitúan próximos a $0.03 \text{ }^\circ\text{C dbar}^{-1}$ con una desviación típica de $0.013 \text{ }^\circ\text{C dbar}^{-1}$ en la isopícnica más superficial y se reducen hasta casi $0.02 \text{ }^\circ\text{C dbar}^{-1}$ en las restantes, disminuyendo las desviaciones progresivamente hasta $0.006 \text{ }^\circ\text{C dbar}^{-1}$ en la isopícnica más profunda. La evolución del gradiente vertical de temperatura en el tiempo presenta una cierta ciclicidad anual que se ve alterada con cortas variaciones entre periodos en la isopícnica de 26.5 Kg. m^{-3} . Las otras dos isopícnas muestran mayor estabilidad, excepto en la disminución significativa que sucede durante los primeros meses de 1999 en la isopícnica de 26.6 Kg. m^{-3} y esta variación es reflejada con un incremento en la isopícnica inmediata-

mente superior. Este cambio, como ya vimos en el gráfico de la anomalía de la temperatura (Fig. 4.7, 4) supuso el incremento más importante de todo el periodo.

La inversa del gradiente vertical de temperatura (Fig.4.7, 8), calculada como fue descrita por Siedler et al. (1987), nos permite conocer los espesores medios para las isopicnas utilizadas. De esta forma, la homogeneidad media obtenida en cada isopicna es del orden de 43 dbars para las de 26.7 y 26.5 Kg. m⁻³ con una desviación típica de 10 y 22 respectivamente, y 54 dbars con una desviación de 30 en la isopicna de 26.6 Kg. m⁻³. En la evolución temporal claramente destaca el incremento que se produce en el Invierno de 1999 y los meses posteriores. La homogeneidad encontrada en esta época se incrementa bruscamente, alcanzando valores superiores a 100 dbars y disminuye progresivamente con valores por encima de 75 hasta finales de verano. Se han calculado además los espesores siguiendo el criterio de determinación de la capa de mezcla (Fig. 4.7, 8), es decir el decremento de 0.5 °C con respecto a la temperatura superficial, aplicándolo a cada temperatura del perfil. De esta forma hemos pretendido encontrar zonas homogéneas en cada perfil vertical obtenido en la serie temporal. Los resultados de los valores de espesor correspondientes a las isopicnas características del AMM son semejantes a los obtenidos por el cálculo de la inversa del gradiente. Los espesores medios oscilan entre 25 y 30 dbars en cada 0.5 °C, con una desviación típica de 20 dbars para las isopicnas más superficiales y de 7 dbars para la más profunda. Estos valores son consistentes con los hallados por el otro método y reflejan una variabilidad en el espesor de las capas correspondientes, que se acentúa en periodos determinados y se regula nuevamente en el plazo de unos meses. Tanto los resultados obtenidos por la inversa del gradiente como los calculados por medio de los decrementos de temperatura están en el mismo rango que aquellos encontrados por Artamonov y Kubryakov (1993). Éstos, a partir de los datos de CTD obtenidos en una campaña oceanográfica llevada a cabo durante el verano de 1991, cuantificaron el espesor de la capa en 50 a 60 metros y la situaron a una profundidad entre 110 y 130 m., utilizando para sus estudios un rango más superficial (17.5 a 18.5 °C) del establecido por Siedler et al. (1987), que como expresamos al

principio de este apartado se centraba entre 16 y 18 °C. Los gradientes de salinidad en las tres isopícnas estudiadas (Fig. 4.7, 7) oscilan alrededor de un valor de 0.01 dbars⁻¹. Su variabilidad, al igual que en el gradiente de temperatura, se reduce de la isopícnica más superficial a la más profunda. Los valores medios son 0.003 dbars⁻¹ en las isopícnas de 26.5 y 26.6 Kg. m⁻³ y de 0.004 dbars⁻¹ en 26.7 Kg. m⁻³. Las desviaciones estándar oscilan entre 0.002 en la isopícnica más profunda a 0.004 dbars⁻¹ en la de 26.5 Kg. m⁻³. La secuencia presenta una cierta ciclicidad sin dejar claramente definibles los periodos que la identifiquen. Las isopícnas de 26.5 y 26.6 Kg. m⁻³ presentan en algunos meses gradientes negativos pero son muy reducidos. Se observan tres etapas significantes a lo largo de la secuencia: un cambio brusco del Invierno de 1995 - 1996, donde se muestra un máximo que cae a valores mínimos en el Verano; desde aquí el gradiente tiende a aumentar, alcanzando nuevamente el máximo en el Verano de 1998; finalmente, los valores descienden bruscamente y se sitúan en gradientes nulos en el Invierno de 1999 para posteriormente adquirir valores próximos al medio.

La vorticidad potencial para las isopícnas del AMM (Fig. 4.7, 10) muestran valores en el rango descrito por McDowell, Rhines y Keffer (1982) y Keffer (1985). Estos autores obtuvieron mapas usando diferentes bases de datos para caracterizar los océanos mundiales mediante la vorticidad potencial calculada con respecto a intervalos de la densidad potencial. Las isopícnas de 26.5 y 26.6 Kg. m⁻³ muestran un claro ciclo estacional, presentando los mínimos de vorticidad potencial inmediatamente después del Invierno. Estos mínimos relativos son menores de 250 dbars⁻¹ s⁻¹ 10⁻¹² y son más estables con el incremento de la densidad potencial. La isopícnica de 26.7 Kg. m⁻³ no está afectada por la variación anual y presenta valores entre 150 y 200 dbars⁻¹ s⁻¹ 10⁻¹², su valor se reduce solamente después del invierno de 1999, donde alcanza valores de 100 dbars⁻¹ s⁻¹ 10⁻¹², pero son inmediatamente modificados.

El criterio utilizado por Hanawa et al. (1988a) establecía un valor de 1.5 °C en el gradiente de temperatura cada 100 m para identificar Aguas Modales y al igual

que para el Modo Subpolar, se ha usado para identificar la homogeneidad en este Modo. Además hemos añadido un criterio similar para la salinidad con la pretensión de determinar cual sería el valor correspondiente para esta variable. Los valores obtenidos para el gradiente de temperatura (Fig. 4.7, 9) son bastante estables, cercanos a $2\text{ }^{\circ}\text{C } 100\text{ dbars}^{-1}$, excepto en el invierno de 1999 y meses posteriores donde el valor disminuye por debajo de $1.5\text{ }^{\circ}\text{C } 100\text{ dbar}^{-1}$, repitiéndose en el invierno de 2000. Existe también una señal en el mes de Mayo de 1996 que se ve perjudicada por la falta de muestreo en los 2 meses anteriores. Por el contrario, durante estos episodios hay un incremento en el gradiente de la isopicna de 26.7 Kg. m^{-3} . Los gradientes de salinidad cada 100 dbars^{-1} (Fig. 4.7, 9) presentan valores entre 0 y 0.4 en las isopicanas analizadas. Sus valores medios están en torno a $0.3\text{ } 100\text{ dbars}^{-1}$ y su variabilidad está acorde a la descrita para el gradiente de temperatura. Los decrementos observados durante la secuencia son compensados en los meses siguientes. La variación se corresponde con los periodos encontrados para el gradiente de temperatura, y la máxima variación observada produce un salto de $0.2\text{ } 100\text{ dbars}^{-1}$.

Barajando las variables analizadas podemos confirmar la presencia de AMM en el área del ESTOC en varias épocas del periodo utilizado; como Siedler et al. (1987) sugirieron es más detectable desde finales del Invierno hasta el Verano y sus rangos de temperatura coinciden, aunque como Artamonov y Kubryakov (1993) podríamos ampliar hasta $18.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ el rango establecido. Con respecto a la salinidad encontramos un rango más amplio, incluyendo salinidades hasta 36.3 y manteniendo el límite superior de 36.8. La densidad potencial la centraríamos en el rango entre 26.5 y 26.7 Kg. m^{-3} , el límite superior sería menor que el establecido por Siedler et al. (1987) pero podría ser planteable la incorporación de la isopicna de 26.4 Kg. m^{-3} . La vorticidad potencial podría definirse entre $100\text{ y } 150\text{ dbars}^{-1}\text{ s}^{-1}\text{ } 10^{-12}$, valores que como ya sugerimos están dentro del rango establecido por McDowell et al. (1982), aunque valores hasta 200 podrían no ser descartables. Con estos resultados podríamos sugerir que el agua tipo A propuesta por Fraga en 1973, complementaría el rango del Agua Modal descrita por Siedler et al. (1987).

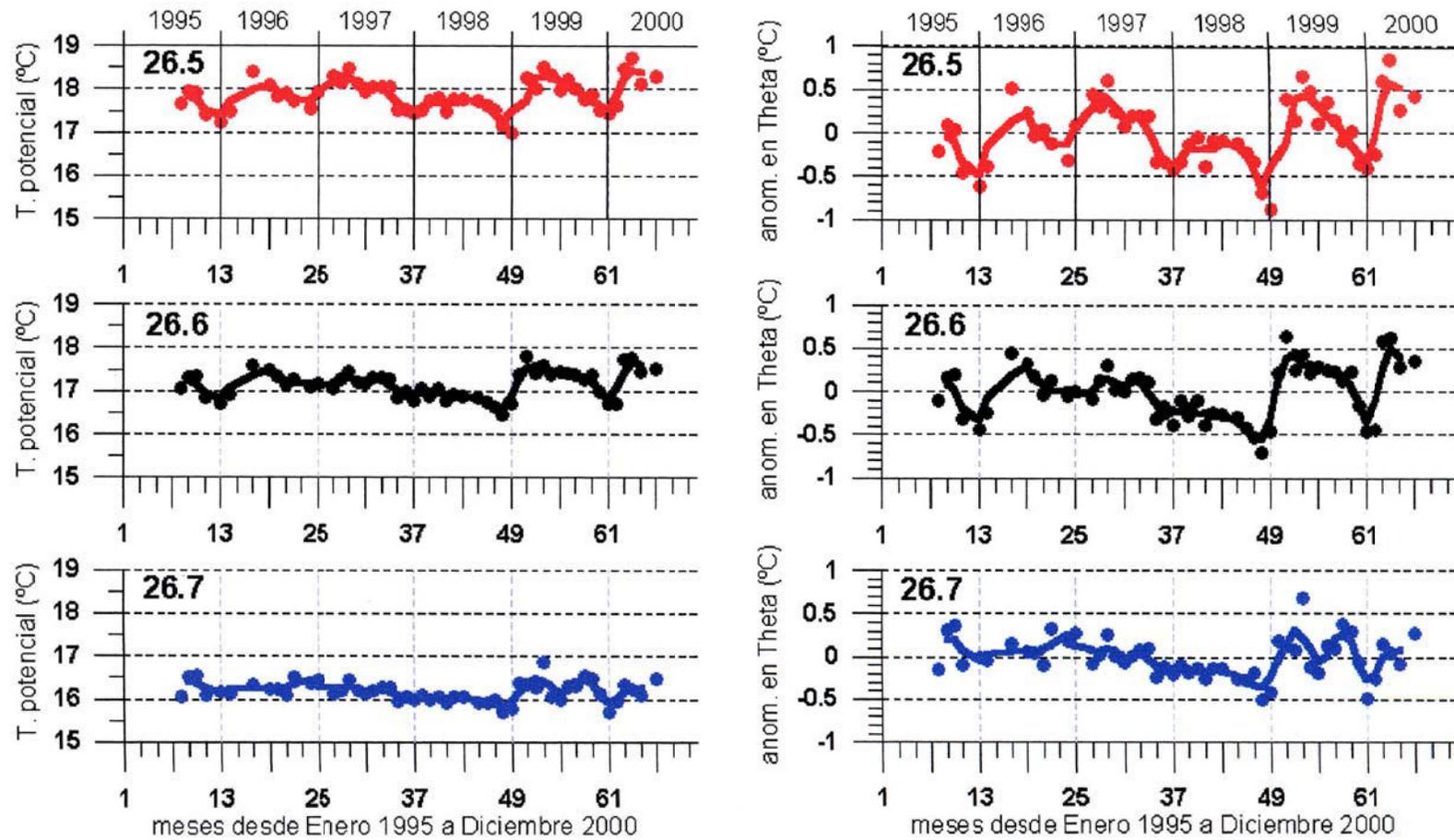


Fig. 4.7, 4. Izquierda: Temperatura potencial correspondiente a las isopicnas definidas como características del AMM a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Anomalia de la temperatura potencial obtenida desde el valor medio de la secuencia temporal.

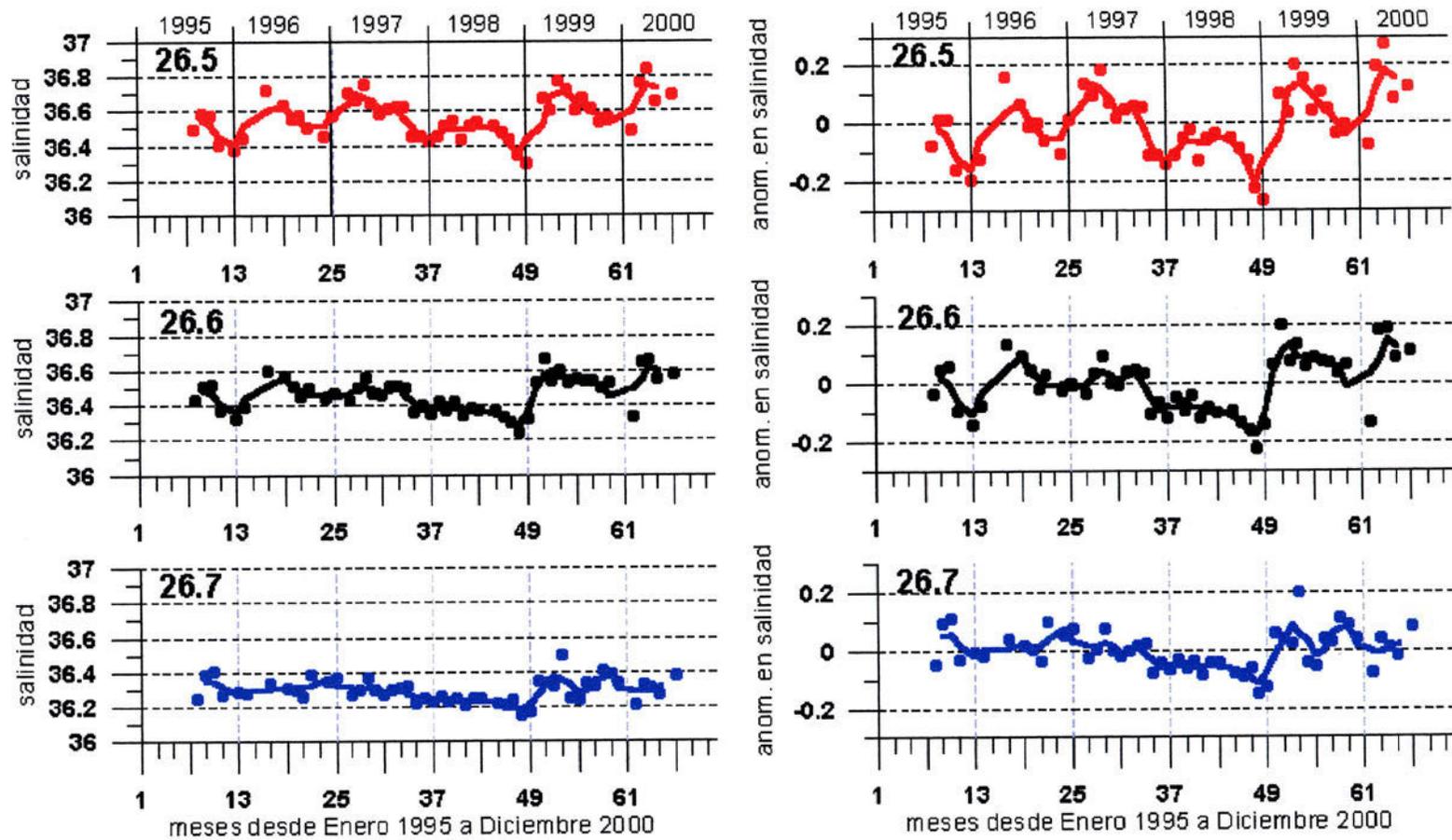


Fig. 4.7, 5 Izquierda: Salinidad correspondiente a las isopícnas definidas como características del AMM a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Anomalia de la Salinidad obtenida desde el valor medio de la secuencia temporal.

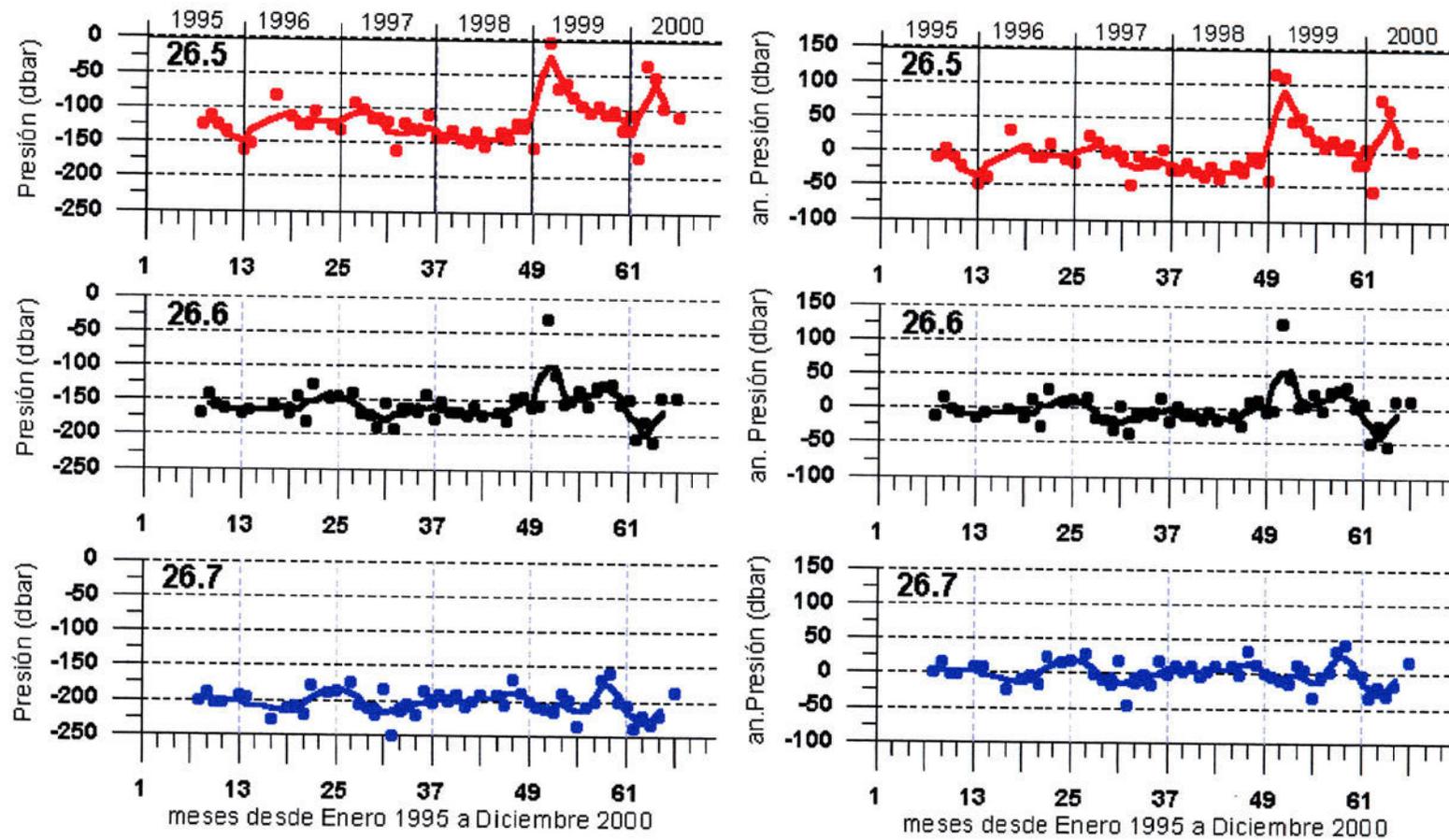


Fig. 4.7, 6 Izquierda: Presión correspondiente a las isopincas definidas como características del AMM a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Anomalia de la presión obtenida desde el valor medio de la secuencia temporal.

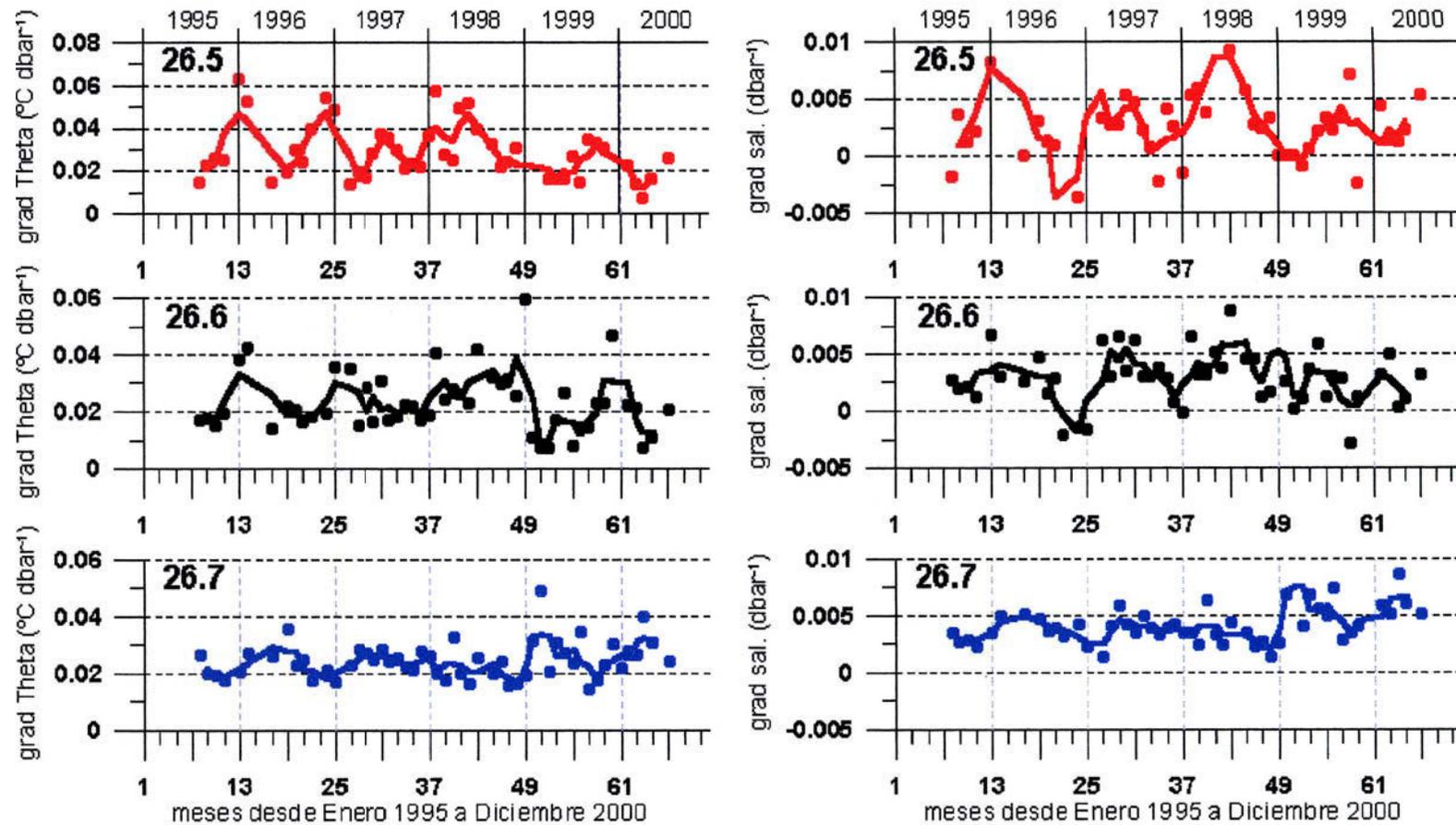


Fig. 4.7, 7 Izquierda: Gradiente de Temperatura potencial correspondiente a las isopicnas definidas como características del AMM a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Gradiente de la Salinidad correspondiente a las mismas isopicnas.

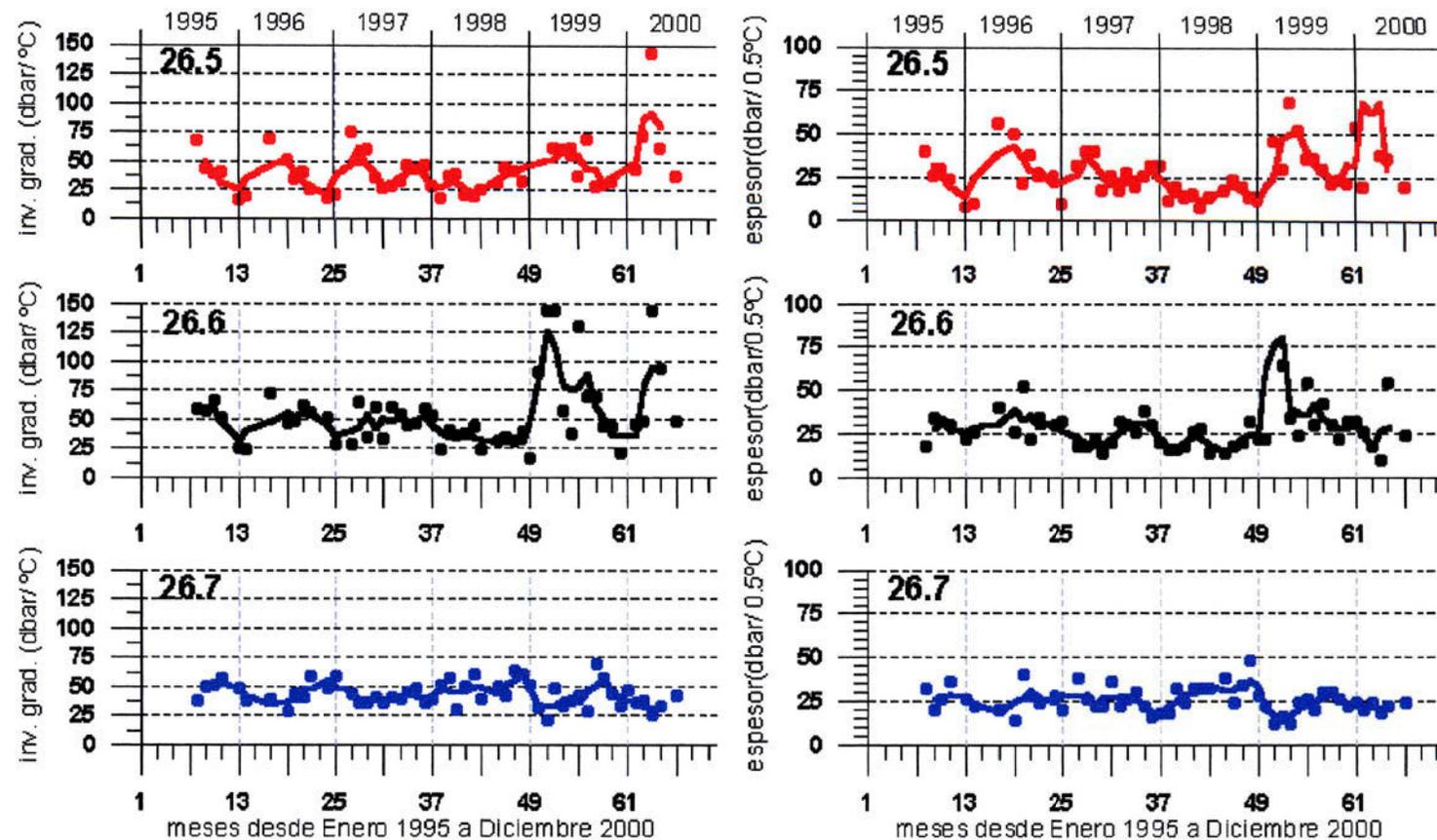


Fig. 4.7, 8 Izquierda: Inversa del gradiente de Temperatura potencial correspondiente a las isopicnas definidas como características del AMM a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Espesor de la isopicna calculado desde el decremento de 0.5 °C de su temperatura potencial correspondiente.

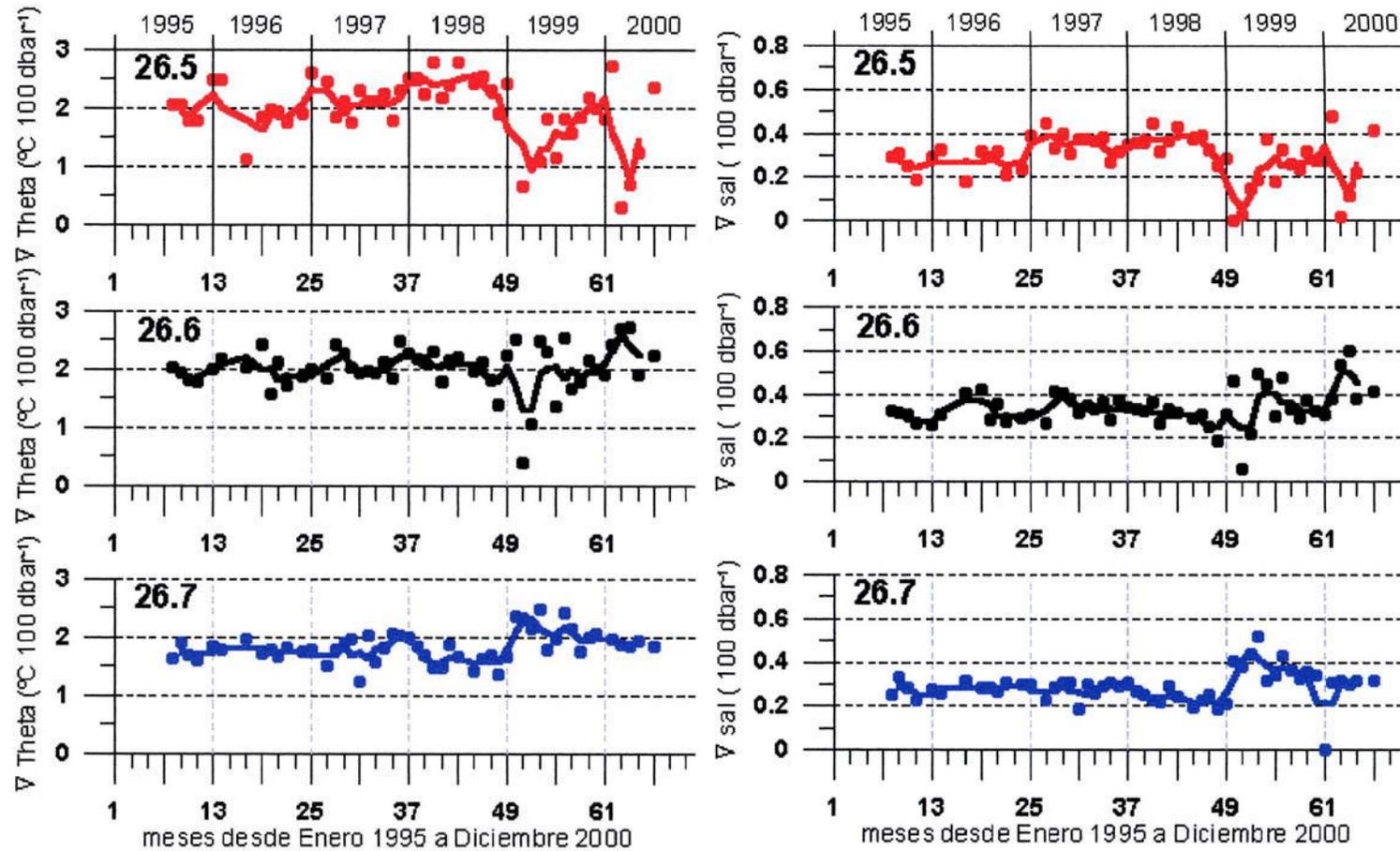


Fig. 4.7, 9 Izquierda: Gradiente de Temperatura potencial por cada 100 dbars correspondiente a las isopicnas definidas como características del AMM a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Gradiente de la Salinidad por cada 100 dbars correspondiente a las mismas isopicnas.

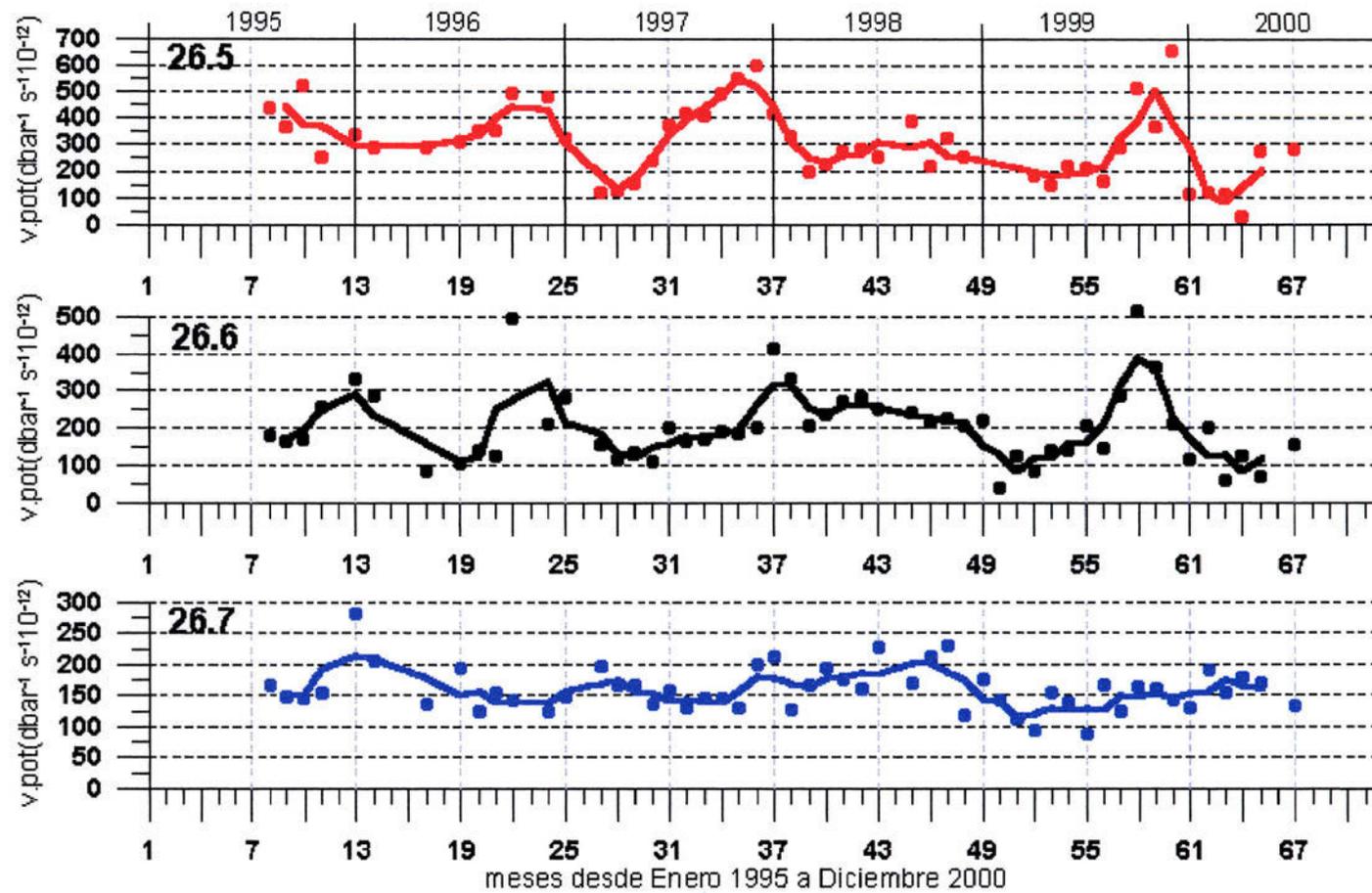


Fig. 4.7, 10 Secuencia de la vorticidades potenciales correspondientes a las isopícnas asignadas como características al AMM

El esquema de circulación definido por Fiuza et al. (1998) encaja bien con otras observaciones realizadas por Fiuza y Halpern (1982), Frouin et al. (1990) y Rios et al. (1992). La introducción de este Modo completa la descripción de las áreas de formación del Agua Central Noratlántica del Este. Paillet y Arhan (1996) encontraron la dificultad para establecer el área de formación del ACNAE, en su rango de temperaturas entre 14 y 17 °C, y tampoco observaron un volumen significativo de estas características en el Atlántico Norte. El estudio dejaba abierta la posibilidad de que el área de formación se restringiese a una zona dentro de la línea $\beta_{SUB} = 0$, descrita por Marshall et al. (1993), y que coincidiese con la dibujada por Fiuza et al. (1998). Estas zonas se situarían al Sur de la latitud 40° N y las temperaturas serían superiores a 13 °C.

Para la descripción de este Modo hemos elegido las isopícnas de 26.8 a 27 Kg. m⁻³. Presentaremos los valores característicos de sus propiedades y su variabilidad a lo largo del periodo seleccionado.

TABLA 4.8, 1

Isopícnas	26.8	26.9	27
Nº de perfiles	52	52	50
Temp. máx (°C)	15.492	14.45	13.383
Temp mín (°C)	14.64	13.8	12.804
Temp media (°C)	15.184	14.18	13.13
Desv. Estándar (°C)	0.196	0.15	0.13

Tabla 4.8, 1 Valores de temperatura potencial referidos a las isopícnas características del AMFA, calculados en cada perfil realizado en el ESTOC mediante una interpolación lineal entre los valores más próximos a las isopícnas.

La tabla 4.8, 1 muestra los valores de las temperaturas potenciales correspondientes a las isopícnas del AMFA. El valor medio de la isopícnica de 27 Kg. m⁻³ es 13.13 °C, que coincide con el límite inferior definido por Fiuza et al. (1998). Las variaciones máximas están en 0.6 °C para las isopícnas más profundas y 0.8 °C en la más superficial. Las desviaciones estándar son menores a 0.2 °C y la transición entre isopícnas es de aproximadamente un grado centígrado.

TABLA 4.8, 2

Isopícnas	26.8	26.9	27
Nº de perfiles	50	50	49
Salinidad máx	36.216	36.05	35.88
Salinidad mín	35.977	35.87	35.73
Salinidad media	36.129	35.97	35.82
Desv. Estándar	0.05	0.04	0.034

Tabla 4.8, 2. Valores de Salinidad referidos a las isopícnas características del AMFA, calculados en cada perfil realizado en el ESTOC mediante una interpolación lineal entre los valores más próximos a las isopícnas.

En la salinidad (tabla 4.8, 2), al igual que en la temperatura, el valor medio de la isopícnica más profunda se corresponde con el descrito por Fiuza et al. (1998) como límite inferior del AMFA. Las variaciones máximas encontradas son del orden de 0.1 en las isopícnas mayores y próximas a 0.2 en la más pequeña. Las desviaciones estándar son menores a 0.05.

La batimetría de las isopícnas del AMFA están descritas en la tabla 4.8, 3. El rango de las presiones medias está entre 250 y 400 dbars y sus extremos máximos entre 210 y 450 dbars. Las variaciones máximas oscilan sobre los 90 dbars y sus desviaciones estándar no sobrepasan los 20 dbars.

TABLA 4.8, 3

Isopicnas	26.8	26.9	27
Nº de perfiles	52	52	50
Presión máx (dbar)	212	268	-360
Presión mín (dbar)	296	354	-444
Presión media (dbar)	251	312	-392
Desv. Estándar (dbar)	18.2	19	17.5

Tabla 4.8, 3. Valores de profundidad (referidos a presión) de las isopicnas características del AMFA, calculados en cada perfil realizado en el ESTOC mediante una interpolación lineal.

La Fig. 4.8, 2 señala la tendencia de la temperatura potencial a lo largo del periodo en las isopicnas definidas para el AMFA. Las tres isopicnas muestran una tendencia negativa desde el principio del periodo hasta el año 1999. Este decremento reduce la temperatura en aproximadamente medio grado. La anomalía (Fig. 4.8, 2) descrita para el periodo transcurre desde valores positivos de 0.3 al principio del periodo a valores negativos de -0.2. La salinidad (Fig. 4.8, 3) muestra la misma tendencia que la temperatura. El decremento resultante es de 0.1 aproximadamente y su anomalía pasa de valores de 0.03 a valores de -0.07 en los meses de 1999. El periodo más claramente negativo transcurre entre Enero de 1997 y Junio de 1999.

La presión de las isopicnas (Fig. 4.8, 4) presenta una cierta ciclicidad, con una frecuencia aparentemente anual y una amplitud variable. Las anomalías se mueven principalmente entre valores de ± 25 , no sobrepasando nunca los valores de 50 dbars. Los gradientes de temperatura potencial están sobre los $0.02 \text{ }^\circ\text{C dbar}^{-1}$ y los gradientes de salinidad en 0.005 (Fig. 4.8, 5). La inversa del gradiente y el espesor (Fig. 4.8, 6) son bastante estables durante todo el periodo. Los espesores oscilan entre $60 \text{ dbar} / ^\circ\text{C}$ en la isopicna más superficial a casi los $100 \text{ dbar} / ^\circ\text{C}$ en la más profunda. Los gradientes de temperatura potencial y la salinidad cada 100 dbars (Fig. 4.8, 7) muestran valores medios de 1.5 y 0.24 respectivamente en la isopicna de 26.8 Kg. m^{-3} y

1.12 y 0.15 en la isopícnica de 27 Kg. m^{-3} . Estos gradientes de temperatura están en el rango definido por Hanawa et al. (1988a) como característico de las Aguas Modales. Su variabilidad es del orden de $0.15 \text{ }^\circ\text{C } 100 \text{ dbar}^{-1}$ y 0.03 en salinidad. Estas variaciones transcurren desde valores más altos al principio del periodo que van disminuyendo y retornan a los valores iniciales nuevamente al final del periodo. Sin embargo, no se establecen coincidencias temporales en las variaciones entre las isopícnicas e incluso existen diferencias entre las tendencias de temperatura y la salinidad. Presentan ciertas tendencias cíclicas aunque las frecuencias y amplitudes no son claramente definibles.

La vorticidad potencial para estas isopícnicas (Fig. 4.8, 8) muestra una gran estabilidad, tienen una diferencia entre ellas de $25 \text{ dbar}^{-1} \text{ s}^{-1} 10^{-12}$ y la isopícnica de 27 Kg. m^{-3} está próxima a los valores definidos para el Agua Modal Subpolar de $75 \text{ dbar}^{-1} \text{ s}^{-1} 10^{-12}$. Sus desviaciones son de $16 \text{ dbar}^{-1} \text{ s}^{-1} 10^{-12}$ en las isopícnicas más profundas y de $24 \text{ dbar}^{-1} \text{ s}^{-1} 10^{-12}$ en la más superficial.

En resumen, los valores encontrados en este tramo del T / S coinciden en su parte baja con los valores establecidos por Fiuza et al. (1998) como límite inferior del AMFA. El límite superior establecido por Fiuza engloba el definido por Siedler et al. 1987 y que se estudia en este trabajo como Agua Modal de Madeira (AMM). La profundidad para este Agua Modal se establece entre los 250 y 400 metros con una desviación de unos 20 metros. El rango de temperatura potencial estaría entre 13 y $15 \text{ }^\circ\text{C}$ y la salinidad entre 35.8 y 36.2. Las anomalías son pequeñas y presentan una cierta tendencia a la disminución tanto de la Temperatura como la Salinidad compensada ligeramente al final del periodo. Los espesores para cada isopícnica están en torno a 75 dbars y no presentan grandes variaciones. Sus gradientes verticales se sitúan entre los rangos definidos por Hanawa et al. (1988a) como característicos de los Aguas Modales y su vorticidad potencial se centra en valores de 75 a $125 \text{ dbar}^{-1} \text{ s}^{-1} 10^{-12}$.

Se puede establecer que este Agua Modal denominada AMFA, siguiendo la nomenclatura referida por Fiuza et al. (1998), quedaría especificada en un rango más concreto de Temperatura y Salinidad y se diferenciaría de aquellos definidos para el AMSP (McCartney y Talley, 1982) y el AMM (Siedler et al., 1987). El núcleo principal de este Agua tendría una Temperatura potencial aproximada de 13.7 °C, una Salinidad de 35.9, una Sigma potencial de 26.95 Kg. m⁻³ y estaría situada en el ESTOC a unos 350 dbars . Este Agua Modal se correspondería con el Agua subducida al Sur de 40° N en el segmento C- D de la línea $\beta_{SUB} = 0$, sugerida por Paillet y Arhan (1996).

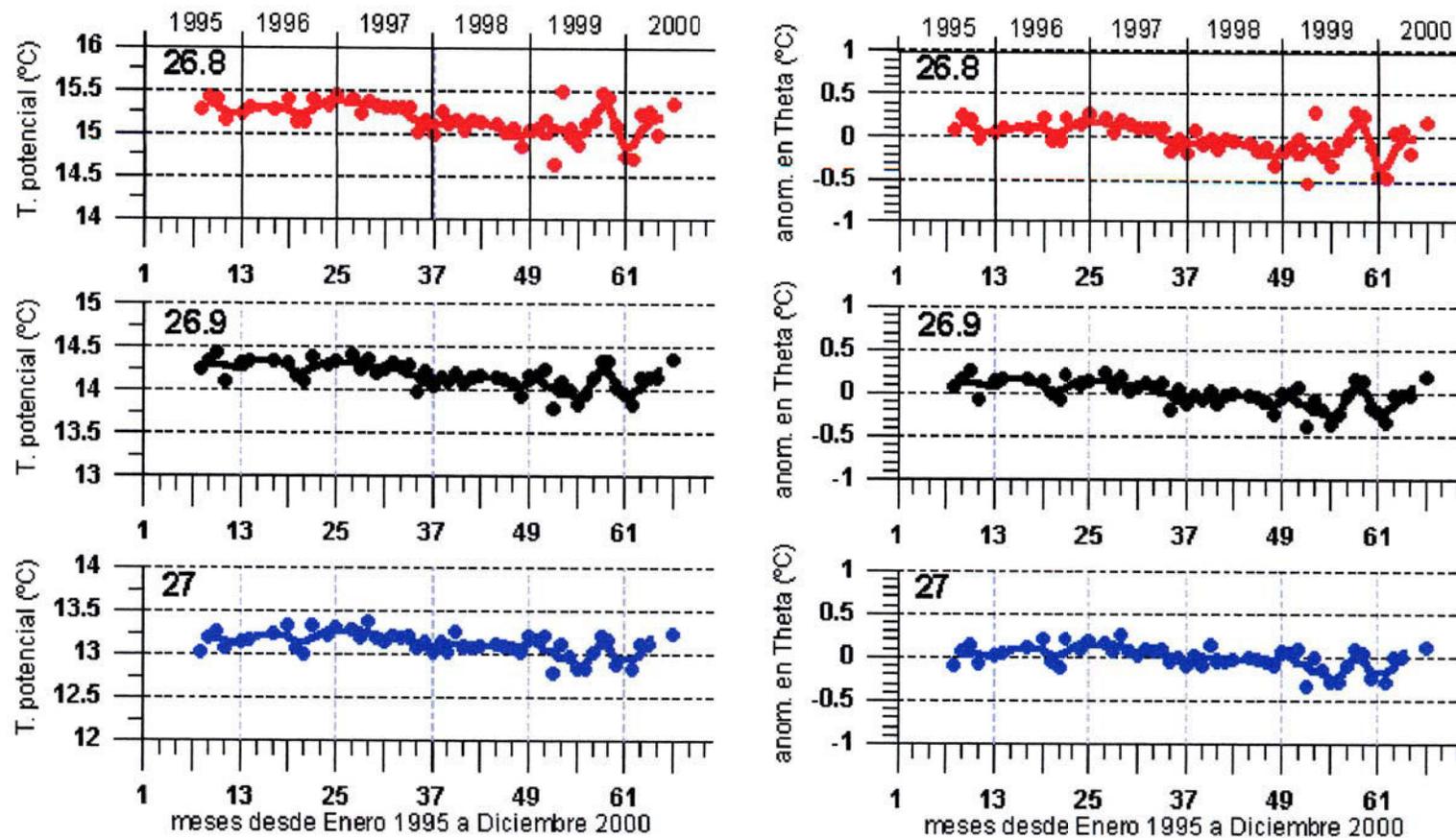


Fig. 4.8, 2 Izquierda: Temperatura potencial correspondiente a las isopicnas definidas como características del AMFA a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Anomalía de la temperatura potencial obtenida desde el valor medio de la secuencia temporal.

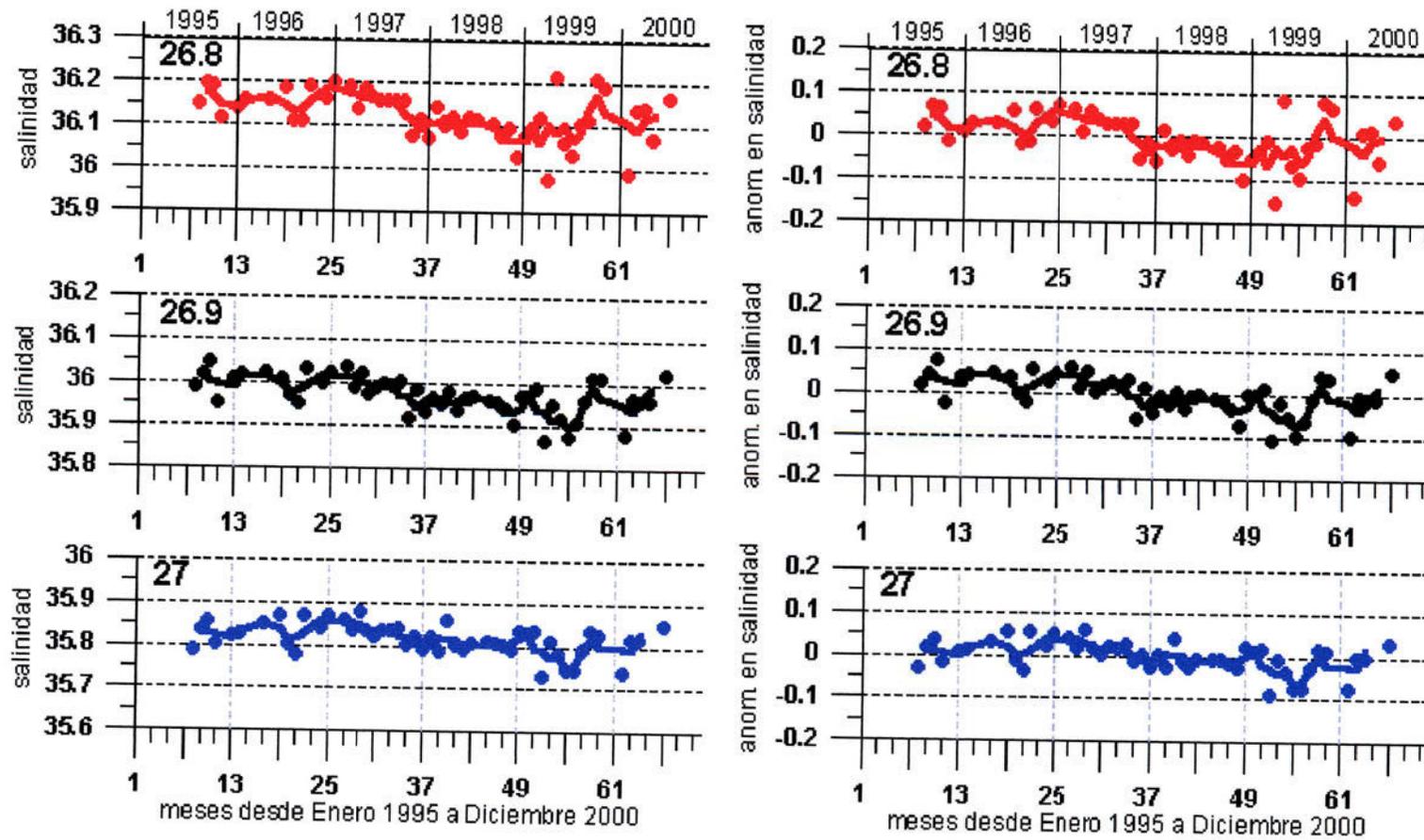


Fig. 4.8, 3 Izquierda: Salinidad correspondiente a las isopicnas definidas como características del AMFA a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Anomalía de la Salinidad obtenida desde el valor medio de la secuencia temporal.

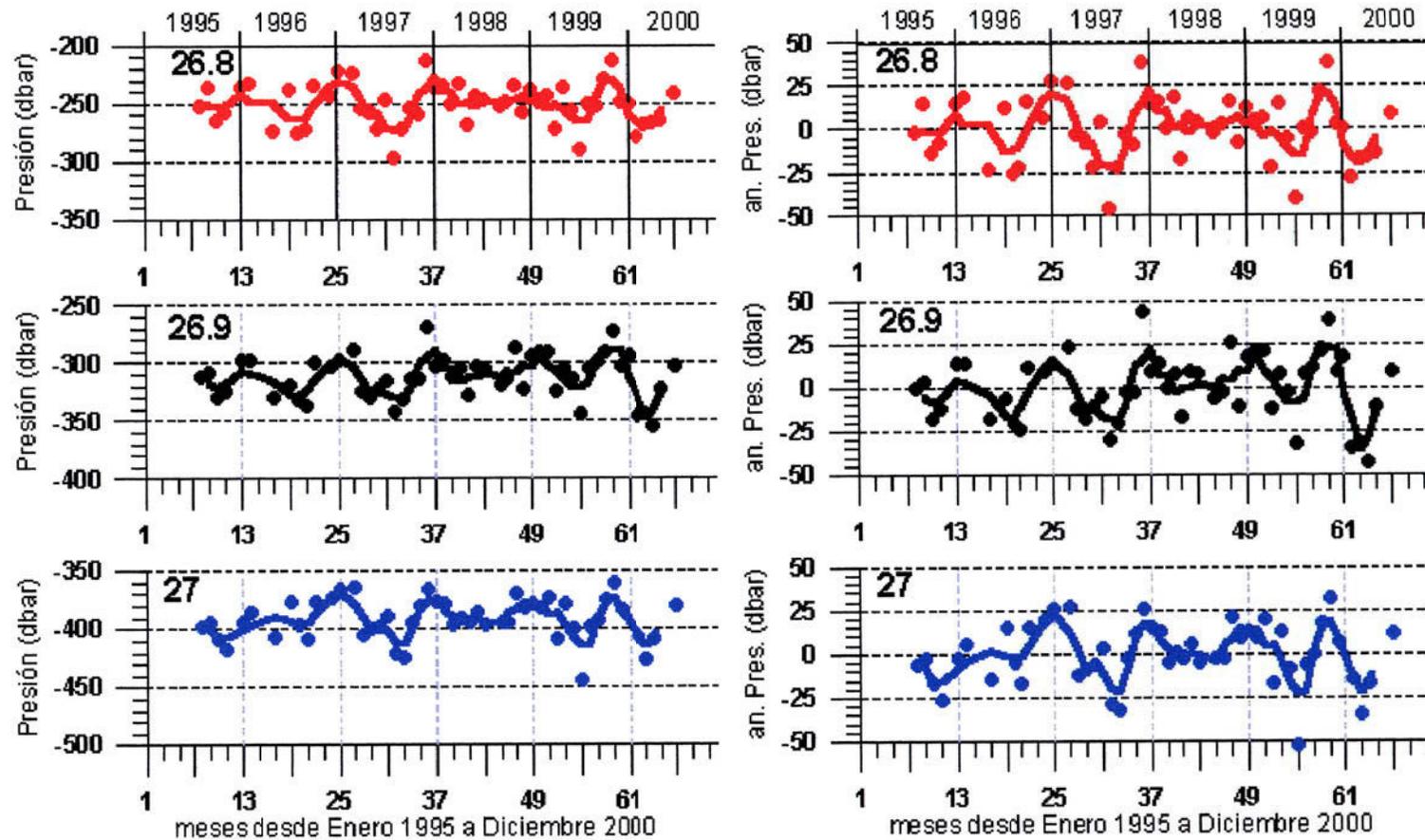


Fig. 4.8, 4 Izquierda: Presión correspondiente a las isopincas definidas como características del AMFA a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Anomalía de la presión obtenida desde el valor medio de la secuencia temporal.

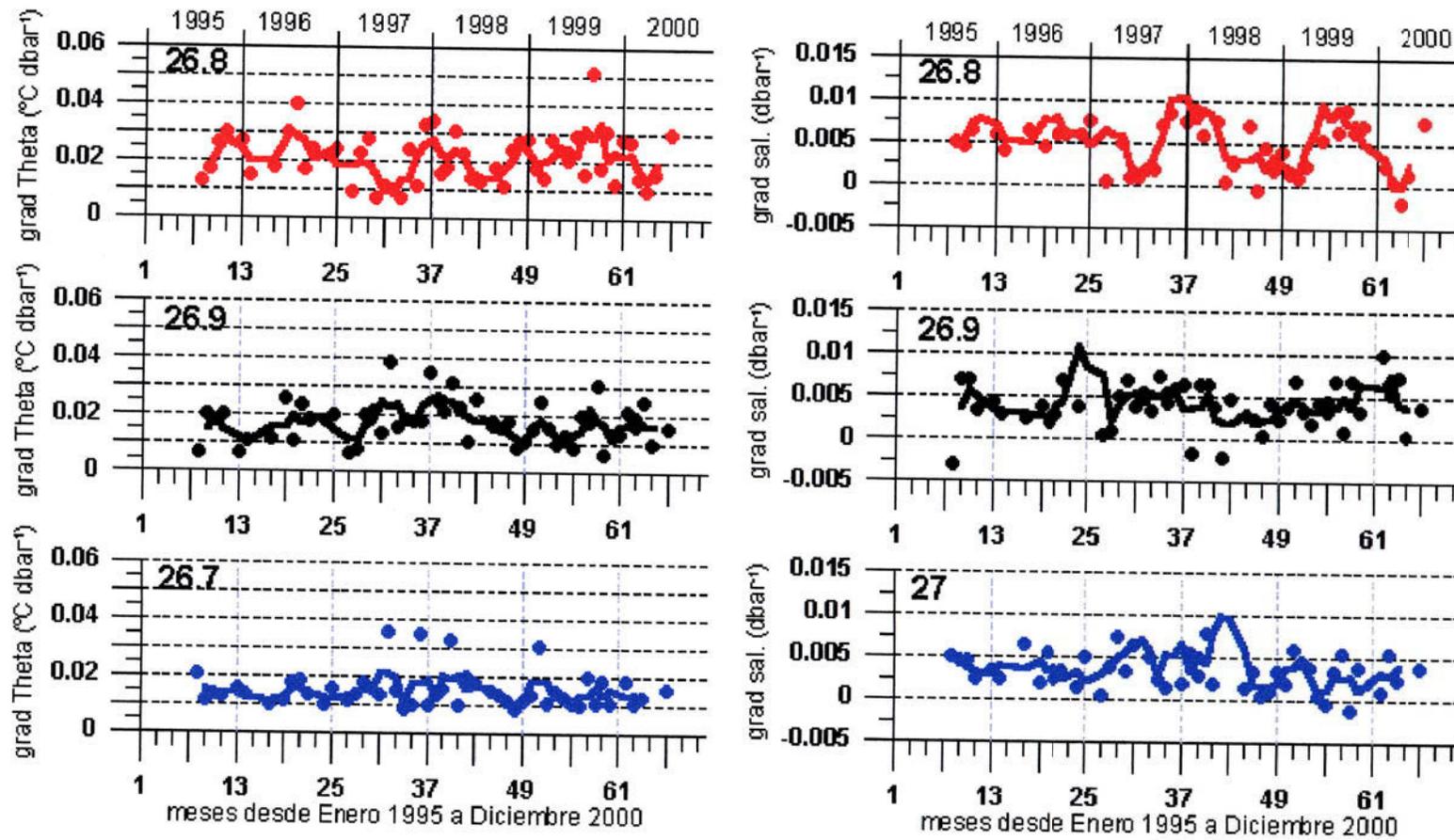


Fig. 4.8, 5 Izquierda: Gradiente de Temperatura potencial correspondiente a las isopincas definidas como características del AMFA a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Gradiente de la Salinidad correspondiente a las mismas isopincas.

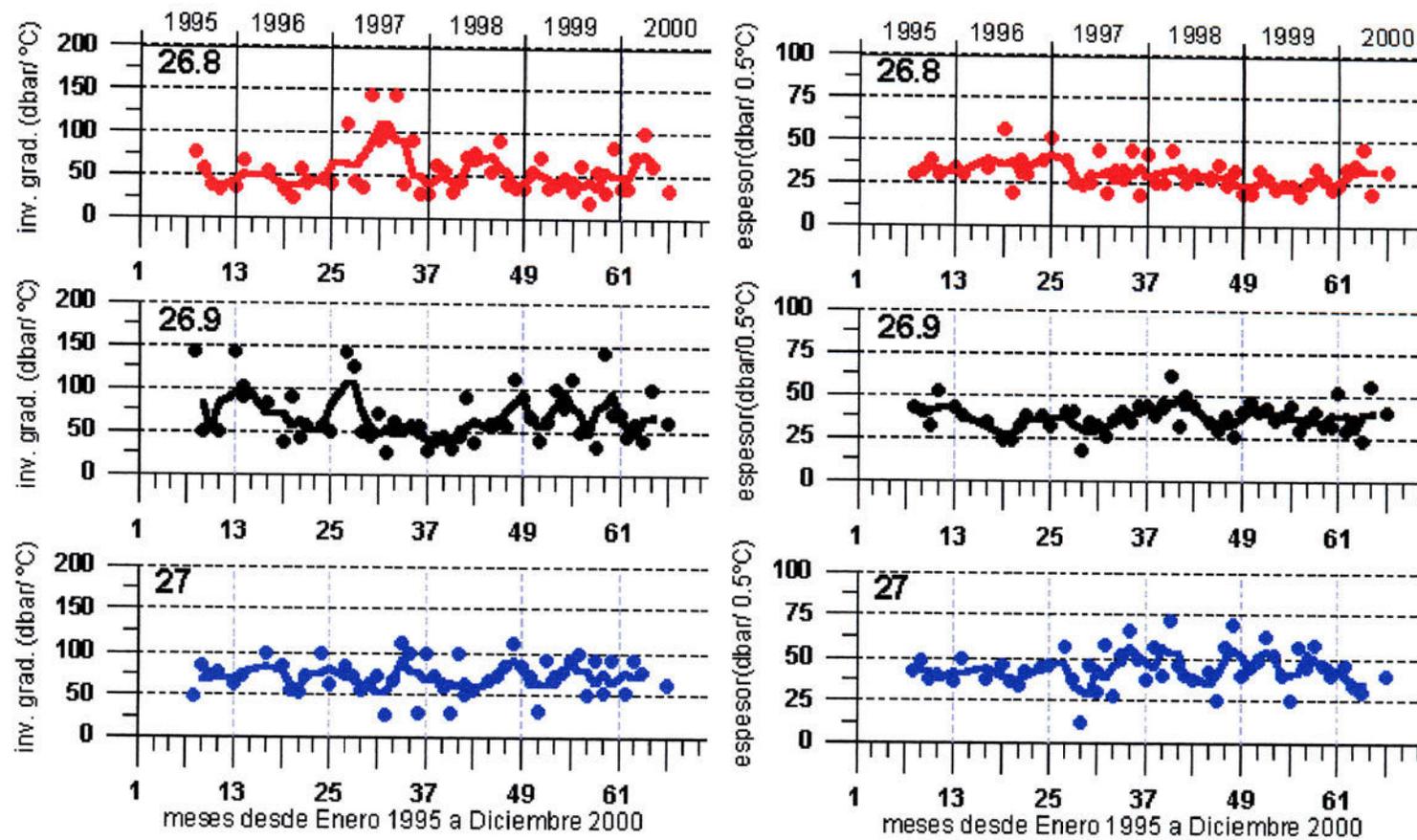


Fig. 4.8, 6 Izquierda: Inversa del gradiente de Temperatura potencial correspondiente a las isopcnas definidas como características del AMFA a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Espesor de la isopcnica calculado desde el decremento de 0.5 °C de su temperatura potencial correspondiente.

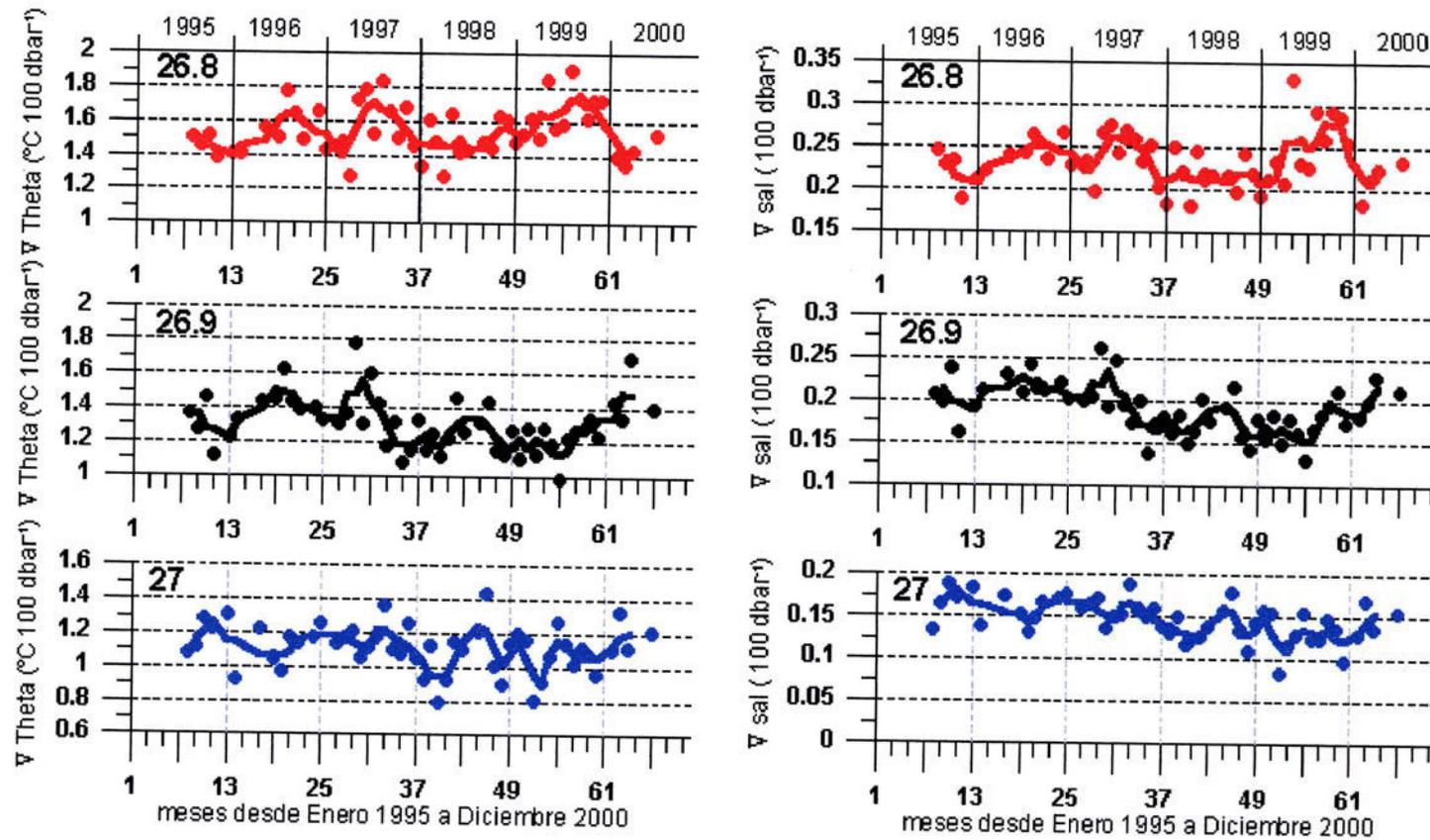


Fig. 4.8, 7 Izquierda: Gradiente de Temperatura potencial por cada 100 dbars correspondiente a las isopícnas definidas como características del AMFA a lo largo del periodo muestreado. Derecha: Gradiente de la Salinidad por cada 100 dbars correspondiente a las mismas isopícnas.

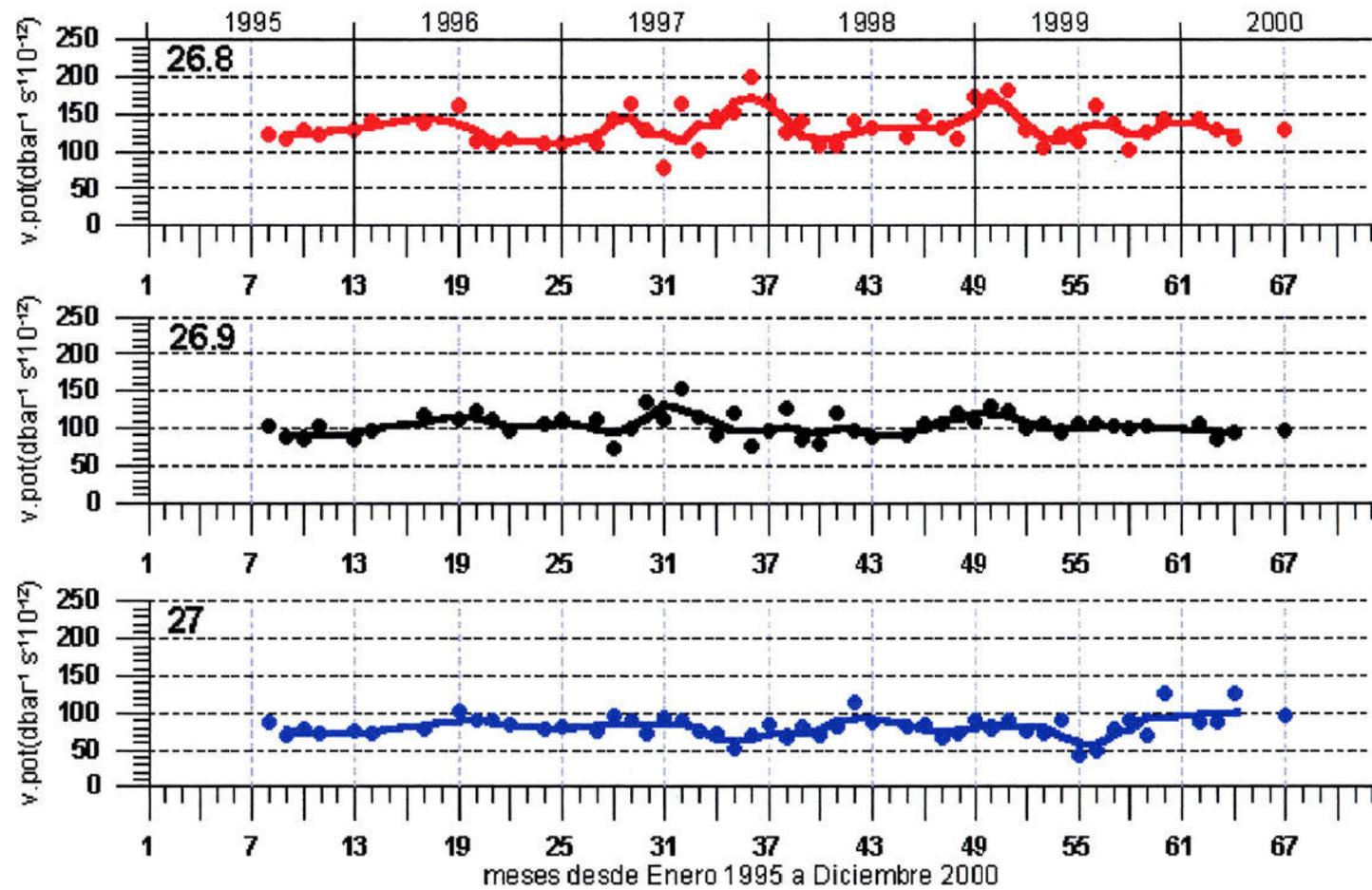


Fig. 4.8, 8 Secuencia de las vorticidades potenciales correspondientes a las isopícnas asignadas como características al AMFA.

4.9 Distribuciones temporales de las propiedades físicas en el ACNAE.

Las distribuciones temporales de la temperatura potencial, la salinidad y la anomalía de la densidad potencial nos muestran las variaciones anuales e interanuales de las isotermas, isohalinas e isopicnas a lo largo del periodo representado. Nosotros hemos escogido el rango entre 100 y 1000 dbars para observar las variaciones descritas en este capítulo con respecto a las Aguas Modales que conforman el ACNAE. Hemos eliminado los 100 dbars más superficiales para centrarnos en aquellas variaciones que suceden siempre debajo de la termoclina estacional.

De esta forma, las isotermas en la Fig. 4.9,1a presentan un aspecto muy simétrico en todo el periodo y en la mayor parte de la columna. Esta estabilidad es claramente interrumpida en el año 1996 en la parte más profunda de la columna, donde la isoterma de 10 °C se hunde y alcanza casi los 1000 dbars. Este incremento de temperatura es típico de un LAM (Lente de Agua Mediterránea; Rueda, 1999). También se observan ciertas diferencias en la parte más superficial de la columna, donde la isoterma de 18 °C desaparece del rango de presión elegido durante el año 1999. Como ya vimos en el apartado 4.4. 5 la Temperatura de la capa de mezcla invernal en ese año está por debajo de 18 °C . El rango de presión ocupado por la isoterma de 17 °C es mayor frente al resto del periodo. Este incremento de homogeneidad puede ser causado por la presencia del Agua Modal de Madeira (AMM) que en este año, como hemos sugerido en el apartado 4.5.2 de este capítulo, se formó en las proximidades del ESTOC. La parte central de la columna a lo largo de la distribución muestra un gran paralelismo en sus isotermas, manteniendo casi constante las distancias entre ellas.

La distribución temporal de la Salinidad (Fig. 4.9, 1b) aparece con más variabilidad con respecto a la encontrada para la temperatura. La parte más profunda de la

columna en la distribución refleja las diferencias que se producen por la mezcla del Modo Subpolar, el Agua Antártica Intermedia (AAI) y el Agua Mediterránea (AM). Se pueden distinguir estructuras que alternan valores entre 35.3 y 35.5 a lo largo del periodo. Además queda perfectamente definida la presencia del LAM, anteriormente comentado, con un máximo de Salinidad en el año 1996 entre los 800 y 1000 dbars. La parte central mantiene la estabilidad descrita para la temperatura aunque pueden observarse ciertas alteraciones en las isohalinas más extremas. La parte más superficial es la más variable, ensanchando y disminuyendo la distancia entre sus isohalinas, reflejando la variación en su gradiente. Esta variación es probablemente causada por la presencia temporal del Modo de Madeira.

La Sigma Potencial (Fig. 4.9, 1c) presenta una distribución con los ciclos anuales claramente identificables. Las isopicnas se colocan paralelas produciéndose variaciones sólo en las presiones más superficiales y es claramente observable la posición del LAM en la parte baja de la columna. Las variaciones en superficie implican diferencias en la distancia entre las isopicnas además de presencia de otras que se incorporan desde superficie. Podemos distinguir una situación donde las isopicnas se distancian entre sí, que correspondería a los años 1995, 1996, 1999 y 2000 mientras que existe una segunda situación, donde las isopicnas se agrupan produciendo un fuerte gradiente y es observable en los años 1997 y 1998. Las distribuciones de las anomalías de las propiedades anteriores (Fig. 4.9, 2 a, b y c), calculadas como la diferencia entre los valores en cada mes menos el valor promedio de todo el periodo estudiado, muestran con más claridad las variaciones observadas anteriormente. En la parte más profunda se identifican las anomalías causadas por la presencia de Agua Antártica Intermedia (AAI), que se reflejan en valores negativos de -0.5 °C en Temperatura y hasta -0.15 en Salinidad. Es claramente visible la presencia del LAM con valores de las anomalías de Temperatura superiores a 2 °C y anomalías en Salinidad de 0.5 . Las anomalías cerca de superficie son menos diferenciables aunque se pueden observar ciertas tendencias como aquellas anomalías positivas de Temperatura y Salinidad que se detectan prácticamente en todo los años, en los meses siguientes al

Invierno. Estas diferencias podrían ser causadas por las variaciones interanuales en la profundidad y duración de la capa de mezcla invernal, como consecuencia de la formación de la termoclina estacional o por la temporalidad en la presencia del Agua Modal de Madeira (AMM). También son evidentes la disminución de temperatura invernal a lo largo de todo el periodo.

Las distribuciones de los gradientes cada 100 dbars de las propiedades anteriores nos ofrecen la posibilidad de establecer rangos de homogeneidad en la columna y de esta forma, examinaremos la continuidad temporal en la distribución. Los gradientes de Temperatura Potencial presentan valores muy constantes a lo largo de la distribución, disminuyendo con la profundidad. Podemos encontrar el valor de $1.5\text{ }^{\circ}\text{C } 100\text{ dbar}^{-1}$, valor utilizado por Hanawa et al. (1988 a) como característico de las Aguas Modales, sobre los 250 dbars. Son claramente distinguibles valores más pequeños en profundidades sobre los 100 dbars en determinados periodos que se corresponden con los momentos de aparición del Modo de Madeira descritos en el apartado 4.7 de este capítulo. Las distribuciones del espesor, utilizando el criterio de Levitus para la determinación de la capa de mezcla; es decir el valor de profundidad calculado desde un diferencial de $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ con respecto a cada temperatura del perfil, nos amplía la visión de la homogeneidad de la columna. De este modo los cambios en gradiente y por lo tanto en espesor determinarían los tránsitos entre las Aguas Modales. La Fig. 4.9, 3a muestra la distribución temporal de los espesores en la columna de agua y su variabilidad durante el periodo de estudio. Parecen claramente diferenciados cuatro estratos en la columna que podrían identificarse con los Modos y la interfase con las Aguas Intermedias. En la parte baja de la distribución aparece un estrato variable con valores de espesor altos, que por su profundidad, corresponde a la zona de transición con las Aguas Intermedias, donde la mezcla variable con el Agua Mediterránea (AM) y el Agua Antártica Intermedia (AAI) produce cambios en el gradiente y consecuentemente en el espesor. En la parte central de la distribución se observan dos estratos muy homogéneos que se centran en los rangos de profundidad de los Modos Subpolar (AMSP) y del Frente de Azores (AMFA). Además, la

distribución de las isotermas superpuestas coincide con los rangos de profundidad establecidos en este trabajo y en la mayor parte de la bibliografía para dichos Modos. Finalmente, la parte más superficial de la distribución muestra zonas de distinto espesor. Estas diferencias, coincidiendo con las distribuciones de los gradientes (Fig. 4.9, 2 a, b y c), reflejan la posibilidad de precisar la presencia o no del Agua Modal de Madeira (AMM). A su vez estas diferencias coinciden en la superposición con los rangos de las Temperaturas que Siedler et al. (1987) describieron para este Modo.

La distribución de la Vorticidad Potencial (Fig. 4.9, 3b), calculada como la ecuación simplificada descrita en Rueda (1999), establece los valores en la columna de agua y su variabilidad en el tiempo. Se observa claramente como el valor de 75 (utilizado en Rueda, 1999 y en otros autores como < 80; Paillet y Arhan, 1996; etc..) identifica la franja correspondiente al Modo Subpolar (AMSP), que queda limitada por su parte inferior con valores más altos distribuidos no homogéneamente. La carencia de valores altos señalaría de acuerdo con Rueda (1999) la presencia de Agua Antártica Intermedia (AAI) que se corresponde o no con los mínimos en la Salinidad debido a la variabilidad del proceso de mezcla entre el Agua Antártica Intermedia (AAI) y el Agua Mediterránea (AM). Incluso parece detectarse una disminución en la homogeneidad de la franja correspondiente al Modo Subpolar a lo largo del periodo.

En resumen, las distribuciones de las propiedades analizadas nos muestran una visión de conjunto de los Modos característicos del Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE). En ellas quedan claramente identificadas las interfases con el Agua Superficial y las Aguas Intermedias y sobre todo, son visibles las estructuras bien definidas como las LAM. Se presenta la posibilidad de estratificar la parte de la columna de agua que corresponde al ACNAE ajustándola a los Modos que la forman. Por otro lado, es posible identificar la presencia del Agua Modal de Madeira (AMM) debido a la cercanía de su área de formación y su diferenciación en algunas de las propiedades con respecto a las aguas que le rodean.

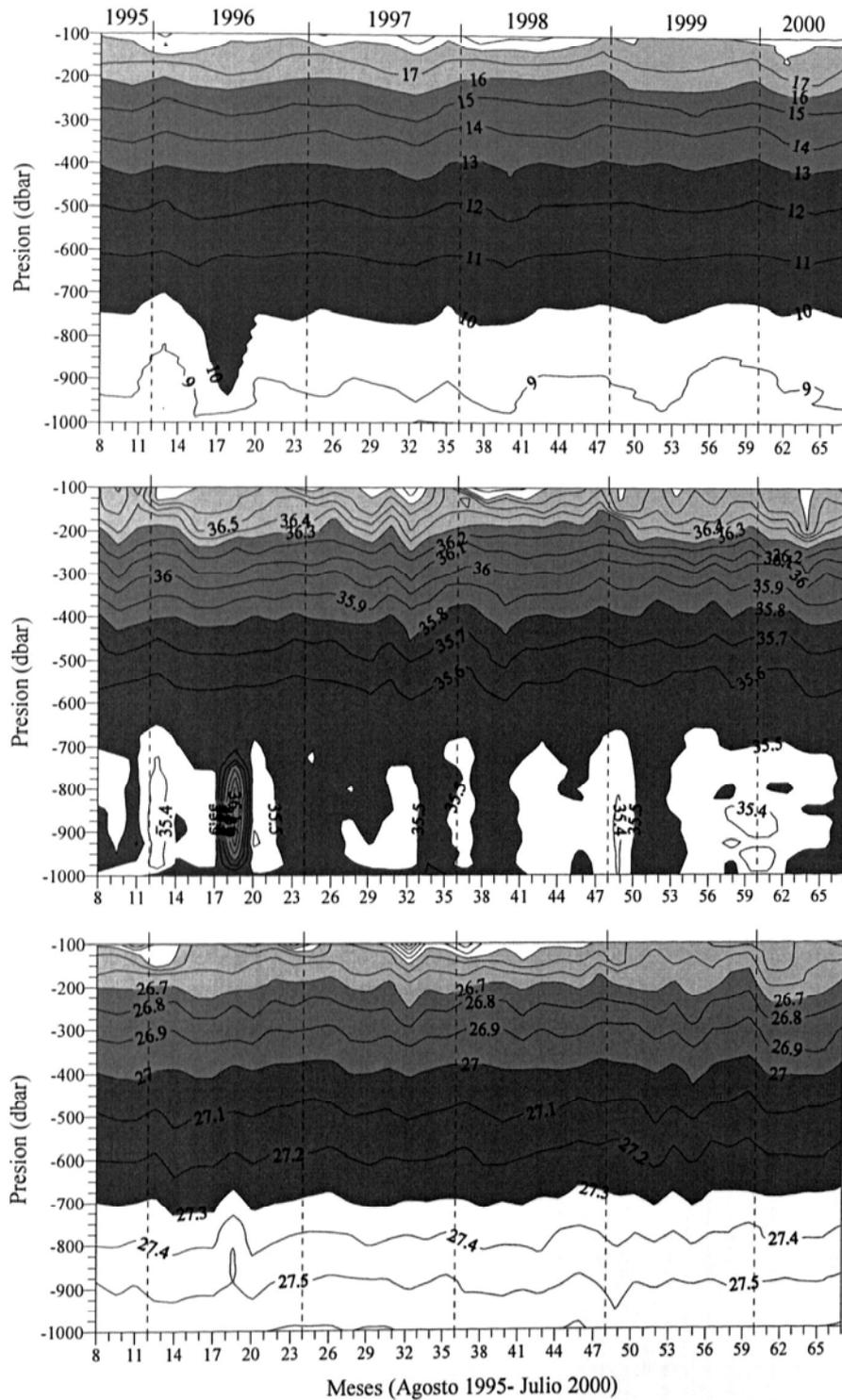


Fig. 4.9, 1 Distribuciones temporales de Temperatura Potencial (a), Salinidad (b) y Anomalia de la Densidad (Sigma Potencial) (b) de arriba a abajo respectivamente. Se resalta en escala de grises las isotermas, isohalinas e isopicnas definidas como características de los modos.

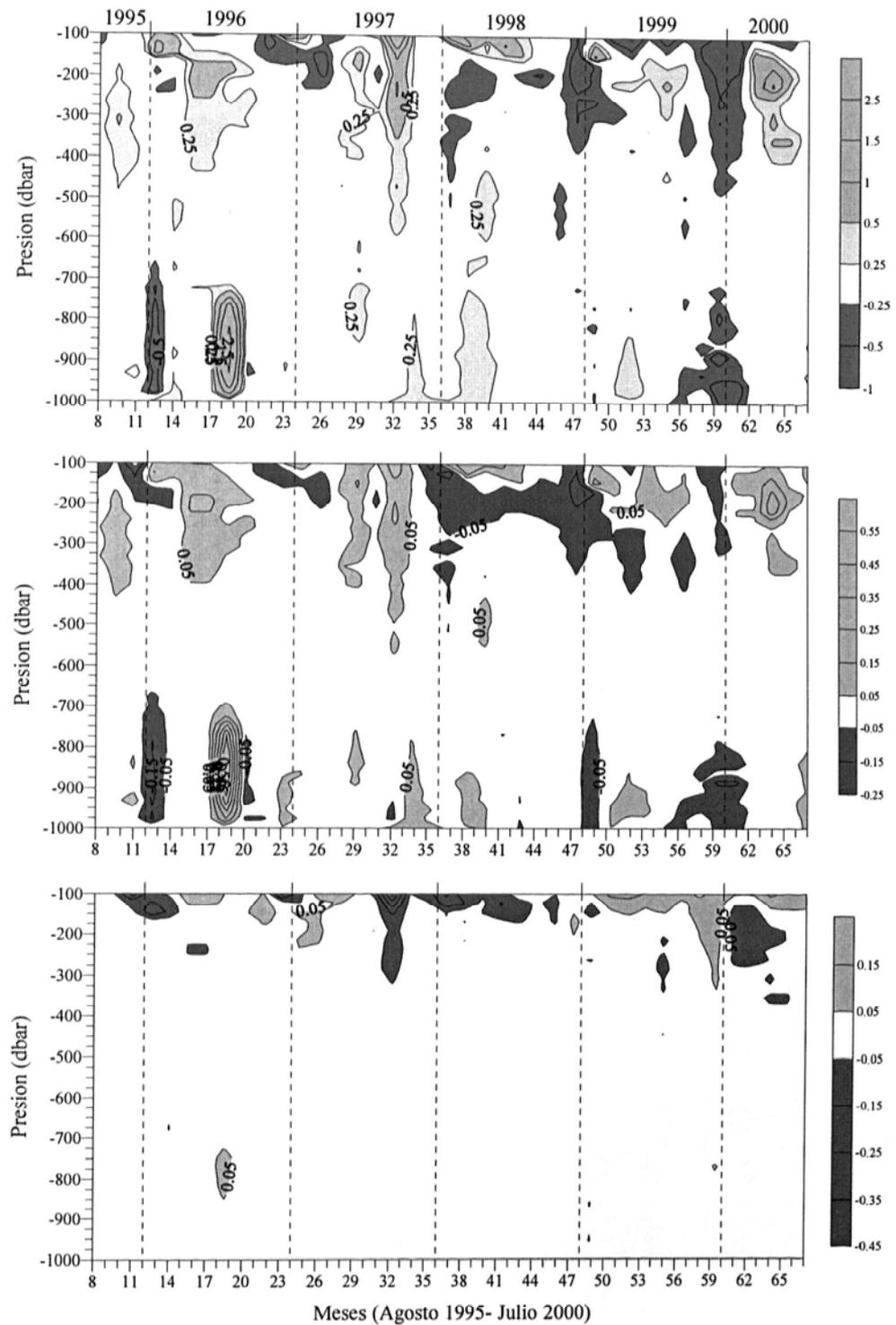


Fig. 4.9, 2 Distribuciones temporales de la anomalía de Temperatura Potencial (a), Salinidad (b) y Sigma Potencial (c) de arriba abajo respectivamente.

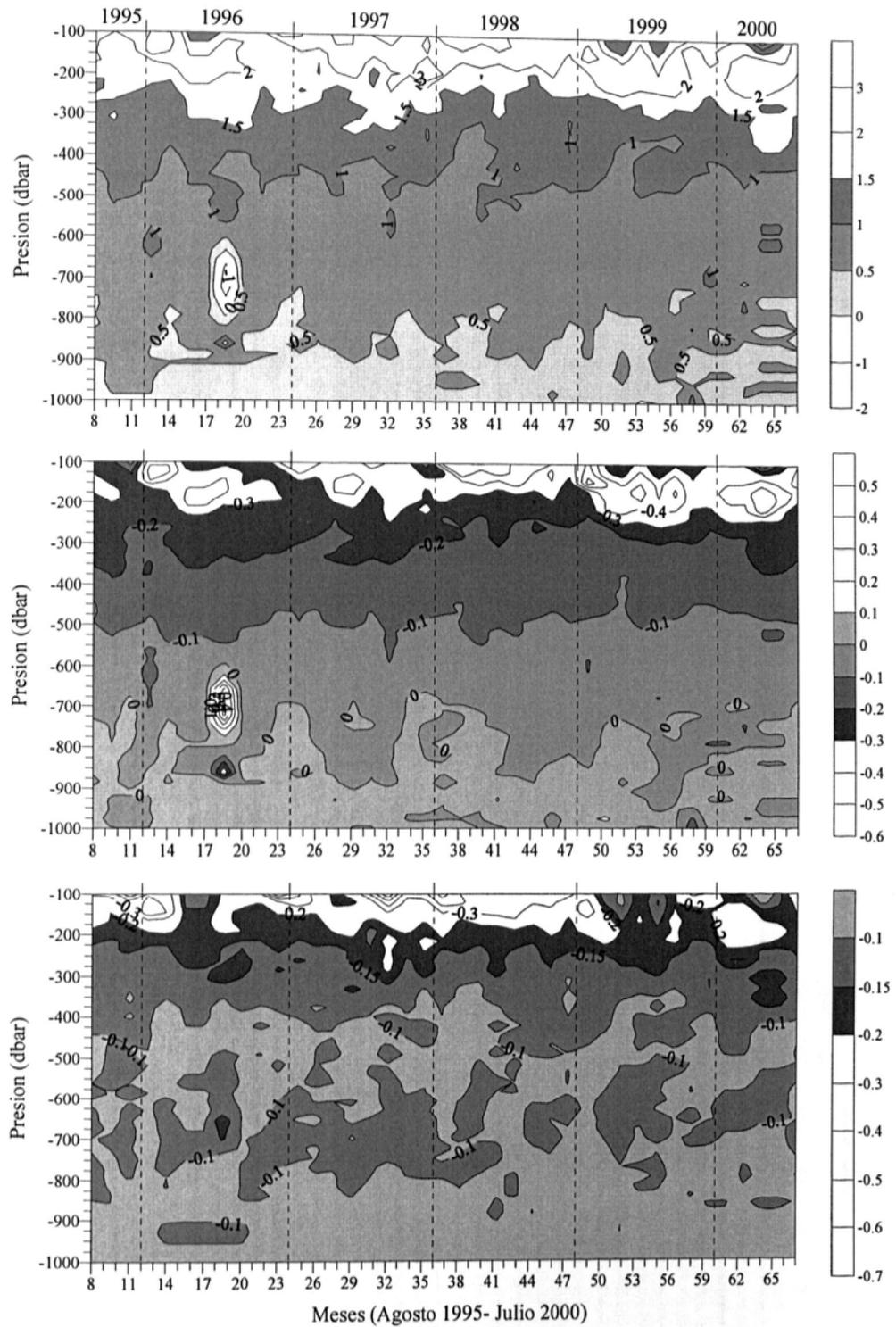


Fig. 4.9, 3 Distribuciones temporales de los gradientes cada 100 dbar. de Temperatura Potencial (a), Salinidad (b) y Sigma Potencial (c) de arriba a abajo respectivamente

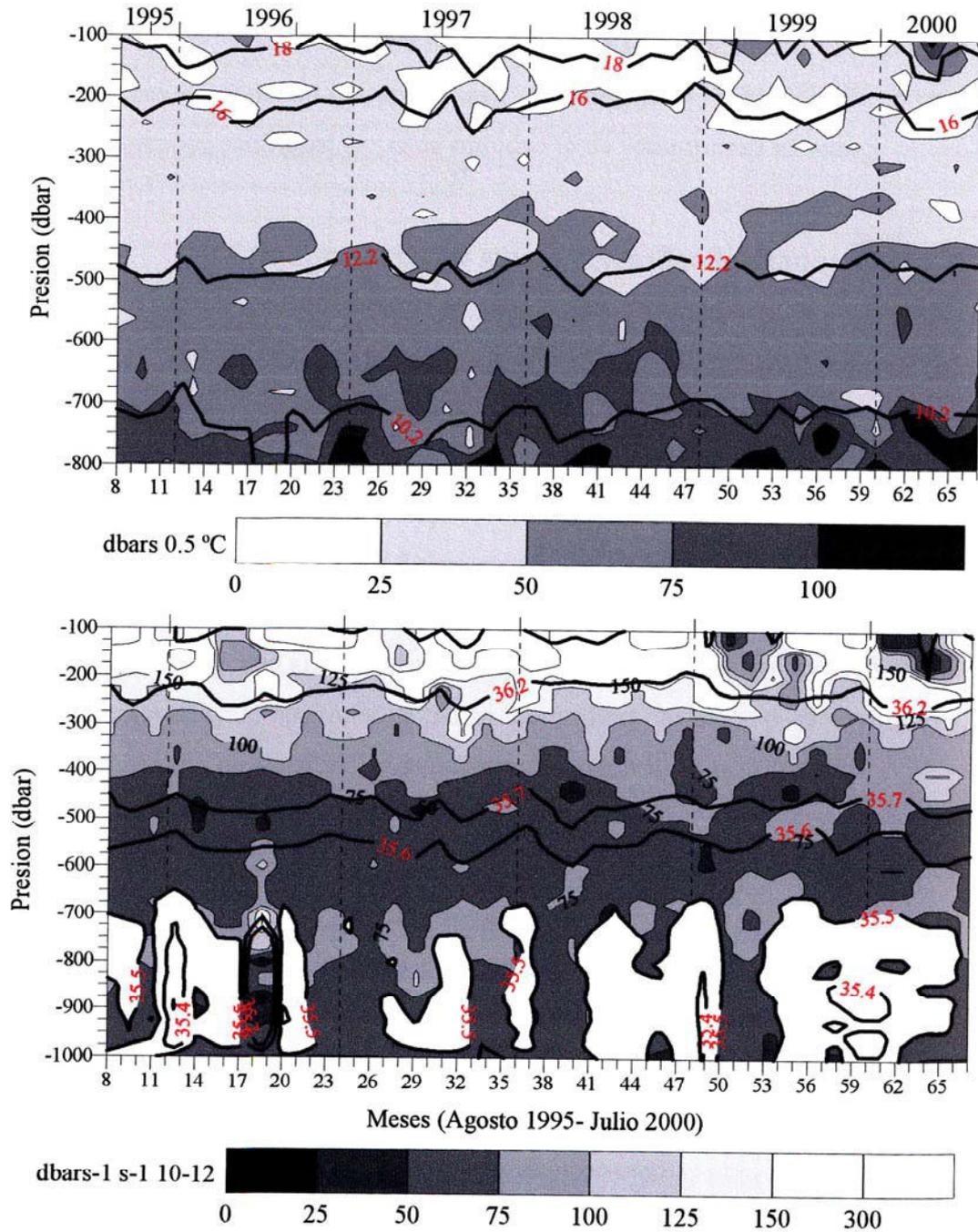


Fig. 4.9, 4 De arriba abajo a y b. a) Distribuciones temporales del espesor de las isotermas referidos a un diferencial de Temperatura de 0.5 °C, con las isotermas características de los Modos superpuestas y b) la vorticidad potencial, calculada desde la formula simplificada descrita en Rueda, 1999 y las isohalinas características de los modos superpuestas, respectivamente.

5. DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA Y VARIABILIDAD TEMPORAL DE LOS MODOS EN SUS ÁREAS DE FORMACIÓN.

Los procesos de convección invernal condicionan fuertemente la ventilación del Giro Subtropical en la cara Este del Atlántico Norte. Los valores característicos de las propiedades (T, S, sigma, oxígeno, etc.), cuando están expuestas al contacto con la atmósfera durante el Invierno, nos dan una aproximación de las posibles zonas de formación del Agua Central Noratlántica del Este (McCartney y Talley, 1982; Siedler et al., 1987; Harvey y Arhan, 1988; Marshall y Marshall, 1995; Paillet y Arhan, 1996).

Marshall (1999) resume la complejidad del proceso de ventilación y sugiere su división en dos etapas. La primera etapa, denominada de formación, afecta a la mayor parte de las propiedades del agua que se encuentra expuesta en dichas zonas, y la segunda etapa, denominada de subducción, incorpora en un determinado momento parte o toda el agua formada a la termoclina principal. La primera etapa ocurre en aquellas áreas donde las condiciones necesarias convergen cíclicamente, reflejándose en el agua formada. La formación de la Masa de Agua no siempre sucederá cuando se produzcan las condiciones térmicas idóneas, debido a la dependencia entre sus propiedades (Warren, 1972; Speer y Tziperman, 1992).

5.1 Distribución geográfica de las Aguas Modales

Como ya describimos en el capítulo anterior, las Aguas Modales que conforman el Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE) tienen sus áreas de formación en la cuenca oceánica europea y en la cuenca norafricana (Fig. 5.1, 1, según el atlas de Wright y Worthington, 1970).

El Agua Modal Subpolar (AMSP), documentada por McCartney y Talley (1982), presentaba su área de formación en las latitudes próximas a 50° N donde la corriente noratlántica penetraba hacia el Este. Estas áreas fueron principalmente observadas por la formación de picnóstatos (Fuglister, 1960; Mann et al., 1965; Grant, 1968; etc.), por uso de trazadores tales como el titrio (Sarmiento, 1983), ^3H y ^3He (Jenkins, 1987) o por vorticidades potenciales (McDowell et al., 1982; McCartney 1982).

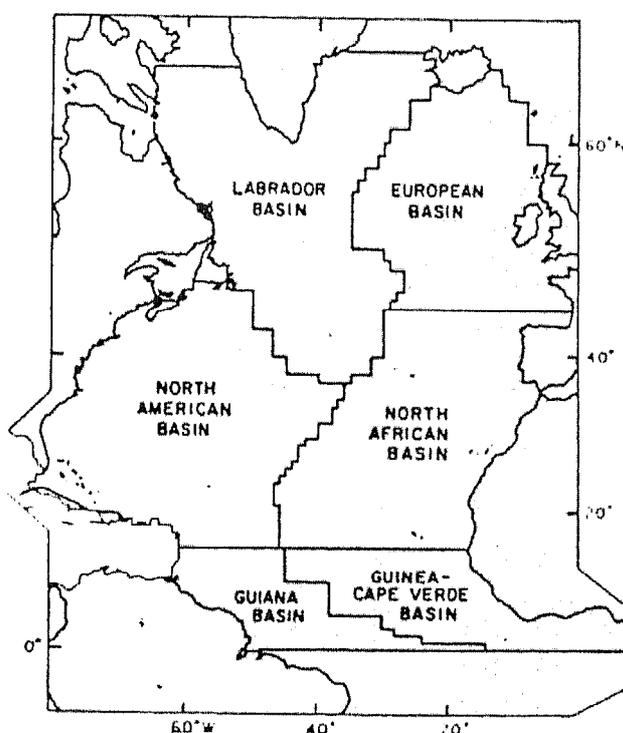


Fig. 5.1, 1 Cuencas oceánicas del Atlántico Norte descritas en Wright y Worthington (1970)

Este agua, conocida como el agua de 11- 12 °C es el Modo más denso de los formados en el Atlántico nororiental y forma parte del ACNAE (Agua Central Noratlántica del Este). Se estima que el área de formación ocupa un millón de km² aproximadamente, y el tiempo más favorable para su formación es a finales del Invierno. El momento propicio ha creado diferencias de criterio al escoger el periodo

más adecuado en los conjuntos de datos para estimar correctamente el proceso de formación - subducción. Thiele et al. (1986) apuntaron el mes de Febrero como el momento idóneo para el proceso; Williams (1989) y Marshall et al. (1993) usaron el mes de Marzo y posteriormente, se han usado periodos efectivos de dos meses aunque Marshall y Marshall (1995) concluyeron que el periodo del proceso de formación - subducción es muy breve.

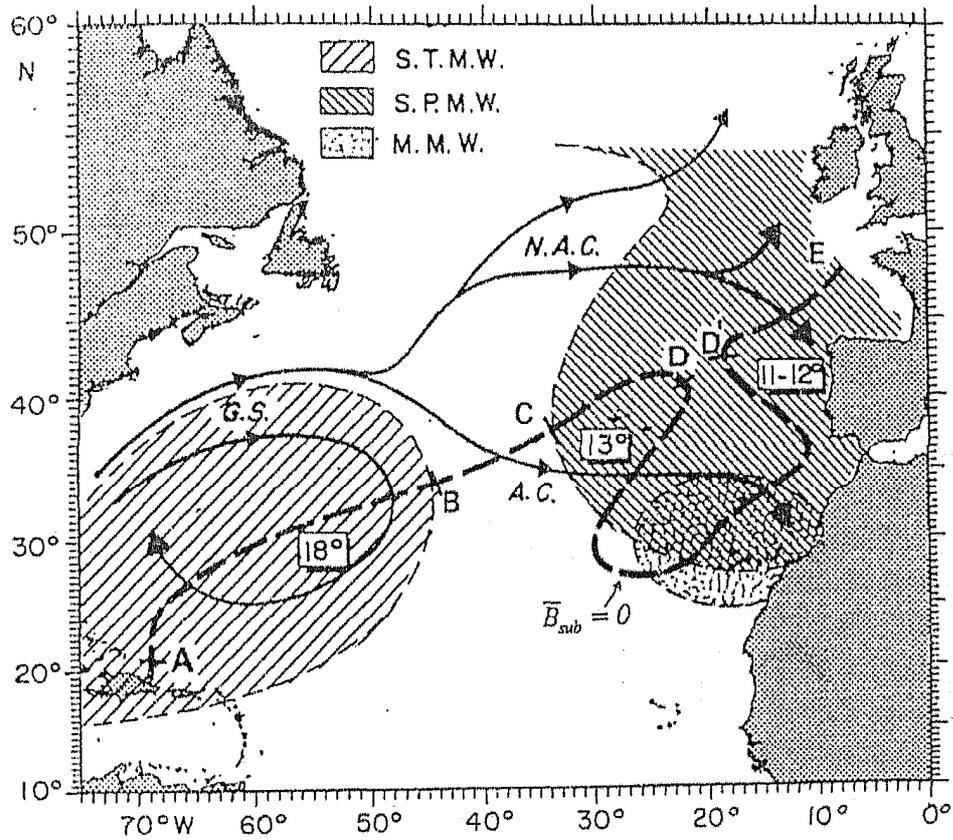


Fig. 5.1, 2. Representación de las áreas de formación de las Aguas Modales documentadas en la bibliografía y representadas por Paillet y Arhan (1996).

El Agua Modal de Madeira (AMM), también descrita en el capítulo anterior, fue definida por Siedler et al. (1987) mediante la observación de capas homogéneas de temperatura en secciones realizadas en las latitudes próximas al archipiélago de

Madeira. Ésta se extiende a una longitud de 500 Km. aproximadamente entre las latitudes 25 y 35° N. La característica principal de este Agua era su temporalidad aunque era perfectamente visible a lo largo de varios meses. Esta característica ha originado su diferenciación con el Agua Modal Subtropical o Agua de 18 °C.

Fiuza et al. (1998) introdujeron la posibilidad de la existencia de otro Modo, el cual denominaron Agua Modal del Frente de Azores (AMFA) y que tenía su origen a lo largo de dicho frente y ocupaba las áreas del Atlántico oriental por encima y por debajo de la latitud 35° N. Esta propuesta coincidía con otras observaciones hechas por Fiuza y Halpern (1982), Frouin et al. (1990) y Rios et al. (1992).

5.2 Descripción de las observaciones obtenidas con OPF, su comparación con la climatología de Levitus (1994) y con las observaciones en la estación ESTOC.

La mayor parte de los investigadores del proceso de formación de las Aguas Modales por convección - subducción, coinciden en la probabilidad de que este proceso ocurra en un momento dado y bajo unas condiciones determinadas. Parece lógico que coincida con el Invierno, ya que es en esta estación cuando se producen las mayores capas de homogeneidad térmica vertical y horizontal en algunas zonas de los océanos, conformando los volúmenes de agua que luego son detectados como Modos; y además la mayor parte de los autores añaden el tiempo de finales de Invierno para puntualizar más si cabe el periodo exacto en el que sucede. Como comentamos en el apartado anterior, diferentes autores han elegido distintos conjuntos de datos para precisar este momento y modelizar el proceso de subducción y advección de la Masa de Agua. En este trabajo hemos decidido utilizar el periodo comprendido entre Diciembre y Marzo para caracterizar el Invierno y de esta forma asegurarnos que las condiciones necesarias para que ocurra el proceso estaban incluidas dentro del conjunto de datos. Tomando los datos de estos 4 meses hemos obtenido

las distribuciones medias invernales tanto para el Invierno correspondiente a la climatología de Levitus (1994) como a la base del OPF (Fig. 5.2, 1 a y b). Además se han comparado estas dos distribuciones con la correspondiente distribución de temperaturas mínimas, que se obtiene por determinación de la temperatura más baja en cada cuadrícula del periodo mencionado en la base del OPF (Fig. 5.2, 1 c). A su vez, se ha diferenciado el mes en el cual sucedía cada valor otorgándole un número identificativo; al mes de Diciembre se le asignó el valor cero, el mes de Enero el valor uno, al mes de Febrero el 2 y al mes de Marzo el 3.

La distribución de las temperaturas medias invernales del OPF (Fig. 5.2, 1 b) es muy semejante a la obtenida con los datos de la climatología de Levitus (Fig. 5.2, 1a). Esto demuestra la validez de los registros del OPF debido a la calidad contrastada por la Climatología de Levitus (1994) y la coherencia de ambas bases con respecto a las variables analizadas conjuntamente. Estas distribuciones señalan (en tono de grises) las áreas correspondientes a las isotermas características del ACNAE, diferenciando en distintos tonos aquellas isotermas que hemos definido como límites de cada Modo.

La distribución de las temperaturas mínimas de Invierno (Fig. 5.2, 1 c) muestra un ligero desplazamiento de las isotermas hacia el Sur con respecto a la distribución de Levitus y la media OPF, de tal forma que las áreas que describen las isotermas características de los Modos del ACNAE (Agua Central Noratlántica del Este) se encuentran localizadas en latitudes más bajas y relativamente comprimidas. Estas diferencias parecen reflejar y apoyar el método descrito respecto a la importancia de la elección del momento en el análisis del proceso de formación. Para incidir sobre esta cuestión hemos calculado la desviación típica del cálculo de la anomalía media de la densidad potencial, obtenida desde los valores de temperatura y salinidad en la climatología de Levitus (1994) para el Invierno descrito. Añadiremos al criterio de las isotermas características, las áreas donde se producen las menores variaciones de densidad con respecto al tiempo (picnostatos). También analizaremos la distribución

de temperatura media de cada año elegido en la base OPF y su correspondiente desviación. Paralelamente, representaremos la distribución media de las temperaturas mínimas en cada año del OPF y la distribución de los meses cuando estas mínimas sucedieron. Así, podremos observar si existe o no homogeneidad en el periodo y si las temperaturas mínimas varían a lo largo de todos los años o dependen de años especialmente fríos. Además, ajustaremos los meses en los que suceden los mínimos y veremos si su distribución es homogénea en las áreas de formación.

Las distribuciones de temperatura media de cada invierno en la base OPF (Fig. 5.2, 2) nos ofrece una visión de las variaciones latitudinales que presentan las isotermas características de los modos en cada Invierno; de este modo, podemos observar como la presencia o no de agua fría desde el Noroeste modifica la distribución de las isotermas. En la mayoría de los años, esta entrada desde el Noroeste implica la presencia de isotermas más frías en las latitudes más altas, mientras que el año 1988 y 1992 este agua fría no está presente y las isotermas más cálidas se distribuyen en un rango espacial más amplio ocupando las latitudes altas. Estos años presentarían un calentamiento de las latitudes más altas representadas y el aspecto de sus isotermas mostraría una asimetría latitudinal entre el Oeste y el Este. Este cambio, valores de la misma isoterma más al Norte en la parte Oeste y más al Sur en la parte Este, fuerza un enfriamiento en las latitudes más bajas representadas en la parte Este. Por lo tanto cuando esto sucede las isotermas características del Agua Modal de Madeira (AMM) se extienden más hacia el Sur, ocupando gran parte de las latitudes del archipiélago canario.

La Fig. 5.2, 3 muestra las desviaciones típicas de la temperatura media en cada Invierno seleccionado. Destaca principalmente la variabilidad reflejada en el Oeste, que determina la separación de las aguas cálidas del giro subtropical y las más frías procedentes del Noroeste (Sy, 1998; Rossby, 1999). Se diferencian dos años claramente más variables que son el 1988 y el 1994; el año 1988 presenta una variación que afecta a la parte más al Norte del área representada hasta alcanzar la latitud

próxima a 45° N. Las variaciones más importantes, como en el resto de los gráficos, se producen desde la parte Noroeste de la distribución pero en este caso alcanzan latitudes más bajas y se reflejan desde el Oeste hasta el Este. Por su parte, el año 1994 tiene una variación similar aunque parece mezclarse con valores ciertamente erróneos en su área más al Norte de la Latitud 50° N, con desviaciones excesivamente altas que podrían haberse visto afectados por problemas de falta de datos, causados por nubes o mala calibración en los sensores, o por un malfuncionamiento del algoritmo de cálculo de la temperatura superficial del mar a partir de los sensores remotos. El resto de los años presentan distribuciones con escasas desviaciones a lo largo de todo el área representada y con valores inferiores a 0.5 °C. En el caso de las distribuciones de las temperaturas mínimas invernales (Fig. 5.2, 4), existe una mayor uniformidad en la posición de las isotermas de la parte situada más al Norte y se observa la entrada de las aguas frías del Noroeste, diferenciando el límite de las aguas del Giro. Por otro lado, las isotermas se inclinan, como ya comentamos en la gráfica de las temperaturas medias, durante los años 1992 a 1994. Esta variación en la situación de las isotermas refleja un enfriamiento en la parte sureste de la imagen, donde por ejemplo, las isotermas características del AMM envuelven completamente el archipiélago canario. Esta distribución de las temperaturas mínimas invernales parece coincidir con los rangos latitudinales para las áreas de formación de los Modos.

La distribución de los meses en los que suceden los mínimos, permite establecer como de estable espacial y temporalmente resulta este momento. Su obtención nos permite identificar la importancia de elegir el periodo adecuado para avanzar en los estudios de los procesos de subducción. Las distribuciones invernales de los meses donde ocurren las mínimas temperaturas (Fig. 5.2, 5) muestran una gran homogeneidad. Estas temperaturas ocurren generalmente entre los meses de Febrero y Marzo en casi toda el área. Por otro lado hemos observado en la figura 5.2, 3 que las distribuciones de las desviaciones en las temperaturas medias no presentaban valores altos y las mayores variaciones aparecían en áreas y años en concreto. Estas dos observaciones hacen pensar que la elección de un periodo de tres a cuatro meses como

Invierno en una serie temporal larga no interferiría cualitativamente en la determinación del proceso de formación. Sin embargo es posible que el uso de promedios tan amplios modifique cuantitativamente los cálculos de la Masa de Agua dentro de los procesos de subducción.

Marshall et al. (1993) dibujan una línea $\beta_{sub} = 0$ basada en datos climatológicos, que se asocia con la frontera donde las Aguas Modales son subducidas. Se admite que esta línea no tiene una precisión mayor que 500 Km y debe variar de año en año. Paillet y Arhan (1996) (Fig. 5.1, 2) dividen esta línea en cinco segmentos en función de las observaciones hidrológicas. El segmento A- B cruza la región de recirculación de la cuenca Oeste, donde Worthington (1976) sitúa el agua de 18 °C. La subducción de este Agua, modelada por Woods y Barkmann (1986), se llevaría a cabo hacia la parte Este donde las corrientes cruzan hacia valores positivos de β_{sub} . Talley y Raymer (1982) mostraron que esta separación entre zona de exposición y zona de subducción es más compleja y dominada por características mesoescalares. Así, el segmento puede ser considerado como una línea promedio. Los segmentos C- D y D'- E corresponden a las áreas donde el Agua Modal Subpolar (AMSP) es subducida. Harvey y Arhan (1988) observaron un tipo de agua más cálida (alrededor de 13 °C) en la zona del segmento C- D, que puede ser subducida al Sur de 40° N. Por otro lado, la subducción correspondiente al Agua Modal de 11 a 12 °C se localizaría sobre el segmento D'- E. Esta recirculación es posible debido a la recirculación de parte de la corriente Noratlántica (McCartney y Talley, 1982). Paillet y Arhan (1996) consideran estas dos variedades como el mismo Agua Modal.

Una forma posible de identificar las áreas de formación consiste en utilizar las áreas de poca variabilidad en la anomalía de la densidad (picnostatos). Si obtenemos la distribución de las isopicnas medias de la climatología de Levitus (1994) y su desviación típica en el Invierno, los valores mínimos de las desviaciones representarán los picnostatos que presumiblemente son zonas donde se favorece la formación. La Fig. 5.2, 6 representa la distribución de las desviaciones típicas de la anomalía de

la densidad, obtenida de los datos correspondientes al Invierno descrito anteriormente y cogidos de la climatología de Levitus (1994). Esta figura tiene sobrepuesta las isothermas características de cada Modo, es decir 11.1 °C para el AMSP, 13.7 °C en el caso del AMFA y 17.2 °C en el AMM, que se extrajeron de la distribución de las mínimas de Invierno en cada año. En ella podemos destacar varias zonas de valores bajos de la desviación de la anomalía de la densidad (picnostatos) que a simple vista parecen situarse en las ya descritas en bibliografía como áreas de formación de los Modos. El área de valores bajos más al Norte se encuentra entre las latitudes 45 y 50° N, en el suroeste de Irlanda. Esta zona se sitúa dentro del área de formación del Modo Subpolar descrita por distintos autores. Una segunda zona de valores bajos de la anomalía de la densidad se puede observar sobre los 40° N de latitud y los 16° W de longitud. Este picnostato podría coincidir con la zona de formación del Modo del Frente de Azores descrito por Fiuza et al en 1998. Paillet y Arhan en 1996 hicieron referencia a un Agua de unos 13 °C, que se subduciría sobre estas latitudes. Por último, se observa una tercera zona que se sitúa al Noreste del archipiélago canario y junto a la costa africana. Este área estaría dentro de la propuesta por Siedler et al. en 1987 como zona de formación del AMM, aunque su extensión estaría muy reducida. A su vez, las isothermas elegidas en el capítulo 4 como características de cada Modo se colocan sobre cada una de estas zonas, coincidiendo la variabilidad de éstas, es decir la posición de la isoterma extraída de la distribución de las temperaturas mínimas en cada Invierno con la amplitud del picnostato.

Podemos concluir por tanto que la observación de los picnostatos anuales, el estudio de series temporales de la temperatura del agua de mar obtenidas desde los sensores remotos y la observación temporal en estaciones oceánicas como ESTOC son buenos complementos para alcanzar mayor información sobre los procesos de formación - subducción de las Aguas Centrales y su variabilidad. En nuestro caso, la coincidencia de los tres picnostatos descritos con la variabilidad de las isothermas características de los Modos, dos de ellas bien identificadas en bibliografía y la tercera ajustándose a las observaciones realizadas por otros autores (Fiuza et al.,

1998) y al análisis utilizado en este trabajo, nos ofrece la posibilidad de establecer la presencia del Modo denominado AMFA (Agua Modal del Frente de Azores). Este Modo completaría el conocimiento de las áreas de formación del Agua Central Nortatlántica del Este (ACNAE), ocupando el rango de temperatura que según Paillet y Arhan (1996) quedaba incierto.

DISTRIBUCIONES DE TEMPERATURA DURANTE EL INVIERNO

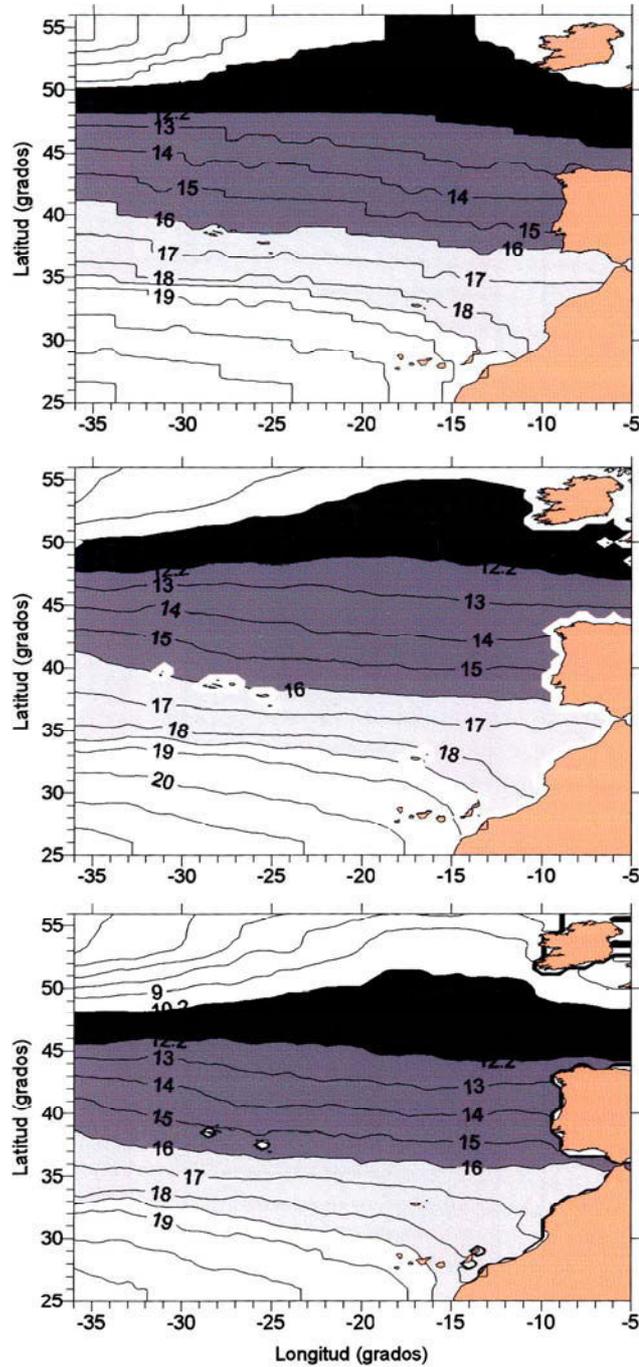


Fig. 5.2, 1 Distribuciones de las temperaturas medias de Invierno utilizando los conjuntos de datos de Levitus (arriba), OPF (centro) y mínimas OPF (abajo) respectivamente. El Invierno fue seleccionado desde los datos de Diciembre a Marzo.

TEMPERATURAS MEDIAS DE INVIERNO (1986- 1994)

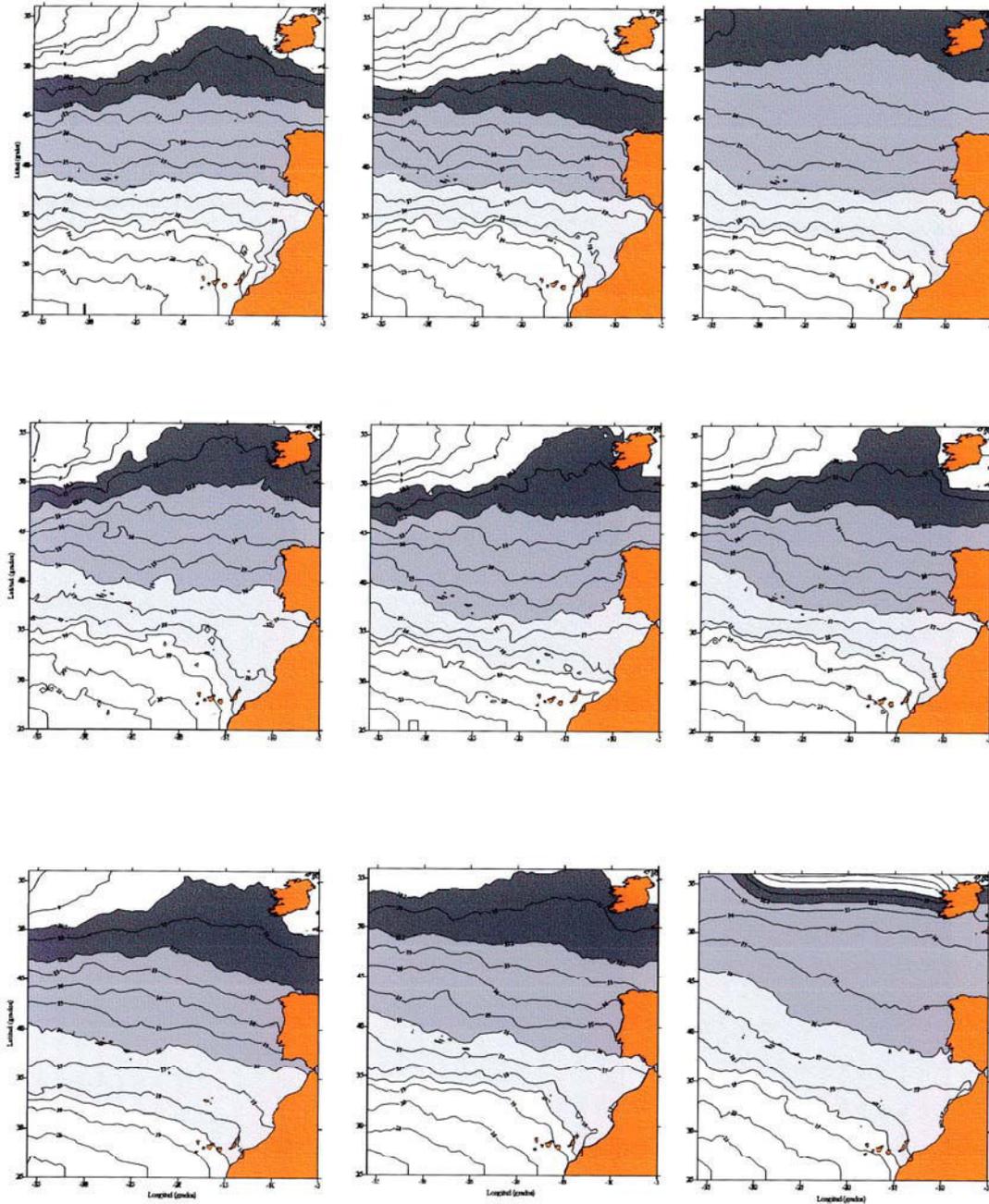


Fig. 5.2, 2 Distribuciones de las temperaturas medias de cada invierno en la base OPF. Los años se distribuyen de izquierda a derecha y de arriba abajo, comenzando en 1986 en la parte izquierda de la primera fila y finalizando con 1994 en la parte baja de la tercera columna. La escala de grises destaca las isotermas correspondientes a cada Modo.

DESVIACIONES TÍPICAS DE LAS TEMPERATURAS MEDIAS DE INVIERNO (1986- 1994)

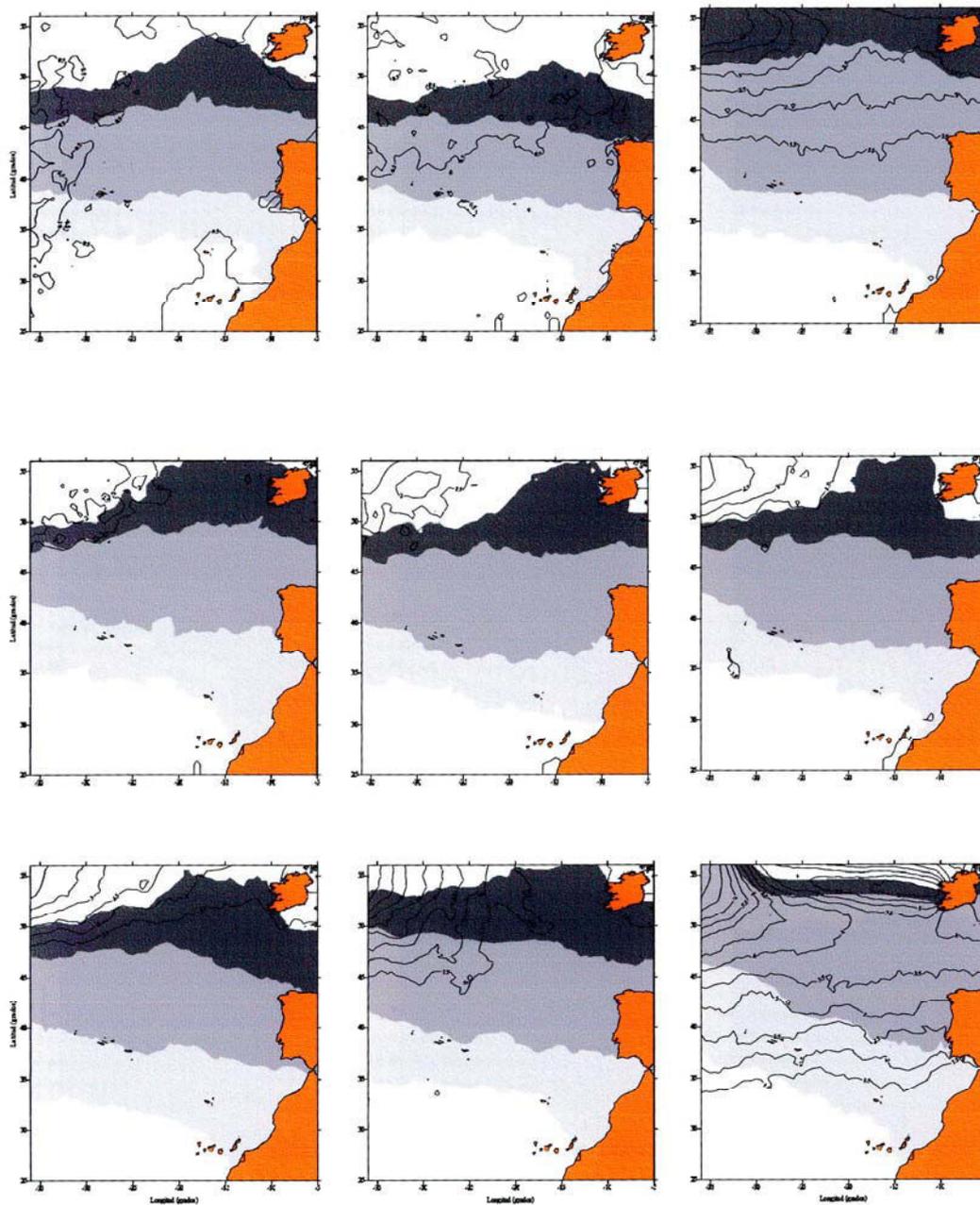


Fig. 5.2, 3 Distribuciones de las desviaciones típicas en las temperaturas medias de cada invierno en la base OPF. Los años se distribuyen de izquierda a derecha y de arriba abajo, comenzando en 1986 en la parte izquierda de la primera fila y finalizando con 1994 en la parte baja de la tercera columna. Destacadas en grises las áreas que ocupan las isotermas características de los Modos.

TEMPERATURAS MINIMAS DE INVIERNO (1986- 1994)

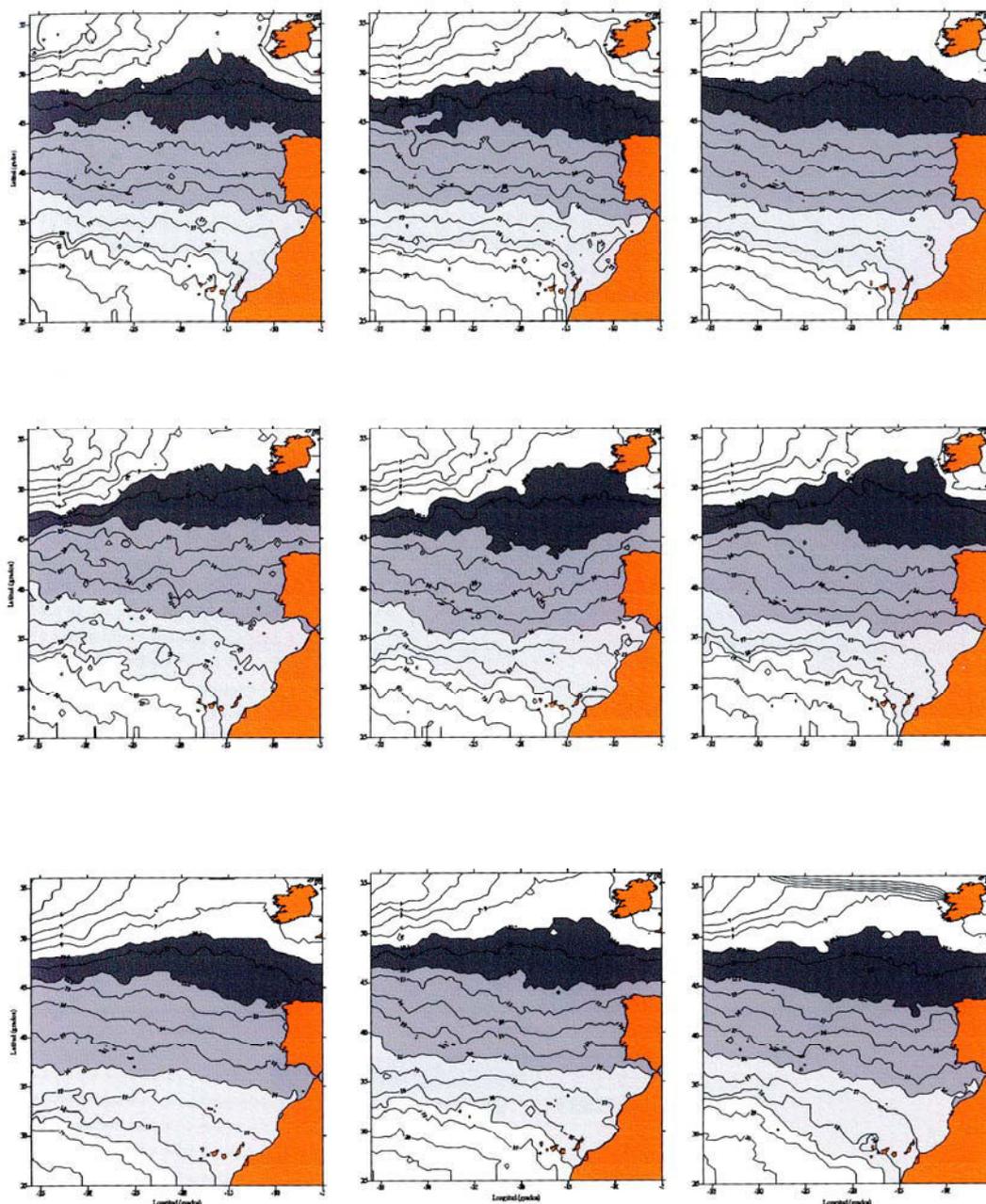


Fig. 5.2, 4 Distribuciones de las temperaturas mínimas de cada invierno en la base OPF. Los años se distribuyen de izquierda a derecha y de arriba abajo, comenzando en 1986 en la parte izquierda de la primera fila y finalizando con 1994 en la parte baja de la tercera columna. Destacadas en grises las áreas que ocupan las isothermas características de los Modos.

MESES EN LOS QUE SUCEDEN LAS TEMPERATURAS MÍNIMAS INVERNALES

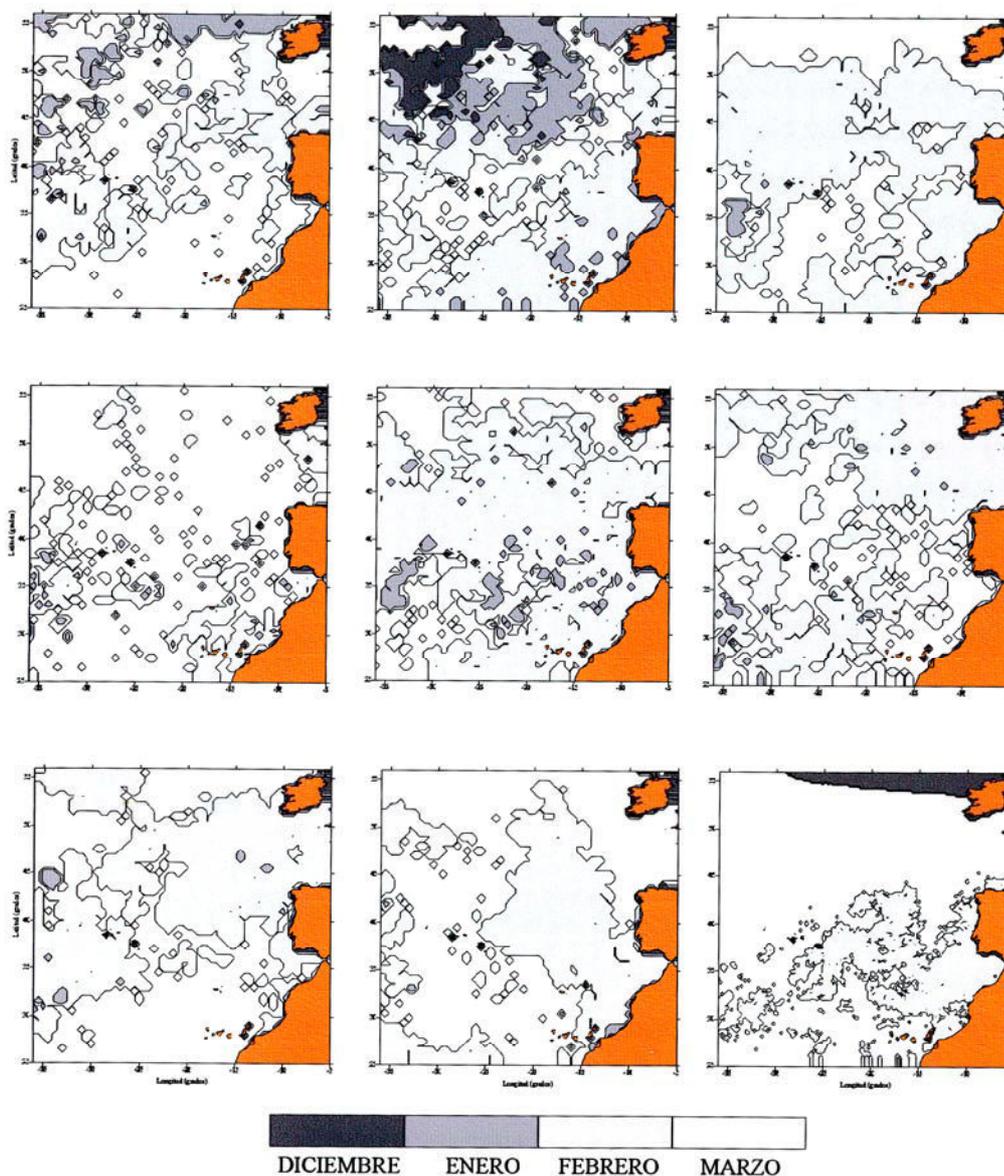


Fig. 5.2, 5 Distribuciones de los meses en los que suceden las temperaturas mínimas de cada invierno en la base OPF. Los años se distribuyen de izquierda a derecha y de arriba abajo, comenzando en 1986 en la parte izquierda de la primera fila y finalizando con 1994 en la parte baja de la tercera columna.

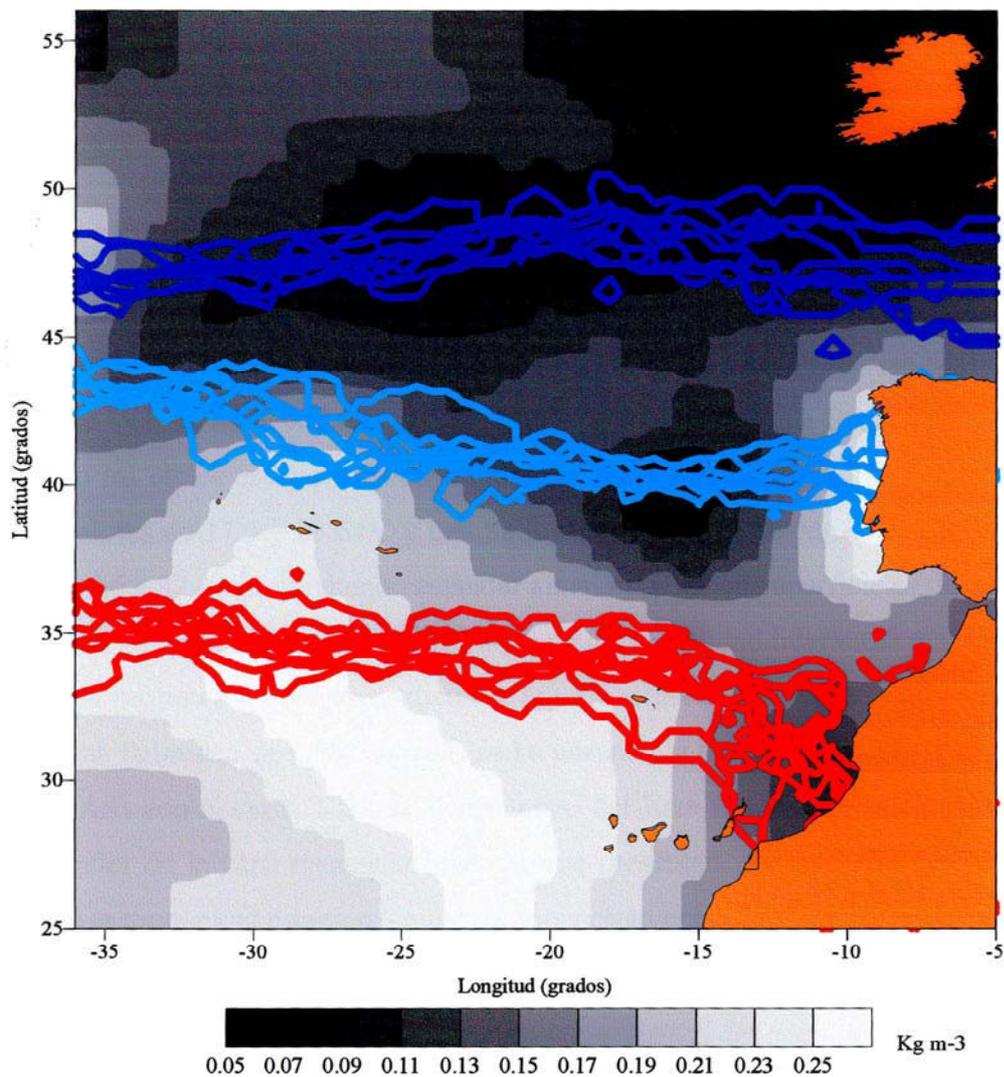


Fig. 5.2, 6 Distribución de las desviaciones típicas de la anomalía de la densidad calculada desde los datos de invierno en la climatología de Levitus. Sobreimpresionadas las isotermas de 11.1, 13.7 y 17.2 de cada invierno extraídas de las distribuciones de temperaturas mínimas en cada Invierno de la base OPF.

6. CONCLUSIONES.

6.1

Se ha realizado un estudio exhaustivo del tramo de la columna de agua correspondiente al Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE) en el ESTOC. Se han obtenido las características termohalinas y su variabilidad temporal, calculando también otras variables dependientes que facilitan la determinación de las Masas de Agua. A su vez, se ha llevado a cabo un amplio estudio del Agua Superficial (AS), obteniendo los ciclos estacionales cuya amplitud térmica es de 2.7 °C año, correspondiente a valores de 17.9 y 23.6 °C y una Salinidad en superficie con un rango máximo entre 36.6 a 37.2. Su desviación estándar anual máxima en superficie es del orden de 1.5 °C en Temperatura y 0.12 en Salinidad y su variabilidad interanual máxima se centra en la profundidad correspondiente a la termoclina estacional con un valor de 0.6 °C y una Salinidad de 0.08. Además se ha buscado la conexión de este Agua Superficial (AS) con el Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE), calculando las profundidades de la capa mezclada invernal que presentan valores entre 110 y 180 dbars y de la termoclina estacional cuyos valores están entre 25 y 75 dbars. Se observa también que la termoclina estacional muestra una tendencia a emerger a lo largo del periodo estudiado.

6.2

Se ha determinado que la relación existente entre la Temperatura y la Salinidad para el tramo correspondiente al Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE) en el ESTOC se ajusta a una curva polinómica de grado tres del tipo:

$$S(T) = -0.0012 T^3 + 0.057 T^2 + -0.743 T + 38.415$$

6.3

Se han observado señales de procesos de doble difusión mediante la visualización de perfiles de Temperatura y Salinidad con estructuras en forma de escaleras. A su vez, se han calculado los valores del ratio de densidad a lo largo de la

distribución temporal, determinando que su valor para el Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE) se ajusta al encontrado por Schmith (1981) para dicha Masa de Agua. Se ha analizado también su variabilidad interanual y su relación con el proceso de convección, estableciéndose como un parámetro indicado en la observación del proceso de formación - subducción del Agua Modal de Madeira (AMM) en las proximidades del ESTOC.

6.4

Se han establecido los valores de Temperatura y Salinidad que caracterizan los Modos que forman el Agua Central Noratlántica del Este (ACNAE) en el ESTOC, comparándolos con los referidos por otros autores en la bibliografía. Se ha encontrado que el Agua Modal Subpolar (AMSP) esta definida por un rango de temperatura entre 10 y 12.2 °C, siendo su valor característico 11.1 °C. La Salinidad presenta valores entre 35.47 y 35.7 y su valor característico es 35.58. Estos valores se corresponden con aquellos definidos por McCartney y Talley (1982) y sobretodo, con los observados por Harvey (1982) para las aguas próximas al archipiélago canario. El Agua Modal de Madeira (AMM) se corresponde con el rango de Temperatura entre 16 y 18.5 °C y su valor característico es 17.2 °C; por otra parte, el rango de Salinidad esta entre 36.3 y 36.7, siendo su valor característico 36.46. Los valores de Temperatura coinciden con el rango definido por Siedler et al. (1987) pero la Salinidad presenta un rango por debajo, más acorde con los valores descritos por Fraga (1974) para el Agua tipo A. Finalmente, se ha definido las características de un Modo que no estaba claramente descrito en bibliografía y siguiendo la nomenclatura encontrada lo hemos denominado Agua Modal del Frente de Azores (AMFA). Este Modo presenta una Temperatura entre 12.2 y 16 °C, siendo su valor característico 13.7 °C. Su Salinidad se sitúa entre 35.7 y 36.3 y su valor característico es 35.9.

6.5

Se ha estudiado la variabilidad anual e interanual de los Modos presentes en el área de estudio mediante la observación de las diferencias encontradas en

los valores de sus propiedades para las isopicnas asignadas como características a cada Modo a lo largo del periodo estudiado. De esta forma en las isopicnas elegidas para el Agua Modal Subpolar (AMSP) se han calculado diferencias máximas de 0.5 °C en la Temperatura de la isopicna de 27.1 Kg. m⁻³, con una desviación estándar de 0.1 °C y una diferencia máxima en Salinidad de 0.1 para la misma isopicna, con una desviación estándar de 0.025. Las presiones en las que se sitúan las isopicnas están entre los 434 y los 732 dbars, con unas desviaciones estándar cercanas a 20 dbars y unos espesores medios que rondan los 100 dbars en cada isopicna. Se ha detectado una cierta tendencia a la emersión a lo largo del periodo estudiado. Las isopicnas correspondientes al Agua Modal de Madeira (AMM) presentan variaciones máximas de Temperatura de 1.7 °C en la isopicna de 26.5 Kg. m⁻³, con una desviación estándar de 0.4 °C. Las variaciones máximas en Salinidad de sus isopicnas son de 0.5, con desviaciones estándar entre 0.07 y 0.12 y las presiones medias en las que se colocan oscilan entre 114 y 203 dbars, con desviaciones estándar inferiores a 35 dbars. Sus espesores medios rondan los 60 dbars en cada isopicna, incrementándose claramente su homogeneidad en estos periodos de mezcla y encontrando la isopicna de 26.5 Kg. m⁻³ en superficie en algunos Inviernos. Por último, El Agua Modal del Frente de Azores (AMFA), en sus isopicnas características, presenta unas variaciones máximas en Temperatura de 0.9 °C en la isopicna más superficial, con una desviación estándar de 0.2 °C y una transición entre isopicnas de 1 °C. Las variaciones de Salinidad máximas están entre 0.15 y 0.24, con desviaciones estándar menores a 0.05. El rango de presiones medias donde se sitúan es de 250 a 400 dbars, con una variación máxima sobre 90 dbars y una desviación estándar menor de 20 dbars. Los espesores medios rondan entre los 80 y 90 dbars.

6.6

Se ha confirmado que la región de ESTOC se encuentra dentro del área de formación del Modo de Madeira en determinados años. Esta verificación se ha realizado mediante la observación de capas homogéneas con rangos de Temperatura y Salinidad característicos de dicha Agua Modal, los gradientes en estas capas

son inferiores a $1.5 \text{ }^{\circ}\text{C } 100 \text{ dbars}^{-1}$ que es el valor descrito en Hanawa et al. (1988a) para caracterizar a las Aguas Modales y se sitúan por debajo de la termoclina estacional, extendiéndose a lo largo de varios meses. Además estas capas previamente habían estado expuestas al intercambio con la atmósfera. A su vez, se ha observado como el valor del ratio de densidad desciende a valores próximos a uno en estos periodos, estando este valor ligado a los procesos de convección - formación.

6.7

Se ha comprobado las posiciones de las áreas de formación mediante la visualización de los piconostatos obtenidos usando la Climatología de Levitus (1994), la Temperatura superficial del mar a partir de los sensores remotos y los valores de las isotermas características de los Modos en el ESTOC, encontrando una gran coincidencia entre las áreas obtenidas y las descritas para el Agua Modal de Madeira (AMM) y el Agua Modal Subpolar (AMSP) por los diferentes autores. Además se ha situado geográficamente el Modo AMFA, que se formaría al Sur de 40° N y sobre 16° W de longitud.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Allyn Clarke, R., Gascard, J. C.**, 1983. The formation of Labrador Sea water. Part Large-scale processes. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1764 - 1778.
- Ambar, I. Fiuza A. F. G. Boyd, T., Frouin, R.**, 1986. Observations of a warm oceanic current flowing northward along the coasts of Portugal and Spain during November - December 1983. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 67 (44), 1054.
- Ambar, I., Fiúza A. F. G.**, 1994. Some features of the Portugal Current System: a poleward slope undercurrent, an upwelling-related summer southward flow and an autumn-winter poleward coastal surface current. In: Katsaros, K.B., Fiúza, A. F. G., Ambar, I. (Eds.), *Proceedings of the Second International Conference on Air-Sea Interaction and on Meteorology and Oceanography of the Coastal Zone: American Meteorological Society*, 286 - 287.
- Armi, L., Stommel, H.**, 1983. Four Views of a portion of the North Atlantic Subtropical Gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 828 - 857.
- Artamonov, Y. V., Kubryakov, A. I.**, 1993. The Madeira mode water in the North-East Atlantic subduction region during summer 1991. *WOCE Newsletter*, 14, 14 - 17.
- Bailey, R., Gronell A., Phillips, H., Tanner, E., Meyers, G.**, 1994. Quality Control Cookbook for XBT data. *Csiro Marine Laboratoires Report 221*, 45.
- Bakun, A.**, 1973. Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946 -71. *NOAA Tech. Rep. NMFSSSRF- 671*, 103.
- Barnett, T. P.**, 1978. The role of the oceans in the global climate system. In: *Cli-*

- matic change, J. Gribben (Edt), Cambridge University Press, 157-179.
- Barth, H. R., Heuermann, K. D., Loquay, R., Reuter, R., Stute, U.,** 1997a. Long term stable sensors for bio - optical measurements. In: Operational Oceanography. Elsevier Oceanography Series, 62, 133 -140.
- Barton, E. D., Hughes, P., Simpson, J. H.,** 1982. Vertical shear observed at contrasting sites over the continental slope off NW Africa. *Oceanologica Acta*, 5, 169 -178.
- Bathen, K. H.,** 1972. On the Seasonal Changes in the Depth of the Mixed Layer in the North Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 77, 7138 - 7150.
- Bevington, P. R., Robinson, D. K.,** 1969. Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences. McGraw- Hill, New York, 321.
- Brainerd, K. E., Gregg, M. C.,** 1995. Surface mixed and mixing layer depths. *Deep- Sea Research*, 42, 1521 - 1543.
- Braun, J. G., Real, F.,** 1981. The vertical distribution of chlorophyll in Canary Islands waters. I.C.E.S, Comunicación C.M. 1981 / L. J. Biological Oceanography Comitee.
- Coste, B., Fiuza, A. F. G., Minas, H. J.,** 1986. Conditions hydrologiques et chimiques associées a l'upwelling côtier du Portugal en fin d'été. *Oceanologica Acta*, 9, 149 - 158.
- Cunningham, S. A., Haine, T. W. N.,** 1995. Labrador Sea water in the eastern North Atlantic. Part 2: Mixing dynamics and the advective-diffusive balance. *Journal Physical Oceanography*, 25, 666 - 678.
- Cushman - Roisin, B.,** 1987. Subduction. In: Dynamics of the Oceanic Surface Mixed Layer, P. Muller and D. Henderson (Eds), Hawaii Inst. Geo-

phys. Spec. Publ., 181 - 196.

Daneshzadeh, Y-H. C., Festa, J. F., Minton, S. M., 1994. Procedures used at NOAA- AOML to quality control real time XBT data collected in The Atlantic Ocean. NOAA Tech. Memo., 44.

Defant, A., 1936. The Troposphere. Scientific Results of the German Atlantic Expedition of the Research Vessel "Meteor" 1925 -1927, Verlag von Walter de Gruyter and Co., Berlin and Leipzig.

Dickey, T., 1991. The emergence of concurrent high resolution physical and bio-optical measurements in the upper ocean and their applications. Reviews of Geophysics, 29, 383 - 413.

Dyamond, J. D., Lyle, M., 1956. Flux comparisons between sediments and sediment traps in the Eastern tropical Pacific: Implication for atmospheric CO₂ variations during the pleistocene. Limnology and Oceanography, 30, 699 - 712.

DYNAMO group, 1997. DYNAMO, Dynamics of North Atlantic Models: Simulation and Assimilation with High Resolution Models. Inst. Für Meereskunde and Christian- Albrechts Universität, Kiel, Germany, 294, 334.

Ebbesmeyer, C. C., Lindstrom, E. J., 1986. Structure and origin of 18 degree C water observed during the POLYMODE Local Dynamics Experiment. Journal of Physical Oceanography, 16, 443 - 453.

Ellet, D. J., 1982. Long-term water mass changes to the west of Britain. In: Time series of the ocean measurements. WCP- 21, WMO/ ICSU/ IOC, 245-254.

Emery, W. J., 1975. Dynamic Height from Temperature Profiles. Journal of Physical Oceanography, 5, 369 - 375.

- Emery, W. J., Dewar, J. S.,** 1982. Mean Temperature-Salinity, Salinity-Depth and Temperature-Depth Curves for the North Atlantic and the North Pacific. *Progress in Oceanography*, 11, 219 - 305.
- Emery, W. J., Lee, W., Zenk, W., Meincke, J.,** 1986. A low-cost digital XBT system and its application to the real - time computation of dynamic height. *Journal Atmospheric and Oceanic Technology*, 3, 75 - 83.
- Emery, W. J., Meincke, J.,** 1986. Global water masses: summary and review. *Oceanología Acta*, 9, 383 - 391.
- Emery, W. J., Wert, R. T.,** 1976. Temperature-Salinity Curves in the Pacific and their Application to Dynamic Height Computation. *Journal of Physical Oceanography*, 6, 613 - 617.
- Fiuza, A.,** 1984. Hidrologia e Dinámica das Aguas Costeiras de Portugal. Tesis doctoral. Universidad de Lisboa. 294.
- Fiúza, A. F. G., Halpern, D.,** 1982. Hydrographic observations of the Canary Current between 21°N and 25.5°N in March / April 1974. Rapport et proces- verbaux de Reunions. Conseil International pour la Exploration de la Mer, 180, 58-64.
- Fiuza, A. F. G., Hamann, M., Ambar, I., Díaz del Rio, G., González, N., Cabanas, J. M.,** 1998. Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993. *Deep-Sea Research I*, 45, 1127 - 1160.
- Fiuza, A. F. G., Macedo, M. E., Gerreiro, M. R.,** 1982. Climatological space and time variation of the Portuguese upwelling. *Oceanol. Acta*, 5, 31- 40.
- Fofonoff, N. P., Millard Jr, R. C.,** 1983. Algorithms for computations of fundamental properties of seawater. *Unesco Technical Papers in Marine Science*, 44, 53.

- Follows, M. J., Marshall, J. C.**, 1994. Eddy driven exchange at ocean fronts. *Ocean Modelling* 102, 5 - 9 (no publicado).
- Fraga, F.**, 1973. Oceanografía química de la región de afloramiento del noroeste de Africa I. Resultados Expediciones Científicas Del B/O Cornide De Saavedra, 13 -52.
- Fraga, F.**, 1974. Distribution des Masses D'eau dans L'upwelling de Mauritanie. *Tethys*, 6, 5 - 10.
- Fraga, F., Barton, E. D., Llinás, O.**, 1985. The concentration of nutrient salts in "pure" North and South Atlantic Central Waters. *Simp. Int. Afl.O Afri.*; Instituto de Investigaciones Pesqueras, Barcelona, 25 -36.
- Fraga F., Mouriño C., Manriquez M.**, 1982. Las Masas de Agua en la costa de Galicia:junio-octubre. *Res. Exp. Cient.*, 10, 51-77.
- Frouin, R., Fiúza, A. F. G., Ambar, I., Boyd, T. J.**, 1990. Observations of a Poleward Surface Current off the Coasts of Portugal and Spain During Winter. *Journal of Geophysical Research*, 95, 679 - 691.
- Fuglister, F. C.**, 1960. *Atlantic Ocean Atlas*. Woods Hole Oceanogr. Instit., M.A.
- Garret, C., Speer, K.,Tragou, E.**, 1995. The Relationship between Water Mass Formation and the Surface Buoyancy Flux, with Application to Phillips' Red Sea Model. *Journal of Physical Oceanog.*, 25, 1696-1705.
- González- Muñoz, A.**, 1995. Análisis de la variabilidad espacio temporal del afloramiento del Noroeste africano. Tesis Doctoral, Departamento De Física. Universidad De Las Palmas De Gran Canaria, 175.
- Gu, D., Philander, S. G. H.**, 1997. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 275, 805-807.

- Halpern, D., Smith, R. L., Mittelstaedt, E.,** 1977. Cross-shelf circulation on the continental shelf of Northwest Africa during upwelling. *Journal of Marine Research*, 35, 787 - 796.
- Hanawa, K., Iwasaka, N., Watanabe, T., Suga, T., Toba, Y.,** 1988a. The XBT observations. The subtropical mode water in 1987 winter. Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH87-1. Ocean Research Institute, University of Tokyo, 46 - 54.
- Hanawa, K. N., Talley L. D.,** 2001. Mode waters. In: *Ocean circulation and climate*. Gerold Siedler, John Church and John Gould (Eds), Academic Press, 715.
- Harvey, J.,** 1982. 0-S relationships and water masses in the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Research*, 29, 1021 - 1033.
- Harvey, J., Arhan, M.,** 1988. The Water Masses of the Central North Atlantic in 1983-84. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1855 - 1875.
- Hazeleger, W., Drijfhout, S. S.,** 1998. Mode water variability in a model of the subtropical gyre: Response to anomalous forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 266 - 288.
- Hazeleger, W., Drijfhout, S. S.,** 1999. Stochastically Forced Mode Water Variability. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1772 - 1786.
- Hazeleger, W., Drijfhout, S. S.,** 2000. Eddy Subduction in a Model of the Subtropical Gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 677 - 695.
- Helland- Hansen, B.,** 1916. Nogen hydrografiske metoder. *Forhandl. Skandinav. Naturforskerermote*, 16, 357 - 359.
- Helland- Hansen, B., Nansen, F.,** 1927. The Eastern North Atlantic. *Geophysiske Publicasjoner*, IV (2), 1-76.

- Huang, R. X.**, 1991. The three-dimensional structure of wind-driven gyres: Ventilation and subduction. US National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1987-1990, Supplement to Review of Geophysics, 590 - 609.
- Huang, R. X., Qiu, B.**, 1994. Three-dimensional structure of the wind-driven circulation in the subtropical North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 1608 - 1622.
- Huang, R. X., Russell, S.**, 1995. Ventilation of the Subtropical North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 2589 - 2605.
- Iselin, C. O. D.**, 1936. A study of the Circulation of the Western North Atlantic. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 4, 101.
- Iselin, C. O. D.**, 1939. The influence of vertical and lateral turbulence on the characteristics of the waters at mid-depths. *EOS. Transactions American Geophysical Union*; 20; 414 - 417.
- Jenkins, W. J.**, 1982. On the climate of a subtropical ocean gyre: Decade timescale variations in Water Mass renewal in the Sargasso Sea. *Journal of Marine Research*, 40, 265 - 290.
- Jenkins, W. J.**, 1987. (³H and (³He in the Beta Triangle: Observations of gyre ventilation and oxygen utilization rates. *Journal of Physical Oceanography*, 17, 763 - 783.
- Jenkins, W. J.**, 1998. Studying subtropical thermocline ventilation and circulation using tritium and ³He. *Journal of Geophysical Oceanography*, 103, 15817 - 15831.
- Joyce, T. M., Jenkins, W. J.**, 1993. Spatial variability of subducting water in the North Atlantic: A pilot study. *Journal Geophysical Research*, 98, 10111 - 10124.

- Joyce, T. M., Luyten, J. R., Kubryakov, A., Barh, F.B. et al., 1998.** Meso- to Large-Scale Structure of subducting Water in the Subtropical Gyre of the Eastern North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 40 - 61.
- Joyce, T. M., Zenk, W., Toole, J. M., 1978.** The anatomy of The Antarctic polar front in the Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, 83, 6093 - 6113.
- Käse, R. H., Price, J. F., Richardson, P.L., Zenk, W., 1986.** A Quasi-synoptic Survey of the Thermocline Circulation and Water Mass Distribution Within the Canary Basin. *Journal of Geophysical Research*, 91, 9739 - 9755.
- Käse, R. H., Siedler, G., 1982.** Meandering of the subtropical front south-east of the Azores. *Nature*, 300, 245 - 246.
- Käse, R. H., Zenk, W., Sanford, T. B., Hiller, W., 1985.** Currents, Fronts and Eddy Fluxes in the Canary Basin. *Progress in Oceanography*, 14, 231 - 257.
- Keeling, R. F., Bacastow, R. B., Bainbridge, A. E., Ekdahl Jr, C. A., Guenther, P. R., Waterman, L. S., Chin, J. F. S., 1976.** Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus*, 28, 538 - 551.
- Keeling, R. F., Shertz, S. R., 1992.** Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle. *Nature*, 358, 723 - 727.
- Keffer, T., 1985.** The ventilation of the World's oceans: Maps of the potential vorticity field. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 509 - 523.
- Kleeman, R., McCreary, J. P., Klinger, B. A., 1999.** A mechanism for generating

ENSO decadal variability. *Geophysics Research Letters*, 26, 1743 - 1746.

Klein, B., Siedler, G., 1995. Isopycnal and Diapycnal Mixing at Cape Verde Frontal Zone. *Journal of Physical Oceanography*, 25, 1771 - 1787.

Klein, B., Tomczak, M., 1994. Identification of diapycnal mixing through optimum multiparameter analysis. 2. Evidence for unidirectional diapycnal mixing in the front between North and South Atlantic Central Water. *Journal of Physical Oceanography*, 99, 25.275 - 25.280.

Kushnir, Y., 1994. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *Journal Climate*, 7, 141 - 157.

Lancaster, P., Salkauskas, K., 1986. *Curve and Surface Fitting (An Introduction)*. Academic Press, San Diego, 151.

Lavín, A., Díaz del Río, G., Cabanas, J. M., Casas, G., 1991. Afloramiento en el noroeste de la península ibérica. Indices de afloramiento para el punto 43°N 11°W. Periodo 1966-1989. Informe Técnico Instituto Español Oceanografía, 91, 40.

Levitus, S., 1982. Climatological atlas of the world ocean. NOAA Professional Paper, 13, 173.

Levitus, S., 1986. Annual Cycle of Salinity and Salt Storage in the World Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 16, 322 - 343.

Levitus, S., 1989. Interpentadal variability of temperature and salinity in the deep North Atlantic, 1970-1974 versus 1955-1959. *Journal of Geophysical Research*, 94, 16125 - 16131.

Levitus, S., Boyer, T. P., 1994. *World Ocean Atlas. NOAA Atlas NESDIS, Rep.* US Govt Printing Office.

- Likens, G. E., Bormann, F. H., Pierce, J. S., Eaton, J. S., Johnson, N. M., 1977.** Biogeochemistry of a forested ecosystem. Springer, New York.
- Linden, P. F., 1973.** On the structure of salt fingers. *Deep-Sea Research*, 20, 325 - 340.
- Llinás González, O., 1988.** Análisis de la Distribución de Nutrientes en la Masa de Agua Central Noratlántica en las Islas Canarias. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna, 252.
- Lukas, R. Lindstrom E., 1991.** The Mixed Layer of the Western Equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 96 (supplement), 3343 - 3357.
- Luyten, J. R., Pedlosky J., Stommel H., 1983.** The Ventilated Thermocline. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 292 - 309.
- Marrero-Díaz, A., Pelegrí, J. L., Rodríguez.Santana, A., Sangrá, P., 2000.** Applicability of T-S algorithms to the Canary Islands region. *Scientia Marina*, 65, 195 - 204.
- Marsh, R., New, A. L., 1996.** Modeling 18 degree water variability. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 1059 - 1080.
- Marshall, J. C., Nurser, J. G., 1992.** Fluid Dynamics of Oceanic Thermocline Ventilation. *Journal of Physical Oceanography*, 22, 583 - 595.
- Marshall, J. C., Nurser, A. J. G., Williams, R. G., 1993.** Inferring the Subduction Rate and Period over the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1315 - 1329.
- Marshall, D., Marshall, J., 1995.** On the Thermodynamics of Subduction. *Journal of Physical Oceanography*, 25, 138 - 151.

- Marshall, J., Jamous, D., Nilsson, J.,** 1999. Reconciling thermodynamic and dynamic methods of computation of water-mass transformation rates. *Deep-Sea Research*, 46, 545 - 572.
- Mascareño, D.,** 1972. Algunas consideraciones oceanográficas de las aguas del Archipiélago Canario. *Boletín Del Instituto Español De Oceanografía*, 158, 58 -79.
- Masuzawa, J.,** 1969. Subtropical Mode Water. *Deep-Sea Research*, 16, 463 - 472.
- McCartney, M. S.,** 1977. Subantarctic Mode Water. In: *A voyage of Discovery, George Deacon 70th Anniversary Volume*. M. Angel (Edt), Pergamon Press, Oxford, 103 - 119.
- McCartney, M. S.,** 1982. The subtropical recirculation of Mode Waters. *Journal of Marine Research*, 40, 427 - 464.
- McCartney, M. S., Talley, L. D.,** 1982. The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1169 - 1188.
- McClain, E. P., Pichel, W. G., Walton, C. G.,** 1985. Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 6, 11587 - 11601.
- McDowell, S., Rhines, P., Keffer, T.,** 1982. North Atlantic Potential Vorticity and Its Relation to the General Circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1417 - 1436.
- Mittelstaedt, E.,** 1974. Some Aspects of the Circulation in the North-West African Upwelling Area off Cap Blanc. *Tethys*, 6, 89 - 92.
- Montgomery, R. B.,** 1938. Circulation in upper layers of southern north atlantic deduced with use of isentropic analysis. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 6, 1 - 55.

- Müller, T. J.**, 1981. Current and temperature measurements in the North East Atlantic during NEADS. *Berichte Inst. Für Meereskunde, Kiel*, 90, 100.
- Nakamura, H. A.**, 1996a. Pycnostad on the bottom of the ventilated portion in the central subtropical North Pacific: Its distribution and formation. *Journal of Oceanography*, 52, 171 - 188.
- New, A. L., Bleck, R.**, 1995. An isopycnic model study of the North Atlantic. Part 2: Interdecadal variability of the subtropical gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 25, 2700 - 2714.
- Paillet, J., Arhan, M.**, 1996. Oceanic Ventilation in the Eastern North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 2036 - 2052.
- Pérez, F. F., Ríos A. F., King, B. A., Pollard, R. T.**, 1995. Decadal changes of the θ -S relationship of the Eastern North Atlantic Central Water. *Deep-Sea Research*, 42, 1849 - 1864.
- Pérez Marrero, J.**, 1998. Aplicación de la Radiometría Infrarroja a las Observaciones Oceanográficas en el Atlántico Centro Oriental. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
- Pickart G.L., Emery W. J.**, 1982. *Descriptive Physical Oceanography*. Pergamon Press, Oxford, 249.
- Pickart, R. S., Spall, M. A., Lazier, J. R. N.**, 1997. Mid-depth ventilation in the western boundary current system of the sub-polar gyre. *Deep-Sea Research*, 44, 1025 - 1054.
- Pingree, R. D.**, 1994. Winter warming in the southern bay of Biscay and Lagrangian eddy kinematics from a deep-drogued Argos Buoy. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 74, 107 - 128.
- Pingree, R. D., Le Cann, B.** 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual

- currents. *Progress in Oceanography*, 23, 303 - 338.
- Pollard, R. T., Pu, S.**, 1985. Structure and Circulation of the Upper Atlantic Ocean Northeast of the Azores. *Progress in Oceanography*, 14, 443 - 462.
- Pollard, R. T., Griffiths, M. J., Cunningham, S. A., Read, J. F., Pérez, F. F., Ríos, A. F.**, 1996. Vivaldi 1991 - A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Progress in Oceanography*, 37, 167 - 192.
- Quay, P. D., Tilbrook, B., Wong, C. S.**, 1992. Oceanic uptake of fossil fuel CO₂: Carbon-13 evidence. *Science*, 256, 74 -79.
- Rios, A. F., Perez, F. F., Fraga, F.**, 1992. Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores. *Deep-Sea Research*, 39, 645 - 658.
- Robbins, P. E., Jenkins, W. J.**, 1998. Observations of temporal changes of tritium-³He age in the eastern North Atlantic thermocline: Evidence for changes in ventilation. *Journal of Marine Research*, 56, 1125 - 1161.
- Robbins, P. E., Price, J. F., Owens, W. B., Jenkins, W. J.**, 2000. The Importance of Lateral Diffusion for the Ventilation of the Lower Thermocline in the Subtropical North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 67 - 89.
- Roemmich, D., Wunsch, C.**, 1984. Apparent changes in the climatic state of the deep North Atlantic Ocean. *Nature*, 307, 447 - 450.
- Roemmich, D., Wunsch, C.**, 1985. Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research*, 32, 619 - 664.
- Rosby, T.**, 1999. On gyre interactions. *Deep-Sea Research II*, 46, 139 - 164.

- Rueda López, M. J.**, 1999. Determinación de Mezclas Finales de Masas de Agua. Método Multiparamétrico Estadístico y Otros. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 195.
- Santana Pérez, M. R.** 1999. Nutrientes y Termoclinas en la Estación Europea de Series Temporales Oceánicas de Canarias. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 200.
- Sarmiento, J. L.**, 1983. A Tritium Box Model of the North Atlantic Thermocline. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1269 - 1274.
- Sarmiento, J. L., Rooth, C. G. H., Roether, W.**, 1982. The North Atlantic Tritium Distribution in 1972. *Journal of Geophysical Research*, 87, 8047 - 8056.
- Sarmiento, J. L., Toggweiler, J. R.**, 1984. New model for the role of the oceans in determining atmospheric pCO₂. *Nature* 308, 621 - 624.
- Saunders, P. M.**, 1982. Circulation in the eastern North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 40, 641 - 657.
- Schmitt, R. W.**, 1979a. The growth rate of super - critical salt fingers. *Deep- Sea Research*, 26A, 23 - 40.
- Schmitt, R. W.**, 1981. Form of the Temperature-Salinity Relationship in the Central Water: Evidence for Double-Diffusive Mixing. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 1015 - 1026.
- Schroeder, E. H., Stommel, H., Menzel, D. W., Sutcliffe Jr, W. H.**, 1959. Climate stability of eighteen degree water at Bermuda. *Journal of Geophysical Research*, 64, 363 - 366.
- Seitz, R. C.**, 1967. Thermostat, the antonym of thermocline. *Journal Marine Research*, 25, 203.

- Shaffer, G.**, 1974. On the North West African coastal upwelling system. P.D Dissertation, Universitat of Kiel.
- Siedler, G., Kuhl, A., Zenk, W.**, 1987. The Madeira Mode Water. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 828 - 857.
- Siedler, G., Onken, R.**, 1996. Eastern Recirculation. In: *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*. Drauss, W. Gebüder Borntraeger (Eds), Berlin, Stuttgart, Chapter 11, 339-364.
- Siedler, G., Stramma L.**, 1983. Applicability of the T / S method to geopotential anomaly computations in the Northeast Atlantic. *Oceanologica Acta*, 6, 167-172.
- Siedler, G., Zenk, W., Emery, W. J.**, 1985. Strong Current Events Related to a Subtropical Front in the Northeast Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 885 - 897.
- Sousa, F.**, 1986. Determinação da temperatura da superfície do mar com satélites. Aplicação ao oceano costeiro de Portugal. (Evaluation of sea surface temperature with satélites. An application to the Portuguese coastal ocean). M. Sc. Thesis, Universidade De Lisboa, 127.
- Spall, M. A.**, 1995. Frontogenesis, subduction, and cross-front exchange at upper ocean fronts. *Journal of Geophysical Oceanography*, 100, 2543-2557.
- Speer, K. G., Isemer H. J., Biastach, A.**, 1995a. Water mass formation from revised COADS data. *Journal of Physical Oceanography*, 25, 2444 - 2457.
- Speer, K., Tziperman, E.**, 1992. Rates of Waters Mass Formation in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 22, 93 - 104.
- Stern, M. E.**, 1960. The "salt fountain" and the thermohaline convection. *Tellus* 12,

747 - 753.

Stern, M. E., 1967. Lateral mixing of water masses. *Deep-Sea Research*, 14, 747 - 753.

Stommel, H., 1979. Determination of water mass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 76, 3051 - 3055.

Stommel, H. M., Csanady, G. T., 1980. A Relation Between the T-S Curve and Global Heat and Atmospheric Water Transports. *Journal of Geophysical Research*, 85, 495 - 501.

Stramma, L., 1984a. Geostrophic transport in the Warm Water Sphere of the eastern subtropical North Atlantic. *Journal of Marine Research (C. Oceans)*, 42, 537 - 558.

Stramma, L., 1984b. Potential vorticity and volume transport in the Eastern North Atlantic from two long CTD sections. *Dtsch. Hydrogr. Z.*, 37, 147 - 155.

Suga, T., Hanawa, K., Toba, Y., 1989. Subtropical Mode Water in the 137 degree E section. *Journal of Physical Oceanography*, 19, 1605 - 1618.

Suga, T., Takei, Y., Hanawa, K., 1989. Thermostat distribution in the North Pacific subtropical gyre: The Subtropical Mode Water and the Central Mode Water. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 140-152.

Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., Fleming, R. H., 1942. *The Oceans: their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1087.

Sy, A., 1988. Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic: the North Atlantic Current, the Azores Current, and the

Mediterranean Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge. *Deep-Sea Research*, 35, 383 - 413.

Talley, L. D., 1988. Potential vorticity distribution in the North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 89 - 106.

Talley, L. D., 1996a. Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. In: *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. G. Wefer, W. H. Berger, G. Siedler and D. J. Webb (Eds), Springer-Verlag, 219 - 238.

Talley, L. D., 1999b. Mode waters in the subpolar North Atlantic in historical data during the WOCE period. *International WOCE Newsletter*. WOCE International Project Office, 37, 3 - 6.

Talley, L. D., McCartney, M. S., 1982. Distribution and Circulation of Labrador Sea Water. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1189 - 1205.

Talley, L. D., Raymer, M. E., 1982. Eighteen Degree Water variability. *Journal of Marine Research*, 40, 265 - 290.

Tans, P. P., Fung, I. Y., Takahashi, T., 1990. Observational constraints on the global atmospheric carbon budget. *Science*, 247, 1431 - 1438.

Thiele, G., Roether, W., Schlosser, P., Kuntz, R., Siedler, G., Stramma, L., 1986. Baroclinic Flow and Transient-Tracer Fields in the Canary-Cape Verde Basin. *Journal of Physical Oceanography*, 16, 814 - 826.

Thomson, C. W., 1877. *The Atlantic, a preliminary account of the general results of the exploring voyage of H. M. W. "Chalenger"*. Macmillan and Company, 2, 291.

Tomczak, Jr. M. A., 1981. Multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Progress in Oceanography*, 10, 147 - 171.

- Tomczak, M., Hughes, P.**, 1980. Three dimensional variability of water masses and currents in the Canary Current upwelling region. "Meteor" Forschungsergebnisse. Reihe A., 21, 1 - 24.
- Toole, J. M., Georgi, D. T.**, 1981. On the dynamics and effects of double-diffusively driven intrusions. Progress in Oceanography, 10, 123 - 145.
- Troup, A. J.**, 1965. The Southern oscillation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 91, 490 - 506.
- Trump, C. L.**, 1983. Effects of ship's roll on the quality of precision CTD data. Deep-Sea Research, 30, 1173 - 1183.
- Unesco**, 1988. The acquisition, calibration and analysis of CTD data. A Report of SCOR Working Group 51. Unesco Technical Papers in Marine Science, 54, 94.
- Walsh, A.**, 1996. Quality control of XBT data. Australian Oceanographic Data Centre, 31.
- Warren, B. A.**, 1972. Insensitivity of subtropical mode water characteristics to meteorological fluctuations. Deep-Sea Research, 19, 1 - 19.
- Wiebe, P. H., Miller, C. B., McGowan, J. A., Knox, R. A.** 1987. Long time series study of oceanic ecosystems. EOS, Transactions of the American Geophysical Union, 68, 1178 - 1190.
- Wiggert, J., Dickey, T., Granata, T.**, 1994. The effect of temporal undersampling on primary production estimates. Journal of Geophysical Research, 99, 3361 - 3371.
- Williams, R. G.**, 1989. The influence of air sea interactions on the ventilated thermocline. Journal of Physical Oceanography, 19, 1255 - 1267.

- Williams, R. G., Spall, M. A., Marshall, J. C.**, 1995. Does Stommel's Mixed Layer "Demon" Work? *Journal of Physical Oceanography*, 25, 3089 - 3102.
- Woods, J. D., Barkmann, W.**, 1986. A lagrangian mixed layer model of Atlantic 18°C water formation. *Nature*, 319, 574 - 576.
- Wooster, W. S., Bakun, A., McLain, D. R.**, 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34, 131 - 141.
- Worthington, L. V.**, 1959. The 18° water in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Research*, 5, 297 - 305.
- Worthington, L. V.**, 1976. On the North Atlantic circulation. *Johns Hopkins Oceanographic Studies*, 6, 110.
- Wright, W. R., Worthington, L. V.**, 1970. The Water Masses of the North Atlantic Ocean: A Volumetric Census of Temperature and Salinity. *Serial Atlas of The Marine Environment*, 19, 1-8.
- Wüst, G.**, 1935. The Stratosphere of the Atlantic Ocean, *Scientific Results of the German Atlantic Ocean. Scientific Results of the German Atlantic Expedition of the Research Vessel "Meteor" 1925-1927* (English translation, W. J. Emery (Edt), Amerind, New Delhi, 1978), 6, 109 - 288.
- Wyrski, K.**, 1964. The thermal structure of the Eastern Pacific Ocean. *Dtsch. Hydrog. Zeit., Suppl. Ser. A.*, 8, 6 - 84.