

TESIS DOCTORAL

**Difusividad Turbulenta Vertical &
Suministro de Nutrientes en la
Cuenca de Canarias**

Mireya del Pilar Arcos Pulido



Abril 2013

**UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS
DE GRAN CANARIA**



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
Departamento de Física

**D. SALVADOR GALVÁN HERRERA SECRETARIO DEL
DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA UNIVERSIDAD DE LAS
PALMAS DE GRAN CANARIA,**

CERTIFICA,

Que el consejo de Doctores del Departamento en su sesión de fecha _____ tomó el acuerdo de dar consentimiento para su tramitación, a la tesis doctoral titulada “Difusividad turbulenta vertical y suministro de nutrientes en la Cuenca de Canarias” presentada por la doctoranda D^a. Mireya del Pilar Arcos Pulido y dirigida por el Doctor Ángel Rodríguez Santana y el Doctor Francisco Machín Jiménez.

Y para que así conste, y a efectos de lo previsto en el Artº 6 del Reglamento para la elaboración, defensa, tribunal y evaluación de tesis doctorales de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, firmo la presente en Las Palmas de Gran Canaria, a de _____ de dos mil trece.



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
Departamento de Física

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

Departamento de Física

Programa de Doctorado en Oceanografía

Título de la Tesis

**Difusividad turbulenta vertical y suministro de nutrientes
en la Cuenca de Canarias.**

Vertical Eddy Diffusivity and nutrient supply in the Canary Basin

Tesis Doctoral presentada por D^a. Mireya Arcos Pulido

Dirigida por el Doctor Ángel Rodríguez Santana

Codirigida por el Doctor Francisco Machín Jiménez

El Director

El Co-Director

La Doctoranda

Las Palmas de Gran Canaria, a ____ de _____ de 20__

...the ocean is completely “turbulent”

(Wunsch, 1981).

A mis padres y hermanas,

Gracias

*...por todo el apoyo, confianza y amor incondicional,
...por enseñarme, aunque a veces se me olvide, a llevar a cabo
cada labor en la vida con pasión, ecuanimidad y cariño,
...por estar siempre a mi lado.*

Agradecimientos

La elaboración íntegra de esta tesis ha sido posible gracias a un sinnúmero de entidades oficiales, personas y momentos a lo largo de poco más de cuatro años que espero no desmerecer por cuestiones de espacio y si así fuera, realmente pido disculpas. Es innegable pensar que esta labor ha llegado a puerto sola.

En primera instancia, agradezco al Programa de Becas MAEC-AECID (Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación-Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo) por la subvención económica y el apoyo recibido por el personal administrativo durante cuatro años. A la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC) y en especial al Departamento de Física. Me reafirmo en que el día, hace muchos años ya, que elegí la ULPGC y el Programa de Oceanografía para realizar el Doctorado tomé la decisión más acertada.

Esta tesis condensa una serie de datos y esfuerzos mancomunados derivados de BIOCAN 98 (IEO, Centro Oceanográfico de Canarias, España) financiado con fondos de la Unión Europea en el marco del Programa CANIGO (MAS3-CT96-0060); del Programa *Rapid Climate Change* (RAPID) financiado por el *Natural Environment Research Council* (NERC); Proyecto Radial Profunda de Canarias (RAPROCAN, IEO) y Proyectos Campaña Oceanográfica PROMECA-2010, CTM2009-06993-E/MAR, y PROMECA, CTM2008-04057. Es importante hacer un reconocimiento a todas las instituciones y personas, a lo largo de toda la cadena de mando, por la ejecución de los Proyectos/Programas mencionados y la consecución de tan valiosa información, en un medio que no deja de ser hostil, para llevar a cabo a *posteriori* un sinnúmero de estudios.

A mis Directores de tesis Ángel Rodríguez Santana y Francisco Machín Jiménez por todo el apoyo, oportunidades, orientación, tiempo y confianza. Por dejarme ser y hacer.

A todas las personas -Alonso Hernández Guerra, Ángel Rodríguez Santana y Eugenio Fraile Nuez e instituciones -ULPGC, IEO- que me han permitido embarcarme en cada una de las Campañas Oceanográficas -ORCA, MOC-Austral, PROMECA, RAPROCAN y GUAYOTA I- durante estos años y que sin lugar a dudas, para mi, representa el auténtico deleite y

privilegio de este ámbito de las Ciencias. No solo por constituirse en una ocasión para avanzar en la formación integral de un Oceanógrafo si no por convertirse en una experiencia de vida invaluable. Reconocimiento especial también a las tripulaciones de los Buques y barcos Oceanográficos -BIO Hespérides, B/O García del Cid, B/O Cornide de Saavedra y B/O *Atlantic Explorer*-. Gente de mar he encontrado mucha nobleza y coraje, sin vuestra colaboración sería imposible. Se volvería un capítulo de cómo hacer oceanografía y no morir en el intento.

Al Centro Oceanográfico de Canarias (IEO, Tenerife) por la “estancia breve” más intensa y productiva, que sin temor a equivocarme, podía haber tenido. Por poner a nuestra disposición todos los recursos necesarios y el ambiente más propicio para continuar con parte del procesamiento y el análisis de los datos de esta tesis.

A mis maestros, compañeros, colegas, amigos y confidentes a lo largo de estos cuatro años en la ULPGC y en la Isla de Gran Canaria. En esta parte, realmente comienzo a dilucidar problemas para expresarme sin escatimar en el espacio y darle el lugar que se merece a cada persona. Son muchas pero muchas las personas y momentos que han impulsado la continuidad de esta tesis. De nuevo maestros, compañeros, colegas, amigos y confidentes de cada uno (digo uno: como ente individual) extraería un capítulo. Así que como espero que comprendáis que la idea es totalmente inviable me voy a enfocar en relatar algunos momentos, caracterizaciones, percepciones y sensaciones que habéis producido en mí a lo largo de esta travesía. Al final, si habrá un reconocimiento especial para todos/as a mí más puro estilo: gráfico.

He tenido la oportunidad de compartir varios relevos generacionales, aproximadamente desde dos bienios anteriores al mío (2008-2010) hasta hoy. En mayor o menor medida, siempre me he encontrado con lo mismo, discrepando con aquello de los fines de semana caribeños, gente comprometida y responsable. Personas que sacrifican momentos familiares y con los amigos para procesar datos, leer *papers*, preparar posters y contribuciones orales en congresos, embarcarse en campañas de hasta dos meses de duración, llevar a cabo ensayos y experimentos que obligan a quedarse a dormir en el laboratorio,

programar y llevarse el ordenador encendido hasta llegar a casa mientras el bucle infinito en MatLab concluye todas sus iteraciones para poder ganar tiempo etc. Si, efectivamente de eso se trata pero de la misma forma tampoco creo que deba ser ignorado.

Agradeciendo igualmente todos los recursos que han sido muchos a los que hemos tenido acceso como becarios y los Jefes de Proyecto: he encontrado también un carácter altruista en todo esto. He sido testigo en innumerables ocasiones como, sin meditarlo por un segundo porque no había recursos suficientes, se ha invertido del propio bolsillo para filtros, análisis de laboratorio, envíos por correo postal, impresiones, material de oficina e informático, billetes de avión/barco, hoteles, dietas, elementos para diseñar y montar verdaderas adaptaciones tipo *McGyver* a bordo de un barco etc. Algunas personas fuera de este gremio pensarían: que poco audaces. Personalmente pienso: que orgullo, creen y se emocionan con lo que hacen.

He compartido estos cuatro años con personas que, con objetivos muchas veces totalmente diferentes, colaboran entre ellas involucrándose con las causas personales y académico-científicas de sus compañeros/as. Programación para el procesamiento de datos, análisis y colecta de muestras *in situ*, transportes, montajes, correcciones de estilo, traducciones y un largo etc de labores que hubieran sido imposibles sin toda esa ayuda y motivación. No exagero cuando mantengo que no podía haber estado mejor rodeada en todo este tiempo. Personas que aun sin apoyo económico, que desafortunadamente es necesario, continúan durante años en la lucha por hacer ciencia. Personas que con tanta determinación, saber hacer, compromiso y las ideas muy claras partirán hacia nuevos horizontes fuera de estas fronteras para alcanzar otras metas sin abandonar la oceanografía. Personas que no se dan por vencidas o pierden la paciencia por mucho que pite la unidad de superficie, se pierda la conexión en tiempo real, se fundan los fusibles, se rompa la cola de cerdo etc. Personas que ya puede estar zozobrando el barco que hacen su aparición más oportuna con una sonrisa de oreja a oreja planteando soluciones a cualquier problema sin perder la compostura. Equipos de trabajo que están perfectamente sincronizados y acoplados como una

auténtica bomba de relojería para funcionar como “grupos elite de la oceanografía”. Personas que son indispensables para mantener un ambiente de cordialidad y entusiasmo durante las Campañas sintiéndose su ausencia cuando no participan en ellas. Personas que han sido verdaderamente un ejemplo de responsabilidad, constancia y serenidad. Almas gemelas que encontré cruzando el Atlántico y que aun continúan a mi lado. Eruditos de las ciencias y de la vida, genios anónimos, ideólogos y filántropos.

No quisiera finalizar este espacio sin incluir algunos de esos momentos y palabras de aliento protagonizadas por esas personas a las que se ha hecho referencia anteriormente. Insisto, es una ínfima parte de lo vivido y no por mencionar algunos les estoy restando importancia a los demás. Advertencia para lectores en general, este acápite puede ser completamente incongruente y excéntrico.

Innumerables momentos Mafalda y Jedi casi que a diario, con carcajadas que han provocado brotar lagrimas a chorros.

Tardes enteras de asumir completamente el rol del Dr Mengele Nazi de la modelización oceánica aderezado con mucha cafeína y nicotina.

Momento: si existe algo que te inquieta, te atormenta o te perturba no esperes, no te quedes atado a tu incertidumbre, a tu dolor, a tu miedo...¡ya sabes que hacer!

Lapso rejilla de calibración microperfiladores ruso y japonés 3:00 a.m a bordo del B/O García del Cid: *¿es la rejilla de calibración verdad? Si. ¿Cómo funciona? Si es la rejilla de calibración. Ya, ¿pero cómo funciona? ¿es para calibrar los microperfiladores verdad? Si. ¿Pero sabes cómo va? ¿El qué? Pues la rejilla de calibración. ¡Ah! Eso que está ahí, si para calibrar. Pero... ¿sabes cómo es la maniobra? Si. ¿Cómo? ¿El qué? Pues lo de la maniobra de la rejilla que está ahí. (~3:10 a.m, a bordo del B/O García del Cid)¡Ah! ¡Eso! y yo que sé!!! ¡Aun no han dicho nada!..*

Inolvidables monólogos de una Doctora en Oceanografía sobre la variabilidad espacio-temporal de la Corriente de Canarias y el calentamiento global. Extraordinarios!!!

Largas caminatas por la avenida marítima de Las Palmas para tertuliar, desconectar y reflexionar.

Momentos proa a estribor B/O Hespérides en la mejor compañía como anfitriona.

Asumiendo por iniciativa propia, siendo previamente depositada la confianza necesaria del verdadero Jefe, el papel de Jefecillas de Campaña en el *Atlantic Explorer*.

Ratos bienio 2008-2010, llenos de alegría, cariño, la mejor compañía, comida, pelis y juegos.

Incalculables e interminables charlas sobre cualquier cosa que demande a *posteriori* iniciar una verdadera búsqueda que respalde quién puede finalmente tener la razón!.

Temporada *This must be the place* con expulsión incluida de la biblioteca infantil del TEA bajo sospecha muy perspicaz de que podíamos superar los 15 años de edad.

Seguiría enumerando recuerdos y momentos especiales a los que realmente agradezco que hayan existido, dándome mucha fuerza para continuar en situaciones realmente difíciles para mí. Simplemente, os invitaría en cualquier circunstancia a todos/as maestros, compañeros, colegas, amigos y confidentes a surcar los océanos del mundo. En vuestra compañía estoy segura de que todo iría bien...Fuerza y Honor!!!



Resumen

En la actualidad, se continúa priorizando sobre la comprensión y modelización de los procesos que intervienen en el intercambio de carbono en el sistema océano-atmósfera. Sin embargo, la difusión vertical (diapícnica) de los nutrientes hacia las capas superficiales, en términos de producción nueva como un efecto de la turbulencia en el océano, continúa desestimándose en los modelos oceánicos globales debido a las dificultades que representa su medición *in situ*, a las diferentes escalas de medición utilizadas y a la parametrización de las condiciones que la fuerzan. Por otro lado, la importancia de regímenes como el Sistema de la Corriente de Canarias en el contexto de la evaluación del ciclo global del carbono reside en entender que factores controlan tan alta productividad y que proporción de carbono orgánico está siendo exportado hacia las aguas abiertas y las más profundas del océano. En esta tesis se evalúa la difusividad turbulenta vertical a escala de estructura fina vinculada al suministro de nutrientes hacia la superficie y su variabilidad espacio-temporal en el margen oriental de la Cuenca de Canarias (22° a 32.5° N-06° a 35°W). Lo anterior, haciendo énfasis en la contribución de los dos mecanismos de naturaleza turbulenta con mayor potencial de mezcla en la región oceánica de las Aguas Centrales del Atlántico Norte: la cizalla vertical y los dedos de sal. Los resultados indican que en el interior de la Cuenca cobran mayor importancia en términos de difusividad turbulenta vertical los dedos de sal y en el margen oriental asociado al sistema de corrientes con la mayor variabilidad, la cizalla vertical. La variabilidad espacial de la difusividad turbulenta vertical para la sal/nutrientes es elevada (1.13 CV, 0.44×10^{-5} a $1.90 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) con un valor promedio final de $5.90 (\pm 5.36) \times 10^{-5}$ (IC 95%) $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$. La fluctuación interanual en el Pasaje de Lanzarote (2006-2009) oscila entre el 20 al 31% revelando que en la medida en que la estabilidad de la columna de agua fluctúa debido a la influencia del sistema de corrientes y a los gradientes verticales de temperatura y salinidad (contribución de la cizalla vertical y de los dedos de sal, respectivamente) también lo hace la difusividad vertical para la sal/nutrientes. Las estimaciones promedio finales sobre los flujos difusivos turbulentos verticales exhibieron una marcada zonificación para los

nitratos (0.98 CV), fosfatos (2.68 CV) y silicatos (2.14 CV) en el margen oriental de la Cuenca de Canarias; siendo estas de $0.39 (\pm 0.31)$, $7.23 (\pm 15) \times 10^{-3}$ y $5.71 (\pm 9.80) \times 10^{-3}$ ($\text{mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$). Los fosfatos, muestran un déficit hacia las aguas superficiales. Sin embargo, no puede establecerse aún que este nutriente está siendo limitante para la sostenibilidad de la producción primaria en el área de estudio. Por último, sin ser determinante la difusividad turbulenta vertical de los nitratos en términos de producción nueva muestra una importancia relativa superior a la fijación de nitrógeno (N_2) en el margen oriental de la Cuenca de Canarias. La principal contribución de esta tesis reside en la disertación sobre el comportamiento espacio-temporal de la difusión turbulenta vertical a escala de estructura fina y su impacto en la evaluación del suministro de nutrientes en términos de producción nueva en el margen oriental de la Cuenca de Canarias. Esta tesis compila y amplía el inventario de estimaciones realizadas hasta el momento sobre la difusividad turbulenta vertical y los flujos difusivos verticales de nutrientes en la Cuenca. Además, se examina la pertinencia y la optimización de algunas de las parametrizaciones empíricas preestablecidas para el cálculo del coeficiente de difusión vertical de las sales/nutrientes a escala de estructura fina. La incertidumbre que aún existe entre las estimas reportadas sobre la difusividad turbulenta vertical de los nutrientes en el Atlántico Nordeste subtropical procede en parte de la variabilidad espacio-temporal, la diversidad de métodos, escalas de medición, contribución de los mecanismos de mezcla involucrados y esquemas de parametrización utilizados. El reto persiste en la estandarización y normalización de los anteriores elementos.

Presentación & esquema

Esta tesis, titulada Difusividad turbulenta vertical y suministro de nutrientes en la Cuenca de Canarias compila básicamente cuatro contribuciones originales enmarcadas en diferentes programas de investigación científica de índole nacional y europea. Este trabajo se ha realizado bajo la supervisión de los Doctores Ángel Rodríguez Santana y Francisco Machín Jiménez.

La tesis está organizada manteniendo la estructura de cualquier texto académico. Los cuatro capítulos sobre las contribuciones originales siguen la estructura convencional bajo los estándares establecidos de un artículo científico. El prefacio contiene el capítulo 1 donde se presenta una breve contextualización teórica del estudio y el planteamiento de la investigación (Hipótesis y Objetivos).

Los resultados incluyen los capítulos sobre las contribuciones originales como sigue. El capítulo 2 Procesos de mezcla y flujos difusivos verticales de nutrientes en un campo de remolinos al oeste de La Palma (Islas Canarias) deriva del proyecto BIOCAN 98 del Centro Oceanográfico de Canarias (IEO, España) financiado con fondos de la Unión Europea en el marco del Programa CANIGO (MAS3-CT96-0060). Este manuscrito ha sido sometido y se encuentra en revisión por *Scientia Marina*: SM 3842. El capítulo 3 Importancia relativa de la difusión turbulenta vertical en el suministro de nutrientes al sur de las Islas Canarias involucra datos del programa *Rapid Climate Change* (RAPID) financiado por el *Natural Environment Research Council* (NERC). Los datos fueron proporcionados por el *British Oceanographic Data Centre* (BODC). Este manuscrito ha sido sometido y se encuentra en revisión por *Ocean Dynamics*: ODYN-D-13-00007. El capítulo 4 Comportamiento interanual de la difusión turbulenta vertical y distribución de nutrientes en el Pasaje de Lanzarote (Margen Oriental del Giro Subtropical del Atlántico Norte) se enmarca en el Proyecto Radial Profunda de Canarias (RAPROCAN) del Instituto Español de Oceanografía (IEO, Centro Oceanográfico de Canarias). Este manuscrito ha sido sometido y se encuentra en revisión por el *Journal of Marine Systems*: MARSYS-D-13-00002. El capítulo 5 Flujos difusivos verticales de nutrientes al norte de la Región de afloramiento de Cabo Ghir ha sido

financiado por los proyectos Campaña Oceanográfica PROMECA-2010, CTM2009-06993-E/MAR, y PROMECA, CTM2008-04057. Este manuscrito ha sido sometido y se encuentra en revisión por *Deep-Sea Research Part I: DSR1-D-13-00031*. El epílogo comprende la síntesis de esta tesis en el capítulo 6. Este capítulo contiene la discusión general, conclusiones y líneas futuras de investigación. Las referencias bibliográficas citadas se compilan al final del documento.

Índice General

Agradecimientos	v
Resumen	x
Presentación & esquema	xii
Lista de Figuras	xvi
Lista de Tablas	xxiii
Acrónimos	xxv
Simbolos, variables, parámetros y unidades	xxviii

PARTE I: PREFACIO

Capítulo 1: Marco teórico & Planteamiento de la investigación

1. 1 Introducción General	1
1.1.1 Descripción general	2
1.1.2 Aguas centrales	3
1.1.3 Aguas Centrales del Atlántico Norte: NACW	4
1.1.4 Circulación	5
1.1.5 CCS: CC, surgencia costera, filamentos y remolinos	5
1.1.6 Entorno oceanográfico en el Archipiélago	7
1.1.7 PP & Estructura vertical en aguas subtropicales	8
1.1.8 PP & Procesos físicos: turbulencia	9
1.1.9 Flujos y difusión turbulenta (diapicna)	12
1.1.10 Difusividad turbulenta vertical: cizalla y dedos de sal	13
1.2 Hipótesis y objetivos	18
1.2.1 Hipótesis	18
1.2.2 Objetivos	19

PARTE II: RESULTADOS

Capítulo 2

Procesos de mezcla y flujos difusivos verticales de nutrientes en un campo de remolinos al oeste de La Palma (Islas Canarias)	21
---	-----------

Capítulo 3

Importancia relativa de la difusión turbulenta vertical en el suministro de nutrientes al sur de las Islas Canarias	51
---	-----------

Capítulo 4	
Comportamiento interanual de la difusión turbulenta vertical y distribución de nutrientes en el Pasaje de Lanzarote (Margen oriental del giro subtropical del Atlántico Norte)	73
Capítulo 5	
Flujos difusivos verticales de nutrientes al norte de la Región de afloramiento de Cabo Ghir	103
PARTE III: EPILOGO	
Capítulo 6: Síntesis	129
6.1 Discusión General	129
6.2 Conclusiones	142
6.3 Futuras líneas futuras y recomendaciones	144
Referencias	147
Anexo A	163

Lista de Figuras

Figura	No.	Pág.
1.1 Entorno oceanográfico del área de estudio. Archipiélago Canario, de este a oeste: Lanzarote -La-; Fuerteventura -Fu-; Gran Canaria -GC-; Tenerife -Te-; La Gomera -LG-; La Palma -LP- y El Hierro -EH-. Datos topográficos y batimétricos de GEBCO (Hunter & Macnab, 2003).	3	
1.2 Perfiles verticales para el Noreste Atlántico Subtropical (32.5-22°N /35°W - costa africana) (suavizado con promedio móvil de 237 estaciones de datos climatológicos (WOA 09 anual).	9	
1.3 Mapa de la Producción Primaria Anual Global generado por la parametrización estándar de VGPM según Behrenfeld & Falkowski (1997) (<i>Seawifs</i> http://marine.rutgers.edu/opp/swf/Production/results/all2_swf.html). En la figura se señalan los cinco mayores giros oceánicos, resaltando el Giro Subtropical del Atlántico Norte (NASG, por sus siglas en inglés).	10	
1.4 Ciclo del nitrógeno (N) en el océano adaptado de Sarmiento & Gruber, (2006).	11	
1.5 Esquema del flujo de un constituyente o propiedad (C) en tres dimensiones.	13	
1.6 Escalas espacio-temporales superpuestas de los principales procesos terrestres y oceánicos. Adaptado y modificado de Lampitt et al., (2009). Se señala en el recuadro negro la mezcla turbulenta vertical.	15	
1.7 Esquema de los procesos de mezcla: turbulencia mecánica por cizalla vertical y debida a los dedos de sal. Ambos mecanismos por convección aceleran la difusión de nuevos nutrientes (NP) desde aguas más profundas donde las concentraciones son más elevadas y donde el gradiente se desplaza desde las zonas de mayor a las de menor concentración. Respecto a los dedos de sal y en términos de difusividad turbulenta, las difusividades de sal y calor son positivas es decir el flujo se dirige hacia abajo. Sin embargo la difusividad de la densidad es negativa ocurriendo un flujo respecto al gradiente hacia arriba al que se encuentran asociados los nutrientes. Adaptado y modificado de Moum &		

Smyth, (2001), Turner, (1973) en http://www.phys.ocean.dal.ca/programs/doubdiff/demos/Sal_tfin_gers.html .	16
1.8 Esquema de volumen controlado de nitrato limitado verticalmente por la superficie y picnoclina por debajo de la zona eufótica. Asociado al proceso difusivo (no-advectivo) también ocurre un transporte advectivo (<i>e</i>) que también introduce nitratos al sistema y se incluye en la ecuación de conservación del nitrato bajo un volumen controlado. Esquema adaptado de MacDougall & Ruddick (1992).	17
2.1 Localización de las estaciones hidrográficas al oeste de la Isla de La Palma durante BIOCAN 98. La sección evaluada cruzando los remolinos se muestra en gris.	26
2.2 (a) Topografía de la picnoclina estacional ($\sigma_\theta=26.4$), el campo de remolinos es identificado por C (ciclónico) y A (anticiclónico). (b) Distribución de la temperatura a 100 m de profundidad. (c) Distribución de la salinidad a 100 m de profundidad. La figura muestra algunas estaciones de referencia: est.3 (circulo), est.21 (triangulo), est. 48 (rectángulo) y est. 59 (triangulo invertido).	29
2.3 Sección vertical cruzando los remolinos: (a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), (b) anomalías de temperatura, (c) salinidad y (d) anomalías de salinidad.	31
2.4 Gráfica de la MLD (<i>Mixed Layer Depth</i>) calculada del método de Kara et al. (2000) para todas las estaciones hidrográficas durante BIOCAN 98.	32
2.5 Diagrama θ -S de todas las estaciones muestreadas. Las estaciones 21(ciclónico) y 59 (anticiclónico) se muestran en gris.	32
2.6 Mapa sobre el campo de velocidades de las corrientes subsuperficiales derivadas de los datos de ADCP (m s^{-1}) a 100 m de profundidad	33
2.7 Perfiles de fluorescencia (<i>relative units-r.u.</i>) para todas las estaciones bajo estudio. Se resaltan algunos de los perfiles de las estaciones hidrográficas de referencia: est. 3 (azul), est.21 (rojo), est. 48 (verde), est. 59 (negro).	35
2.8 Sección cruzando los remolinos: (a) Nitrato (N+N) ($\mu\text{mol/L}$); (b) gradiente de nitrato (N+N) ($\mu\text{mol/L}$), los valores negativos representan gradientes favorables al flujo vertical (hacia aguas superficiales), alrededor de cero no hay suministro y los valores positivos indican gradientes negativos (hacia abajo). En la gráfica se señalan la máxima	

MLD y el DFM.	36
2.9 Perfiles del ángulo de Turner (T_u) de todas las 70 estaciones hidrográficas. Se resaltan algunos de los perfiles de las estaciones de referencia: est. 3 (azul), est.21 (rojo), est. 48 (verde), est. 59 (negro).	39
2.10 (a) Frecuencia de flotabilidad al cuadrado (N^2), (b) cizalla vertical al cuadrado (S^2) y número de gradiente de Richardson ($\text{Log}_{10}(Ri)$) de todas las estaciones hidrográficas. Se muestra el valor crítico de Ri ($R_c=1/4$).Se resaltan los perfiles de las estaciones de referencia: est. 3 (azul), est.21 (rojo), est. 48 (verde), est. 59 (negro).	40
2.11 Sección del log_{10} (difusividades verticales) atravesando el campo de remolinos: (a) difusividad inducida por la cizalla vertical (K_{st}), (b) difusividad debida a los dedos de sal (K_{sf}) y (d) difusividad vertical final para la sal (K_z).	43
12 Perfiles promedio de la difusividad vertical (log_{10}): difusividad inducida por la cizalla (K_{st} , rojo); difusividad inducida por los dedos de sal (K_{sf} , azul) y difusividad final para la sal (K_z , negro). Las barras de error representan el intervalo de confianza al 95% calculado de la varianza entre todas las estaciones durante BIOCAN 98.	44
2.13 Sección vertical cruzando los remolinos sobre los flujos difusivos verticales de nutrientes ($\text{mmolm}^{-2}\text{d}^{-1}$): (a) nitratos (N+N), (b) fosfatos y (c) silicatos. Los valores negativos representan flujos hacia abajo / perdida de nutrientes.	47
3.1 Localización de la sección de datos de ADCP y de las estaciones de datos climatológicos (WOA09).	54
3.2 Perfiles de datos climatológicos (WOA09) de las 14 estaciones: a) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$); b) Salinidad; c) Sigma-0 (Kg/m^3); d) Nitratos ($\mu\text{mol/l}$); e) Fosfatos ($\mu\text{mol/l}$); f) Silicatos ($\mu\text{mol/l}$).	56
3.3 Gráfica de la <i>Mixed Layer Depth</i> (MLD), para los 14 perfiles de los datos climatológicos, calculada según el método de Kara et al. (2000).	57
3.4 Mapa de los campos de Topografía Dinámica Absoluta (ADT) del satellite Jason-1 de AVISO (contornos coloreados) combinados con la sección de velocidad absoluta (flechas, datos ADCP). Se muestran estructuras ciclónicas (C, contorno azul) y anticiclónicas (A, contorno rojo).	58

3.5 Sección (34.3-14.1 ⁰ W) de Energía Cinética Turbulenta (EKE) ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) calculada del promedio zonal de los datos de ADCP. La línea discontinua vertical marca el gradiente latitudinal.	59
3.6 Secciones de los parámetros de estabilidad de la columna de agua de todas las estaciones (1-14): a) Frecuencia de flotabilidad al cuadrado (N^2) (s^{-2}), b) cizalla vertical al cuadrado (S^2) (s^{-2}) y numero de gradiente de Richardson (Log_{10} (Ri)). La línea horizontal discontinua muestra el máximo de la MLD. La línea discontinua vertical marca el gradiente latitudinal.	60
3.7 Arriba: sección sobre los valores de los ángulos de Tu para las 14 estaciones. En la parte inferior, se muestra la escala respecto al régimen de doble difusión que representa la magnitud del ángulo de Tu. La línea horizontal discontinua muestra el máximo de la MLD. La línea discontinua vertical marca el gradiente latitudinal. Abajo: sección de resolución vertical y horizontal ampliada	63
3.8 Perfiles promedio de la difusividad turbulenta vertical (negro, K_z), (rojo, K_{st}), (azul, K_{sf}) para todas las estaciones: a) Ests. 1-11; b) Ests. 13-14.	64
3.9 Sección sobre la difusividad turbulenta vertical para la sal (Log_{10} (K_z)) de todas las estaciones.	65
3.10 Secciones de las concentraciones de los gradientes verticales de nutrientes (mmol/m^4) y de los flujos difusivos ($\text{mmol}/\text{m}^2\text{d}$) de todas las estaciones durante la estación invernal: a y b) Nitratos; c y d) Fosfatos; e y f) Silicatos. Los valores negativos de los gradientes representan las concentraciones a favor del flujo difusivo turbulento vertical hacia las aguas superficiales. Los valores negativos sobre los flujos indican la dirección a favor del gradiente (hacia abajo).	68
4.1 Localización de las estaciones hidrográficas durante las Campañas RAPROCAN (2006-2009) en el Pasaje de Lanzarote. Islas de Lanzarote: La y Fuerteventura: Fu.	77
4.2 Diagramas θ -S de todas las estaciones hidrográficas en el Pasaje de Lanzarote durante las Campañas RAPROCAN (2006-2009). Se muestra la NACW entre las superficies de densidad de 26 a 27.3 (σ_θ).	82
4.3 Gráfica de MLD para las 5 estaciones hidrográficas (2006-2009) en el	

Pasaje de Lanzarote. Se muestran los diferentes métodos de cálculo: máxima frecuencia de Brunt-Väisälä al cuadrado a 10 m (B-Vfq10 max.) y a 1 m (B-Vfq1 máx.), máximo gradiente de temperatura a 10 m (T10gradient) e ILD (Kara et al., 2000).	83
4.4 Perfiles de la frecuencia de Brunt-Väisälä al cuadrado (N^2) (s^{-2}) x 10^{-4} : línea solida azul, número de gradiente de Richardson (Log10 (Ri)): línea punteada roja y ángulo de Turner (Tu, DEG): línea discontinua negra de cada una de las estaciones hidrográficas en el Pasaje de Lanzarote durante cada una de las de observaciones a escala temporal (2006-2009).	84
4.4 (Continuación).	85
4.5 Perfiles de Energía Cinética Turbulenta (EKE) (cm^2/s^2) de las 5 estaciones hidrográficas calculados sobre la fluctuación temporal (2006-2009). La zona sombreada muestra el rango de la capa de referencia para todos los perfiles.	88
4.6 Gráficos de barras mostrando la contribución de cada proceso difusivo vertical (turbulencia y dedos de sal) para cada una de las estaciones hidrográficas durante 2006-2009.	92
4.7 Variabilidad temporal (2006-2008) de la difusividad vertical para la sal (K_s) en el Pasaje de Lanzarote (Est. 1-5). La línea solida negra muestra el promedio durante los cuatros años para cada estación hidrográfica y la zona sombreada indica la desviación estándar de la media de cada uno de los años.	97
4.8 Secciones verticales de las estaciones hidrográficas (Est.1-4) durante el 2009 al interior del Pasaje de Lanzarote: nutrientes a) N+N, d) fosfatos, e) silicatos); gradientes b) N+N, e) fosfatos, h) silicatos); flujos difusivos verticales c) N+N, f) fosfatos, i) silicatos). Los gradientes negativos indican concentraciones favorables al flujo vertical. Las magnitudes positivas sobre los flujos son en dirección hacia arriba. El círculo negro señala en cada perfil la nutriclina y la capa de referencia. AC: <i>African Coast</i> , CI: <i>Canary Islands</i> .	99
5.1 Localización y tipo de instrumentación utilizada en las estaciones hidrográficas durante la Campaña Oceanográfica PROMECA 2010. En la esquina inferior derecha se integra el diagrama θ -S de las 14 estaciones, en gris se resalta la masa de agua objeto de estudio (NACW~600 m de	

profundidad).	107
5.2 Perfiles promedio de todas las estaciones hidrográficas de izquierda a derecha sobre las observaciones de disipación (ϵ , m^2s^{-3}), varianza térmica (χ , $^{\circ}C^2 s^{-1}$), razón de estabilidad (R_p) y Log_{10} del numero de gradiente de Richardson (Ri).	113
5.3 Gráfico de dispersión de todas las medidas obtenidas desde la capa de referencia hasta los 600 m de profundidad de la eficiencia de mezcla observada Γ_{obs} versus la tasa del flujo de flotabilidad (Y). Se distingue el área en términos de Γ_{obs} que corresponde a cada proceso de mezcla (turbulencia: gris, dedos de sal: no sombreada).	114
5.4 Perfiles promedio para las 10 estaciones hidrográficas (Ests.24, 34-50), de la difusividad turbulenta vertical para la sal (K_s , m^2s^{-1}) obtenida a partir de las medidas de microestructura (x) y estructura fina (+).	116
5.5 Gráfica de barras mostrando la contribución promedio de los procesos de mezcla en la columna de agua (dedos de sal: gris claro, turbulencia: gris oscuro). La línea continua negra muestra la desviación estándar (DS) hacia cada estrato de profundidad a escala de fina estructura (10 m).	117
5.6 Sección vertical del Log_{10} de la difusividad turbulenta para la sal (K_s , $m^2 s^{-1}$) de todas las estaciones hidrográficas a escala de fina estructura. El zoom pretende resaltar la inherente intermitencia de K_s .	118
5.7 Imágenes de satélite MODIS de la región del filamento de Cabo Ghir durante el periodo en el que fueron realizadas las observaciones. Arriba: Clorofila (Chl) durante el 28 de Octubre. Abajo: temperatura superficial del mar (SST) durante el 15 de octubre. Se muestra la localización de las estaciones hidrográficas durante la Campaña PROMECA.	120
5.8 Mapas de isosuperficies de N+N ($mmolm^{-3}$) a las diferentes profundidades en las que se identifica el límite de las aguas procedentes del océano abierto (<i>offshore</i>) y del afloramiento costero (<i>onshore</i>): a) 80 m; b) 100 m; c) 200 m y d) 300 m. En la figura 8a se señalan como referencia algunas de las estaciones hidrográficas. Las flechas negras indican lo puntos aproximados donde se identifican los diferentes tipos de aguas y su origen.	121
5.9 Secciones verticales de los diferentes nutrientes en cada una de las estaciones hidrográficas. De arriba hacia abajo: N+N ($mmolm^{-3}$), fosfatos	

(mmolm^{-3}) y silicatos (mmolm^{-3}). En la sección vertical para los nitratos (arriba) se indican con flechas las estaciones hidrográficas que caracterizan la zona *onshore*, las restantes corresponden a las aguas *offshore*.

122

6.1 Mapa de zonificación de la difusividad turbulenta vertical promedio (Log_{10}) para la sal (nutrientes) a escala de estructura fina aplicando la combinación de los esquemas de parametrización para la cizalla vertical y los dedos de sal sin ponderación como la suma de PP81 y ZSH98, respectivamente. El recuadro en la esquina izquierda muestra el promedio de K_z (K_s , m^2s^{-1}) por zona hacia la capa de referencia en la columna de agua (\pm IC 95%): 1) (*offshore*) y 2) (*onshore*) / RRS Discovery Cruise 277/278 -Cap.3-; 3) / BIOCAN98 -Cap.2-; 4) / RAPROCAN (2006-2009) -Cap.4-; 5) (*offshore*) y 6) (*onshore*) / PROMECA2010-Cap.5.

130

6.2 Mapa de la localización geográfica del experimento NATRE (recuadro negro, Ledwell et al., 1993, 1998) y de las estaciones de cada una de las zonas evaluadas en este estudio (gris, 1-69).

131

6.3 Mapas de la difusividad turbulenta vertical promedio (Log_{10}) para la sal (nutrientes) a escala de estructura fina aplicando la combinación de los esquemas de parametrización para la cizalla vertical y los dedos de sal sin ponderación como la suma de PP81 y ZSH98, respectivamente en el Pasaje de Lanzarote (Cap.4). El recuadro muestra el promedio de K_z (K_s , m^2s^{-1}) en el Pasaje de Lanzarote durante cada año (\pm IC 95%): a) 2006, b) 2007, c) 2008 y d) 2009.

135

6.4 Mapa de zonificación del flujo turbulento vertical promedio de nutrientes (a. N+N, b. fosfatos y c. silicatos) a escala de estructura fina aplicando la combinación de los esquemas de parametrización para la difusión turbulenta vertical para la sal sin ponderación como la suma de PP81 (cizalla vertical) y ZSH98 (dedos de sal). El recuadro en la esquina izquierda muestra el promedio de F_z (F_s , $\text{mmol m}^2\text{d}^{-1}$) por zona hacia la capa de referencia en la columna de agua \pm IC 95%: 1) (*offshore*) y 2) (*onshore*) / RRS Discovery Cruise 277/278 -Cap.3-; 3) / BIOCAN98 -Cap.2-; 4) / RAPROCAN (2006-2009) -Cap.4-; 5) (*offshore*) y 6) (*onshore*) / PROMECA2010-Cap.5. Los valores negativos indican flujos a favor del gradiente (hacia abajo).

139

Lista de Tablas

Tabla	No. Pág.
1.1 Características físico-químicas de las Aguas Centrales del Atlántico Norte (Poole & Tomczack, 1999).	5
2.1. Resumen estadístico sobre la distribución espacial de los nutrientes en todas las estaciones hacia la capa de referencia (26.4 σ_θ).	34
2.2 Resumen estadístico de los parámetros de estabilidad de todas las estaciones bajo estudio entre las superficies isopicnas ($\sigma_\theta = 26.4-27$)	38
2.3 Resumen estadístico de la difusividad y flujos verticales de nutrientes de las 70 estaciones hidrográficas durante BIOCAN 98.	41
2.4 Estimaciones sobre el flujo difusivo vertical de nitratos en el Atlántico Nordeste subtropical	46
3.1 Resumen estadístico de los parámetros de estabilidad hacia los 150 m de profundidad para los 14 perfiles de datos climatológicos.	60
3.2 Resumen estadístico de la difusividad ($m^2 s^{-1}$) en todas las estaciones a 150 m de profundidad	66
3.3 Resumen estadístico de la distribución espacial de los gradientes de nutrientes (Δ) y flujos difusivos de todas las estaciones a 150 m de profundidad.	69
4.1 Resumen estadístico y test de hipótesis para los parámetros de estabilidad en el Pasaje de Lanzarote del 2006 a 2009.	88
4.2. Promedio de la difusividad turbulenta vertical ($\pm IC 95\%$) para la sal derivada de las diferentes parametrizaciones en el Pasaje de Lanzarote (2006-2009). La combinación de parametrizaciones sombreada (C) muestra la parametrización utilizada en este estudio para el cálculo final de la difusividad.	94
5.1 Valores promedio sobre la difusividad turbulenta vertical total para la sal (K_s), los gradientes de los nutrientes (Δ) y de los flujos diapícnos (F_z) hacia las diferentes capas de profundidad de las 14 estaciones hidrográficas durante PROMECA 2010. Se muestran las estimas obtenidas discriminando entre las estaciones afectadas por el	

afloramiento (<i>onshore</i>) y las del océano abierto (<i>offshore</i>) hacia la capa de referencia. Los valores negativos sobre los gradientes indican concentraciones favorables a los flujos diapícnos hacia la superficie.	125
6.1 Zonificación del área de estudio respecto a la magnitud relativa espacial del flujo de nutrientes y difusividad turbulenta vertical.	140
A.A Factores para la normalización de los esquemas de parametrización utilizados en este estudio. Las dos primeras columnas muestran el cómputo de K_s (m^2s^{-1}) con los diferentes esquemas utilizando respectivamente $Ri=100$ o $R_\rho=1.5$	163

Acrónimos

AAIW	<i>Antarctic Intermediate Water</i>
AABW	<i>Antarctic Bottom Water</i>
ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
ADT	<i>Absolute Dynamic Topography</i>
AMOC	<i>Atlantic Meridional Overturning Circulation</i>
AzC	<i>Azores Current</i>
BIOCAN98	<i>Biological data of the Canary Islands waters 1998</i>
BIO	<i>Buque de Investigación Oceanográfica</i>
BODC	<i>British Oceanographic Data Center</i>
CANIGO	<i>Canary, Azores & Gibraltar Observations</i>
CanUC	<i>Canary Upwelling Current</i>
CC	<i>Canary Current</i>
CCS	<i>Canary Current System</i>
CEC	<i>Canary Eddy Corridor</i>
Chl	<i>Chlorophyll</i>
CODAS	<i>Common Ocean Data Access System</i>
CTD	<i>Conductivity Temperature Depth</i>
CUS	<i>Canary Upwelling System</i>
C-SALT	<i>Caribbean-Sheets and Layers Transect</i>
CV	<i>Coeficiente de Variación</i>
DAS	<i>Data Acquisition System</i>
DCM	<i>Deep Chlorophyll Maximum</i>
DFM	<i>Deep Fluorescence Maximum</i>
D277	<i>Discovery 277</i>
D278	<i>Discovery 278</i>
EBC	<i>Eastern Boundary Current</i>
EBUS	<i>Eastern Boundary Upwelling Systems</i>
EH	<i>El Hierro (Isla)</i>
ENACW_P	<i>Polar Eastern North Atlantic Central Waters</i>
ENACW_t	<i>Tropical Eastern North Atlantic Central Waters</i>
EKE	<i>Eddy Kinetic Energy</i>
Fu	<i>Fuerteventura (Isla)</i>

GC	Gran Canaria (Isla)
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GS	<i>Gulf Stream</i>
IC	Intervalo de Confianza
IEO	Instituto Español de Oceanografía
ILD	<i>Isothermal Layer Depth</i>
KPP	<i>K-Profile Parameterization</i>
La	Lanzarote (Isla)
LADCP	<i>Lowered Acoustic Doppler Current Profiler</i>
LG	La Gomera (Isla)
LP	La Palma (Isla)
MLD	<i>Mixed Layer Depth</i>
MW	<i>Mediterranean Water</i>
NACW	<i>North Atlantic Central Water</i>
NADW	<i>North Atlantic Deep Water</i>
NASG	<i>North Atlantic Subtropical Gyre</i>
NATRE	<i>North Atlantic Tracer Release Experiment</i>
NERC	<i>Natural Environment Research Council</i>
NP	<i>New Production</i>
NPSG	<i>North Pacific Subtropical Gyre</i>
OS	<i>Ocean Surveyor</i>
OGCM's	<i>Oceanic General Circulation Models</i>
PCHIP	<i>Piecewise Cubic Hermite Interpolating Polynomial</i>
PP	<i>Primary Productivity</i>
PP81	Pacanowski & Philander 1981
PROMECA	Procesos de Mezcla en la Cuenca de Canarias
RAPID	<i>Rapid Climate Change</i>
RAPROCAN	Radial Profunda de Canarias
RP	<i>Regenerated Production</i>
RRS	<i>Royal Research Ship</i>
SADCP	<i>Ship-mounted Acoustic Doppler Current Profiler</i>
SCB	<i>Santa Cruz Basin</i>
SF₆	<i>Hexafluoruro de azufre</i>

SMB	<i>Santa Monica Basin</i>
SPB	<i>San Pedro Basin</i>
S81	Schmitt 1981
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
St.LS99	St. Laurent & Schmitt 1999
Sv	<i>Severdrup</i>
Te	Tenerife (Isla)
TKE	<i>Turbulence Kinetic Energy</i>
TREs	<i>Tracer Realease Experiment</i>
TurboMAP	<i>Turbulence Ocean Microstructure Acquisition Profiler</i>
TW	<i>Trade Winds</i>
ULPGC	<i>Universidad de Las Palmas de Gran Canaria</i>
WNACW	<i>Western North Atlantic Central Waters</i>
WOA09	<i>World Ocean Atlas 2009</i>
YuS07	Yu & Schopf 1997
ZSH98	Zhang Schmitt & Huang 1998

Símbolos, variables, parámetros y unidades

A	Anticiclónico (relativo a los remolinos oceánicos)	
α (alfa)	Coefficiente de expansión térmica	$\text{Kg}/\text{m}^3/^\circ\text{C}$
α (PP81)	Parámetro ajustable (estrés del viento)	5
C	Ciclónico (relativo a los remolinos oceánicos)	
β (beta)	Coefficiente de contracción halina	$\text{Kg}/\text{m}^3/\text{ups}$
C	Materia o constituyente	variable
$^\circ\text{C}$	Grados centígrados	grados (0)
Cap.	Capítulo	
CV	Coefficiente de variación	%
Δ (delta)	Gradiente	variable
DS	Desviación estándar	variable
ϵ (épsilon)	Tasa de la disipación de la energía cinética turbulenta	m^2/s^3 ;w/kg
F_s	Flujo turbulento vertical para la sal (nutrientes), en este estudio equivalente a FZ	$\text{mmol}/\text{m}^2\text{d}$
ϵ_f	Tasa de la disipación de la energía cinética turbulenta producida por los dedos de sal	m^2/s^3 ;w/kg
ϵ_{obs}	Tasa de la disipación de la energía cinética turbulenta observada	m^2/s^3 ;w/kg
F_z	Flujo turbulento vertical (o diapicno), en este estudio equivalente a F_s	$\text{mmol}/\text{m}^2\text{d}$
g	Aceleración gravitacional	$9,8 \text{ m}/\text{s}^2$
Γ (gamma)	Eficiencia de mezcla	adimensional
Γ_{obs}	Eficiencia de mezcla observada (o tasa de disipación obs)	adimensional
Γ_f	Eficiencia de mezcla producida por los dedos de sal (o tasa de disipación)	adimensional
Γ_t	Eficiencia de mezcla producida por la turbulencia mecánica (o tasa de disipación)	adimensional
IC	Intervalo de confianza (95%)	variable
Υ (ípsilon)	Tasa del flujo de flotabilidad (0.4-0.7, en este estudio)	adimensional

χ (ji)	Tasa de disipación, en este estudio sobre la varianza térmica	$^{\circ}\text{C}^2/\text{s}$
κ	Difusividad molecular	m^2/s
k_b (PP81)	Difusividad turbulenta (cte.)	$10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
K_H	Coficiente de difusividad turbulenta horizontal	m^2/s
K_ρ	Coficiente de difusividad turbulenta de masa o densidad	m^2/s
K_s	Coficiente de difusividad turbulenta para la sal (nutrientes), en este estudio equivalente a K_z	m^2/s
K_{st}	Coficiente de difusividad turbulenta para la sal (nutrientes) producida por la turbulencia mecánica	m^2/s
K_{sf}	Coficiente de difusividad turbulenta para la sal (nutrientes) producida por los dedos de sal	m^2/s
K_T	Coficiente de difusividad turbulenta de calor	m^2/s
K_z	Coficiente de difusividad turbulenta vertical (o diapicna), en este estudio equivalente a K_s	m^2/s
k^* (S81)	Difusividad diapicna máxima debida a los dedos de sal (cte.)	$10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
k^* (ZSH98)	Difusividad diapicna máxima debida a los dedos de sal (cte.)	$10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$
k^∞ (S81)	Difusividad diapicna debida a otros procesos no relacionados con la doble difusión (cte.)	$5 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
k^∞ (ZSH98)	Difusividad diapicna debida a otros procesos no relacionados con la doble difusión (cte.)	$3 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
N^2	Frecuencia de Brunt Väisälä o frecuencia de flotabilidad	$1/\text{s}^2$
n (S81)	Índice para controlar el decaimiento de K_s con el incremento de R_ρ .	32
n (ZSH98)	Índice para controlar el decaimiento de K_s con el incremento de R_ρ .	6
n (PP81)	Parámetro ajustable (estrés del viento)	2
P (St.LS99)	Factor ponderado	adimensional
P_f (St.LS99)	Factor ponderado de contribución de los dedos de sal	adimensional

P_t (St.LS99)	Factor ponderado de contribución de la turbulencia mecánica	adimensional
Prom.	Promedio	variable
Ri	Número de Richardson del gradiente	adimensional
Ri_o	Gradiente de Ri crítico	adimensional
Ri_g	Gradiente local de Ri	
R_ρ	Razón de estabilidad	adimensional
R_c (S81)	Razón de estabilidad (R _ρ) cte. sobre la cual la mezcla diapicna debido a los dedos de sal disminuye drásticamente debido a la ausencia de escaleras (<i>staircases</i>)	1.7
R_c (ZSH98)	Razón de estabilidad (R _ρ) cte. sobre la cual la mezcla diapicna debido a los dedos de sal disminuye drásticamente debido a la ausencia de escaleras (<i>staircases</i>)	1.6
ρ (rho)	Densidad de referencia del agua de mar	Kg/m ³
ρ_o	Densidad de referencia del agua de mar	Kg/m ³
S	Salinidad	ups
Sv	Sverdrup, unidad de medida del flujo de volumen	10 ⁶ m ³ /s
S²	Cizalla vertical al cuadrado producida por las corrientes horizontales	1/s ²
σ_θ (sigma-t)	ρ-1000 calculada de T _θ , en este estudio se utiliza para referenciar las superficies isopicnas	Kg/m ³
T	Temperatura	°C
T_θ	T-pot., no incluye el efecto de la presión sobre T	°C
Tu	Ángulo de Turner	grados (°)
u	Componente de la velocidad de la corriente (eje x)	m/s
v	Componente de la velocidad de la corriente (eje y)	m/s
ν	Viscosidad molecular	m ² s ⁻¹
ν_o (PP81)	Viscosidad turbulenta vertical ajustable(cte.)	50 x 10 ⁻⁴ m ² /s
ν_b (PP81)	Viscosidad turbulenta vertical (cte.)	10 ⁻⁴ m ² /s
z	Profundidad	m

PARTE I: PREFACIO

Capítulo 1 Marco teórico & Planteamiento de la investigación

1.1 Introducción General

El aumento de los niveles de CO₂ en la atmósfera, desde que se conoce su efecto de gas invernadero, ha suscitado y encaminado el interés de la comunidad científica en la búsqueda de respuestas respecto al funcionamiento de los ciclos biogeoquímicos marinos como estrategia natural de autorregulación en épocas pasadas (Buesseler, 2001; Feely et al., 2001; Fasham, 2003; Gruber, 2004). Por tal razón, se continúa priorizando sobre la comprensión y modelización de los procesos que intervienen en el intercambio de carbono en el sistema océano-atmósfera, con el fin de predecir su verdadero impacto (Buesseler, K.O. 2001; Fasham, 2003; Herzog et al., 1997; Herzog, 1998).

Por otra parte, los ciclos de algunos nutrientes en el océano (nitrógeno, fósforo y silicio) se encuentran íntimamente vinculados a la producción primaria (PP) que, a su vez, juega un papel importante en la variación del contenido global de CO₂ (Hamilton et al., 1989; Falkowski, 1997; Michaels et al., 2001; Gruber, 2004; Mann & Laizer, 2006). Básicamente, la asimilación de dióxido de carbono atmosférico mediante la proliferación planctónica en el océano requiere de los nutrientes que son suministrados a la capa de mezcla para balancear el consumo biológico y el hundimiento de carbono orgánico hacia aguas más profundas (Pasquero et al., 2005). Al menos la mitad de la fracción sobre la producción exportada de carbono orgánico global ocurre en las oligotróficas aguas del los giros subtropicales (Emerson et al., 1997). Sin embargo, la visión parcial e inconsistencias que se mantienen sobre algunos de los procesos físicos, entre otros, como vías de suministro hacia aguas tan pobres en nutrientes y de los que depende esta productividad planctónica para mantener las altas tasas de exportación desencadenan aún una alta incertidumbre (Hamilton et al., 1989; Fasham, 2003; Dietze et al., 2004; Kähler et al., 2010).

Los procesos físicos principalmente redistribuyen los nutrientes en la columna de agua a través del transporte y la mezcla (Fasham, 2003). Estos procesos físicos que pueden dirigir el flujo o suministro de nutrientes dependen además de varios factores como son la región geográfica, las condiciones climáticas y el tipo de nutriente (Pasquero et al., 2005). Entre

estos procesos se destacan: la difusión diapicna e isopicna, el bombeo de *Ekman*, el hundimiento de la capa de mezcla hasta el nivel de la nutriclina, la convección, la deposición atmosférica, el deshielo marino, el transporte desde las capas límite y la fijación biogénica (Gargett & Marra 2002; Fasham, 2003; Pasquero et al., 2005). En este sentido, la difusión vertical (diapicna) de los nutrientes hacia las capas superficiales en términos de producción nueva como un efecto de la turbulencia en el océano continúa desestimándose en los modelos oceánicos globales debido a las dificultades que representa su medición *in situ*, las diferentes escalas utilizadas y la parametrización de las condiciones que la fuerzan (McDougall & Ruddick, 1992; Dugdale & Goering, 1997; Large et al., 1994; Moum, 1998; Li et al., 2001; Law et al., 2003; Thorpe, 2005; Kähler et al., 2010). Así mismo, la contribución efectiva de los flujos de nutrientes en la PP por ahora se muestra muy relativa a su variabilidad espacio-temporal y a la forma como se parametrizan estos flujos (Pasquero et al., 2005).

1.1.1 Descripción general

La Cuenca de Canarias, situada al nordeste del Océano Atlántico entre un rango de latitud de 10-40° N y 40° W de longitud hasta la costa occidental de Europa y África, encierra uno de los cuatro Sistemas de Afloramiento de los Márgenes Orientales (*Eastern Boundary Upwelling Systems* -EBUS-) más importantes en el mundo (*Canary Current System* -CCS-). Estos sistemas están considerados entre los ambientes marinos más productivos y de mayor sostenibilidad pesquera a nivel global ejerciendo además, efectos a mayor escala sobre la dinámica de sus respectivas cuencas oceánicas (Capet et al., 2008; Arístegui et al., 2009; Lachkar & Gruber, 2011). En el contexto de la evaluación del ciclo global del carbono, la importancia de estos regímenes como el CCS reside en entender que factores controlan tan alta productividad y que proporción de carbono orgánico está siendo exportado hacia las aguas abiertas y las más profundas del océano que se traduce finalmente, en las tasas de substracción gradual de CO₂ en la

atmósfera (Buesseler, 2001; Feely et al., 2001; Fasham, 2003; Gruber, 2004; Lachkar & Gruber, 2011).

El océano es un entorno complejo, donde interactúan numerosos fenómenos y factores (sinergismo dinámico) que no deben abordarse como entidades aisladas. Sin embargo, a continuación se hace énfasis únicamente en los elementos más determinantes sobre la estructura de la zona y del objeto de estudio. En este caso, el área de interés (Fig. 1.1) circunscrita en la Cuenca Canaria está comprendida entre los rangos de latitud 22° a 32.5° N y de los 06° a 35° W de longitud hasta una profundidad máxima de 600 m (dominio de las aguas centrales).

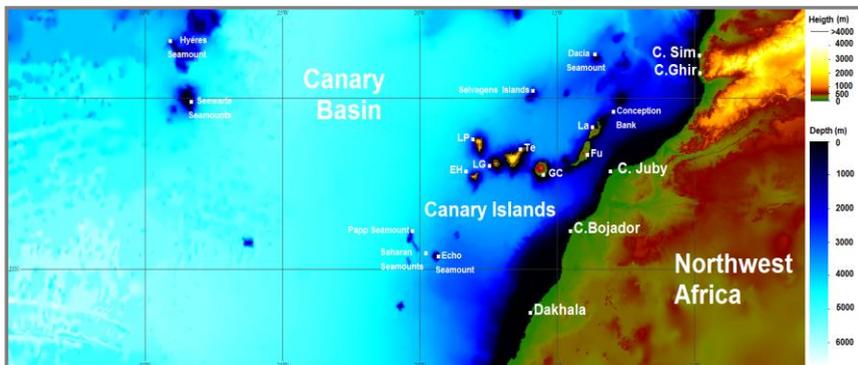


Figura 1.1 Entorno oceanográfico del área de estudio. Archipiélago Canario, de este a oeste: Lanzarote -La-; Fuerteventura -Fu-; Gran Canaria -GC-; Tenerife -Te-; La Gomera -LG-; La Palma -LP- y El Hierro -EH-. Datos topográficos y batimétricos de GEBCO (Hunter & Macnab, 2003).

1.1.2 Aguas Centrales

La estructura vertical del océano puede describirse en función de las masas de agua que lo conforman. Estas masas de agua se constituyen a partir de la interacción del océano y de la atmósfera en una región determinada del planeta. Por lo tanto, una masa de agua específica se caracteriza por tener un origen común y unos parámetros físico-químicos (temperatura,

salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes) similares (Tomczak & Godfrey, 2001; Machín, 2003).

En la Cuenca de Canarias la capa más superficial soporta una elevada insolación y una mínima contribución de precipitaciones, siendo por tal razón particularmente salada. Por debajo de esta capa, dominan las Aguas Centrales (*North Atlantic Central Water* -NACW-) hasta la profundidad variable de la base de la termoclina principal. Inmediatamente por debajo de estas aguas subsuperficiales se localizan las Aguas Intermedias (*Mediterranean Water* -MW- y *Antartic Intermediate Water* -AAIW-). Hacia los 1500 m aproximadamente se extienden hasta los 4000 m las Aguas Profundas (*North Atlantic Deep Water* -NADW-). Por último, se encuentran las Aguas en contacto con los fondos oceánicos (*Antartic Bottom Watter* -AABW-) (Mason, 2009).

1.1.3 Aguas Centrales del Atlántico Norte: NACW

Estas aguas tienen su origen y formación en latitudes medias por la acción de los vientos Alisios (*Trade wind* -TW-) y los del Oeste (*westerlies*). A nivel de la cuenca en el Atlántico Norte Subtropical, estos vientos fuerzan la circulación generando un giro anticiclónico asimétrico, concretamente, el "Giro Subtropical del Atlántico Norte" (*North Atlantic Subtropical Gyre* -NASG-). Al noreste de este giro subtropical, se forma por convección el Agua Central del Atlántico Norte (NACW) que se caracteriza por presentar débiles gradientes isopícnos (Ferrari y Polzin, 2005). La profundidad de esta masa de agua es variable en la Cuenca de Canarias y se distribuye por debajo de la termoclina estacional hasta los 600-800 m (Harvey, 1982; Machín, 2003; Mason 2009).

Respecto a sus propiedades fisicoquímicas (Tabla 1.1), algunos autores basándose en variaciones termohalinas entre las Aguas Centrales de las zona oeste y este (tropical y polar) de la cuenca, han subdividido esta masa de agua en Aguas Centrales del Atlántico Norte del Oeste (WNACW, sus siglas en inglés) y del Este en función de su región de formación (ENACW_t y ENACW_p, por sus siglas en inglés) (Castro *et al.*, 1998). Otros estudios argumentan que las aguas centrales formadas en el norte del

Océano Atlántico corresponden a una única masa de agua pero con una variabilidad ambiental relativamente alta y que domina por debajo de los 100 m en el NASG (Poole & Tomczack, 1999). En este sentido, es importante señalar la tendencia de que las ENACW son más salobres que las WNACW confirmando a las aguas centrales en la Cuenca de Canarias una inestabilidad relativa adicional a procesos convectivos (Ratsimandresy et al., 2001; Ferrari & Polzin, 2005).

Tabla 1.1 Características físico-químicas de las Aguas Centrales del Atlántico Norte (Poole & Tomczack, 1999).

Parámetro	NACW	
Temperatura(°C)	6.99	13.90
Salinidad	34.94	35.89
Oxígeno	291.64	252.12
Silicato (µmol/l)	3.86	1.79
Fosfato (µmol/l)	0.46	0.19
Nitrato (µmol/l)	5.82	0.08

1.1.4 Circulación

La circulación del giro subtropical en el océano Atlántico (NASG) da lugar a diferentes corrientes: del margen occidental del giro se desprende la Corriente del Golfo (*Gulf Stream* -GS-), del meridional la Corriente de Azores (*Azores Current* -AzC-), del oriental la Corriente de Canarias (*Canary Current* -CC-) y completando el giro en su borde más septentrional la Corriente Norecuatorial (*North Equatorial Current* -NEC-) (Schmitz & McCartney, 1993; Tomczak & Godfrey, 1994; Machín, 2003).

1.1.5 CCS: CC, surgencia costera, filamentos y remolinos

El Sistema de la Corriente de Canarias (*Canary Current System* -CCS-) es un régimen con una variabilidad inherente a su fluctuación temporal integrado por: la CC, el Sistema de Afloramiento del Noreste Africano (*Canary Upwelling System* -CUS-), filamentos y remolinos (Johnson & Stevens, 2000).

La CC se constituye en una ramificación de la AzC sobre esta última continua discutiéndose su verdadera contribución y dominio (Mason, 2009; Comas-Rodríguez, 2011). La CC es una corriente superficial primordial en la circulación del NASG que incide sobre el Archipiélago Canario fluyendo paralela a la costa noroeste africana donde se une a la NEC cerca de Cabo Blanco (Stramma 1984; Machín et al., 2006; Mason, 2009; Comas-Rodríguez, 2011). Está bien definida en su estructura ($\sim 14^{\circ}$ W) aunque con una marcada estacionalidad respecto a la intensidad y a la circulación de su flujo que dificulta establecer una descripción definitiva sobre su dinámica (Pelegrí et al., 2005; Machín et al., 2006; Mason, 2009; Comas-Rodríguez, 2011). Su transporte neto, respecto a la NACW, ha sido estimado en 3 ± 1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) hacia el sur con 1 ± 0.3 Sv adicional asociado al afloramiento costero, con una marcada temporalidad respecto a su intensidad, localización y una expansión horizontal que abarca todo el Archipiélago Canario (Hernández-Guerra 2002; Machín et al., 2006; Comas-Rodríguez, 2011).

Por otro lado, la incidencia permanente de los TW sobre la costa noroccidental de África induce un “transporte de *Ekman*” perpendicular a la costa generando un extenso (20 a 32° N) y constante sistema de afloramiento para la región de Canarias (CUS, por sus siglas en inglés) (Barton et al., 1998; Pelegrí et al., 2005; Mason, 2009). A su vez, este sistema de afloramiento origina una corriente de recirculación de las aguas paralela a la costa (*jet* costero) denominada la Corriente de Afloramiento de Canarias (*Canary Upwelling Current* -CanUC-) (Barton et al., 1998; Pelegrí et al., 2005; Mason, 2009). La intensidad del afloramiento y de la CanUC debido a la variabilidad del estrés del viento tienen una marcada componente estacional (Barton et al., 1998; Pelegrí et al., 2005; Mason, 2009).

Asociado a la interacción de las aguas frías y ricas en nutrientes del sistema de afloramiento con las de la CC se generan una variedad de frentes, remolinos y filamentos (Barton et al., 1998; Pelegrí et al., 2005; Evan, 2009). Los más notables en relación a los efectos que puedan tener sobre la mezcla debido a los movimientos turbulentos, el transporte de

materia orgánica y los nutrientes son los filamentos de los Cabos Ghir, Jubby y Bojador (Barton et al., 1998; Barton et al., 2004; Thorpe, 2005).

1.1.6 Entorno oceanográfico en el Archipiélago

El Archipiélago Canario se localiza entre las latitudes 27-29°N y las longitudes 18-13°W a unos 95 Km de la costa africana. Está conformado por siete islas (Lanzarote -La-; Fuerteventura -Fu-; Gran Canaria -GC-; Tenerife -Te-; La Gomera -LG-; La Palma -LP- y El Hierro-EH-) e islotes (Islas de Alegranza, Graciosa, Clara; Isla de Lobos; Islas Salvajes) (Fig. 1). La orografía de estas islas, excepto para Lanzarote y Fuerteventura, es abrupta con cumbres que sobrepasan los 1000 m de altitud.

Además de la característica topografía del Archipiélago sobre el nivel del mar; el relieve escarpado de la estrecha plataforma oceánica, los pasajes, cañones y montes submarinos en este caso; también pueden ser considerados como un factor relevante de la mezcla en el entorno oceánico (Thorpe, 2005). Por el momento, se puede afirmar que la configuración de estas islas en la zona de transición de las aguas costeras y oceánicas supone un claro obstáculo para los flujos de la CC, la CanUC y los TW introduciendo una fuente adicional e importante de variabilidad en la zona (Sangrà, 1995; Barton et al., 1998; Pelegrí et al., 2005).

Por otro lado, aunque el flujo medio predominante ($\sim 0.05 \text{ ms}^{-1}$) sobre el Archipiélago incide en dirección sur se han identificado igualmente, a escala interanual, inversiones que modifican el sentido del giro (Barton et al., 2004). Finalmente, otra de las condiciones significativas que imprime variabilidad a la región son los remolinos de mesoescala que se desprenden principalmente a sotavento de las islas al interrumpir el flujo de la corriente, aunque también han sido observados entre los pasajes y al norte del Archipiélago (Hernández-Guerra et al., 1993; Arístegui et al., 1994, 1997; Barton et al., 2004; Sangrà et al., 2005, 2007; Piedeleu et al., 2009). Sangrà et al. (2009) reportan la existencia de un corredor, de carácter permanente, de remolinos (*Canary Eddy Corridor* -CEC-) entre los 22°-29°N de latitud hasta al menos los 32°W de longitud constituyéndose

en una ruta zonal directa de transporte de masa y propiedades biogeoquímicas hacia el océano interior.

1.1.7 PP & Estructura vertical en aguas subtropicales

Los giros subtropicales abarcan aproximadamente el 60% de la superficie oceánica (Longhurst, 1998). De acuerdo a su extensión, la dinámica en el interior de estos giros oceánicos varía significativamente (Mann & Laizer, 2006). El NASG por ejemplo, en su margen oriental (*eastern boundary*) se encuentra asociado al CCS y como consecuencia a una alta PP (EBUS). Sin embargo, las regiones centrales de los giros subtropicales tradicionalmente han sido consideradas como las zonas menos productivas del océano más conocidas como “desiertos biológicos” (Emerson et al., 1997; Mann & Laizer, 2006).

Estudios posteriores a los 80’s reportan estimas superiores a los años anteriores y avalan, que las medidas sobre la PP podían estar subestimándose debido a los equipos y técnicas de muestreo utilizados; a la variabilidad interanual (e.g. remolinos y transporte de *Ekman* desde el margen del giro hacia el interior) e incluso a ondas planetarias (*Rossby*) (Mann & Laizer, 2006). Pese a la baja biomasa fitoplanctónica, se ha estimado que el flujo de carbono orgánico exportado desde la zona eufótica en las regiones subtropicales (bomba biológica de carbono orgánico) puede comprometer hasta el 50% del océano global manteniendo así, el gradiente vertical de carbono orgánico disuelto y regulando el CO₂ de la atmosfera (Carlson et al. 1994; Emerson et al., 1997). De una forma u otra, se ha demostrado a lo largo de los años que la repercusión de estos ecosistemas a escala global es relevante y que debe continuar investigándose (Fasham, 2003).

Asimismo, como la dinámica de la producción fitoplanctónica depende de la luz, el calor y de los nutrientes es preciso conocer los procesos físicos que determinan la estructura vertical de estos parámetros en cada escenario en particular (Mann & Laizer, 2006). A continuación, se presenta una breve revisión sobre la PP y la estructura vertical de las aguas subtropicales sin discriminar por el momento, la variabilidad espacio-

temporal inherente al área específica de estudio y a sus procesos a mayor escala (región de surgencia, remolinos y filamentos). Lo anterior con el objeto de contextualizar el papel de la turbulencia, como mecanismo que dirige la difusión diapícnica, en la PP.

1.1.8 PP & Procesos físicos: turbulencia

Las aguas superficiales al interior de los giros subtropicales se caracterizan por mantener niveles mínimos de algunos de los nutrientes (e.g. Fig. 1.2) y como consecuencia una baja PP (e.g. Fig. 1.3). La propia convergencia del giro confina sus aguas restringiendo el intercambio con los sistemas de corrientes adyacentes (Cullen et al., 2002). Por otro lado, la picnolina estacional separa las aguas más iluminadas y superficiales de las aguas más frías, densas y ricas en nutrientes limitando la reproducción y el crecimiento fitoplanctónico (Mann & Laizer, 2006).

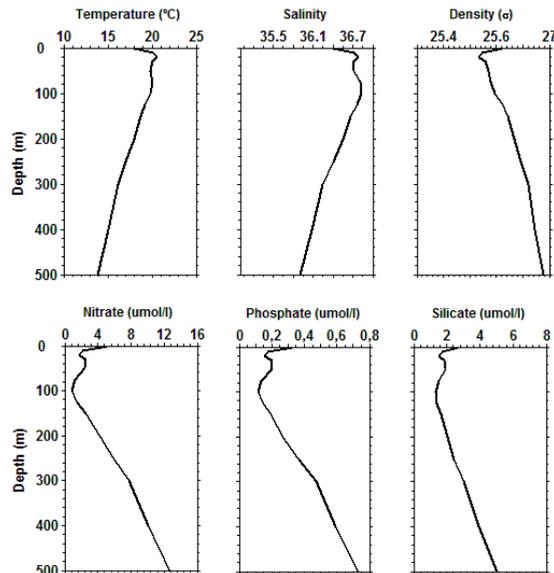


Figura 1.2 Perfiles verticales para el Noreste Atlántico Subtropical (32.5-22°N /35°W - costa africana) (suavizado con promedio móvil de 237 estaciones de datos climatológicos (WOA 09 anual).

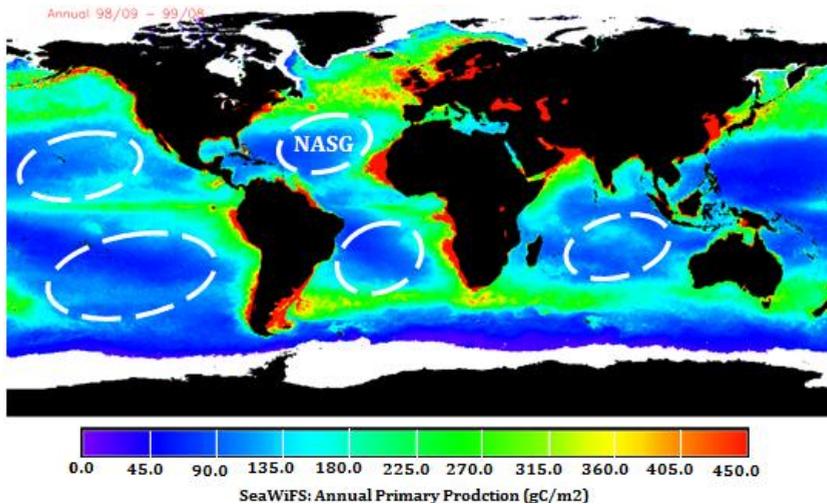


Figura 1.3. Mapa de la Producción Primaria Anual Global generado por la parametrización estándar de VGPM según Behrenfeld & Falkowski (1997) (*Seawifs*-http://marine.rutgers.edu/opp/swf/Production/results/all2_swf.html-). En la figura se señalan los cinco mayores giros oceánicos, resaltando el Giro Subtropical del Atlántico Norte (NASG, por sus siglas en inglés).

En términos de estimación de las tasas de materia orgánica exportada a partir de la PP y desde hace aproximadamente medio siglo por razones ampliamente conocidas, el nitrógeno se ha constituido en el trazador por excelencia (Dugdale & Goering, 1967). En función de las diferentes formas químicas que adopta este elemento, distintivo entre los demás nutrientes, es posible fraccionar la PP en Nueva (*New Production* -NP-), Regenerada (*Regenerated Production* -RP-) y producción exportada (*e*) (Dugdale & Goering, 1967; Sarmiento & Gruber, 2006). Aunque en los últimos años continua discutiéndose las implicaciones de la adopción del modelo inicial de Dugdale & Goering (1967) en relación al ciclo del nitrógeno (N) en el océano superficial (Sarmiento & Gruber, 2006). El modelo de Dugdale & Goering (1967) se fundamenta básicamente en que la producción de materia orgánica en el océano superficial se debe al suministro de nutrientes por dos vías, una por el reciclaje de la materia orgánica en la superficie (RP) y la otra; por el aporte de fuentes externas principalmente

de afloramientos o mezcla ascendente de nutrientes desde la termoclina (NP) (Dugdale & Goering, 1967; Sarmiento & Gruber, 2006). Sin embargo, estudios posteriores revelaron que otros componentes (fijación biogénica de nitrógeno, nitrato y amonio atmosférico, nitrificación en la zona eufótica, entre otros) tienen una mayor relevancia en relación a su verdadera contribución al sistema y a la tasa final de materia orgánica exportada en un estado de equilibrio (Sarmiento & Gruber, 2006) (Fig. 1.4). Indistintamente a que deben tenerse en cuenta las diferentes vías de entrada, especies químicas y componentes del sistema es preciso resaltar que la ausencia de otros macro/micronutrientes (e.g. fósforo y silicio/ Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn y Cd) también limitan la PP a escalas locales y temporales específicas (Sarmiento & Gruber, 2006).

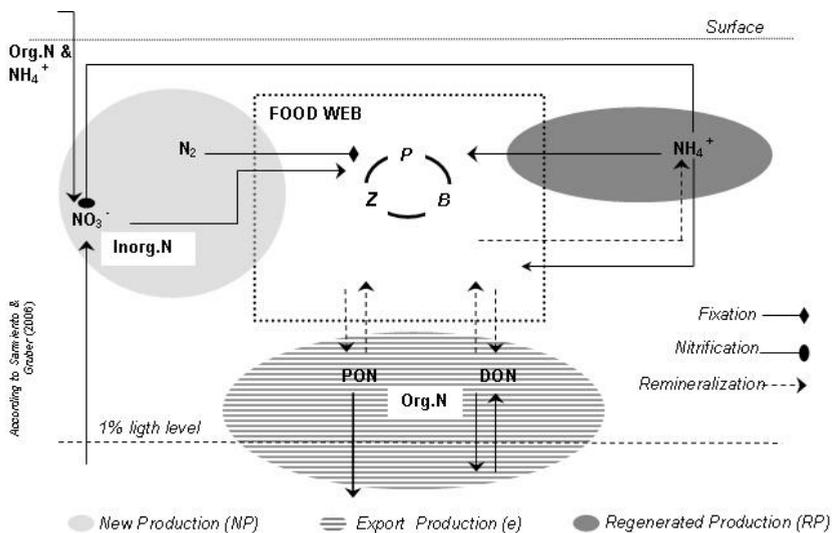


Figura 1.4 Ciclo del nitrógeno (N) en el océano adaptado de Sarmiento & Gruber, (2006).

Por otro lado, Cullen et al. (2002) examinando la variabilidad temporal del forzamiento físico en el Giro Subtropical del Pacífico Norte (NPSG, por sus siglas en inglés) y pudiéndose extrapolar al NASG, enumeran las fuentes potenciales de entrada de nutrientes hacia la zona eufótica. Estas fuentes

incluyen: el suministro desde capas profundas por difusión turbulenta y procesos de mezcla; transporte océano-atmosfera (incluyendo deposición húmeda/seca y para el nitrógeno, intercambio gaseoso); producción *in situ* de N biodisponible a partir de los procesos microbiológicos de fijación de N₂; mezcla y advección horizontal (comúnmente a lo largo de las superficies isopícnas de regiones con elevadas concentraciones de nutrientes e.g. surgencias y filamentos) y el transporte a través de las superficies isopícnas independiente a los movimientos de agua (e.g. migraciones verticales de plantas y animales y flujo pasivo de flotabilidad como partículas inertes). Así mismo, las principales rutas de exportación de nitrógeno y fósforo desde la zona eufótica se relacionan con: asentamiento gravitacional de materia particulada y materia adsorbida disuelta; mezcla descendente (hacia abajo) y transporte activo por migración de plantas y animales. En definitiva, el balance cuantitativo entre estos procesos de entrada y salida (*input/output*) de nutrientes pueden determinar las tasas de producción primaria en aguas superficiales (Cullen et al. 2002).

Pese a la claridad que más o menos existe sobre los factores y vías que relacionan el *input/output* del nitrógeno en el océano, aún surgen algunas dificultades y elementos de discusión sobre la estimación de la PP en términos de los flujos de nitrato y de la NP (Deutsch et al., 2007). Además, persisten las inconsistencias sobre la PP inferida de estudios geoquímicos, biológicos y en concreto, de la difusión turbulenta vertical (Hamilton et al., 1989; MacDougall & Ruddick, 1994; Dietze et al., 2004).

1.1.9 Flujos y difusividad turbulenta (diapícnica)

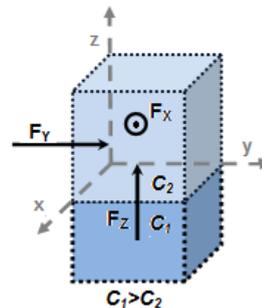
El océano se encuentra en su mayor parte estratificado de forma estable. Por tal razón, los mayores gradientes sobre las propiedades de los flujos son en dirección vertical (Moum, 1998). El movimiento vertical en el océano superficial es esencial en el suministro de nutrientes para el fitoplancton en la zona eufótica, transfiriendo el calor, la sal y momento así como, el intercambio de gases con la atmósfera (Mahadevan & Tandon, 2006).

Principalmente el flujo turbulento vertical (F_z , en una dimensión) análogo al molecular, adopta en definitiva la forma de la ecuación (1) de la Primera Ley de la difusión de *Fick* (Fig. 1.5) (Csanady, 1973). La principal característica de la difusión es la dispersión de la materia o constituyentes como el calor, la sal y/o los nutrientes (C) dentro de una parcela de agua. Siendo el transporte efectivo y positivo desde las regiones de mayor (C_1) a las de menor concentración (C_2) reduciendo así, los respectivos gradientes y fluctuaciones. La difusividad (K_z) se refiere en este caso, a la co-varianza de la velocidad turbulenta (ms^{-1}) con la que finalmente se desplazan las partículas del constituyente en función de la profundidad en metros (z) (Csanady, 1973).

$$F_z = -K_z \frac{\partial C}{\partial z} \quad (1)$$

Donde K_z es el coeficiente de difusión turbulenta vertical, ∂C es el gradiente de la propiedad ($C_2 - C_1$) en función de la profundidad (z). El signo negativo indica que el flujo ocurre en la dirección contraria al gradiente de concentración.

Figura 1.5 Esquema del flujo de un constituyente o propiedad (C) en tres dimensiones.



1.1.10 Difusividad turbulenta: cizalla vertical y dedos de sal

La turbulencia es el principal agente que de forma irreversible da lugar a los procesos de mezcla (Moum, 1998). La difusión inducida por la mezcla turbulenta vertical (K_z) en el océano es más efectiva que la molecular. La

primera, es aisladamente una propiedad del fluido turbulento e independiente de la materia o constituyente (C) mientras que, a escala molecular es una cualidad físico-química de C (Thorpe, 2005). Además, esta última es varios órdenes de magnitud menor y como consecuencia tiende a despreciarse (Thorpe, 2005). Por otro lado, entre las características relevantes de la difusión turbulenta es que es anisotrópica. Es decir, varía en función de la dirección en la cual es evaluada. En este sentido y en el contexto de ambientes acuáticos estratificados, la difusividad vertical (K_z) comparada con la horizontal (K_H) es de 2 a 4 órdenes de magnitud menor ($\sim 10^{-3}$ a $10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) (Thorpe, 2005). Así mismo, y aunque los coeficientes de difusión vertical turbulenta de temperatura (K_T), solutos disueltos (K_S) y masa ó densidad (K_ρ) ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) se definen de un forma similar con la característica esencial de los movimientos turbulentos en la transferencia de momento (igualmente calor y salinidad) se determinan sin embargo; a partir de una variedad de formas en función del tiempo, escala de longitud y de la localización en el océano (Thorpe, 2005).

La mezcla vertical involucra procesos turbulentos a escala de estructura fina ($\sim > 1\text{m}$) y de microestructura ($\sim \leq 1\text{m}$) (Fig. 1.6), estos últimos no se integran adecuadamente en los modelos de circulación general en el océano (*Oceanic General Circulation Models* –OGCM’s-) y deben ser parametrizados (Schmitt et al., 1988; Li et al., 2001; Large et al., 1994). Las parametrizaciones son necesarias y se utilizan como métodos de interpretación de los procesos oceánicos en modelos de gran escala (Moum & Smyth., 2001). Desde que los OGCM’s requieren de amplias representaciones de los procesos de mezcla el muestreo directo a escala de microestructura por ejemplo, se vuelve poco práctico (Schmitt et al., 1988). La forma más convencional de parametrizar la mezcla vertical es asumir la interacción entre los flujos turbulentos a escala local y el uso de coeficientes constantes de mezcla (modelo de difusión turbulenta -*K-theory*-) (Li et al., 2001). Sin embargo, aunque estos coeficientes pueden ser optimizados para regiones específicas su aplicación a determinadas escalas locales y modelos globales no es conveniente (Li et al., 2001). La alternativa para simular de la forma más aproximada la mezcla turbulenta

es desarrollar esquemas de dependencia de los coeficientes de mezcla con las condiciones específicas de la región oceánica en cuestión (Li et al., 2001). En este sentido, la dificultad real reside en cuantificar la relación de los procesos de mezcla para establecer la conexión entre las diferentes escalas (estructura fina y microestructura) (Schmitt et al., 1988). Por tal razón, es imperativo continuar con el estudio de la física sobre los procesos de mezcla *in situ* y de forma simultánea tanto a escala de microestructura como de estructura fina (Schmitt et al., 1988).

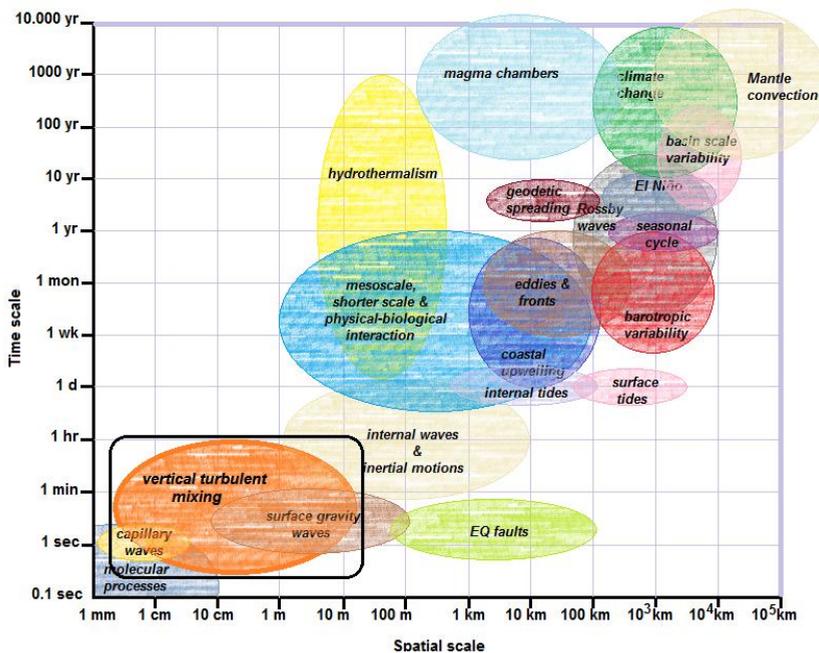


Figura 1.6 Escalas espacio-temporales superpuestas de los principales procesos terrestres y oceánicos. Adaptado y modificado de Lampitt et al., (2009). Se señala en el recuadro negro la mezcla turbulenta vertical.

Por otro lado, los mecanismos físicos de mezcla que destacan en el dominio de las Aguas Centrales del Atlántico Norte (NACW) respecto al suministro de nutrientes hacia las aguas superficiales son: la cizalla vertical y los dedos de sal (Fig. 1.7). Su contribución es independiente puesto que ambos

procesos son intermitentes en espacio y tiempo (MacDougall & Ruddick, 1992). Aunque la doble difusión actúe de forma más continua, difícilmente ambos procesos intervienen de manera simultánea al menos con la misma intensidad (MacDougall & Ruddick, 1992). La descripción y la contribución de ambos mecanismos, por lo general de forma asincrónica, ha sido ampliamente estudiada (Hamilton et al., 1989; MacDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; Large et al., 1994; Zhang et al., 1998; St. Laurent & Schmitt; 1999; Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004) (Fig. 1.8).

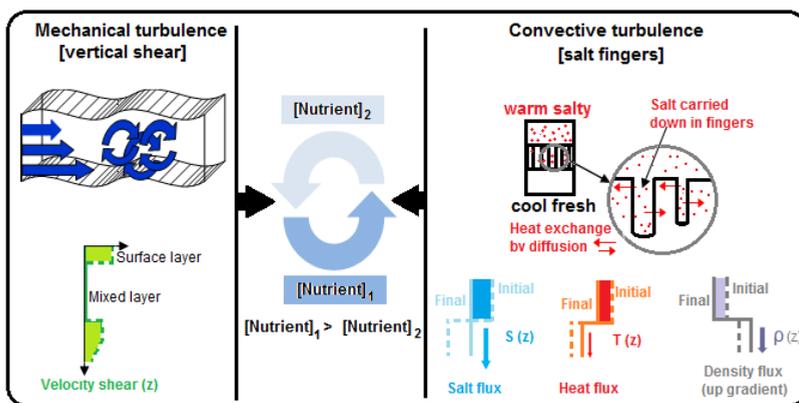


Figura 1.7 Esquema de los procesos de mezcla: turbulencia mecánica por cizalla vertical y debida a los dedos de sal. Ambos mecanismos por convección aceleran la difusión de nuevos nutrientes (NP) desde aguas más profundas donde las concentraciones son más elevadas y donde el gradiente se desplaza desde las zonas de mayor a las de menor concentración. Respecto a los dedos de sal y en términos de difusividad turbulenta, las difusividades de sal y calor son positivas es decir el flujo se dirige hacia abajo. Sin embargo la difusividad de la densidad es negativa ocurriendo un flujo respecto al gradiente hacia arriba al que se encuentran asociados los nutrientes. Adaptado y modificado de Moum & Smyth, (2001), Turner, (1973) en <http://www.phys.ocean.dal.ca/programs/doubdiff/demos/Saltfingers.html>.

En este sentido, Hamilton et al. (1989) observan que las estimaciones realizadas con anterioridad para el Atlántico Norte (e.g. Lewis et al., 1986) sobre los flujos difusivos verticales de nitrato a partir únicamente de los

métodos de disipación-difusividad de Osborn, 1980 y Gregg, 1989 dirigidos por la turbulencia producida mecánicamente (e.g. cizalla) son seis veces inferiores a la mezcla diapirca inducida por los dedos de sal (Fig. 1.8).

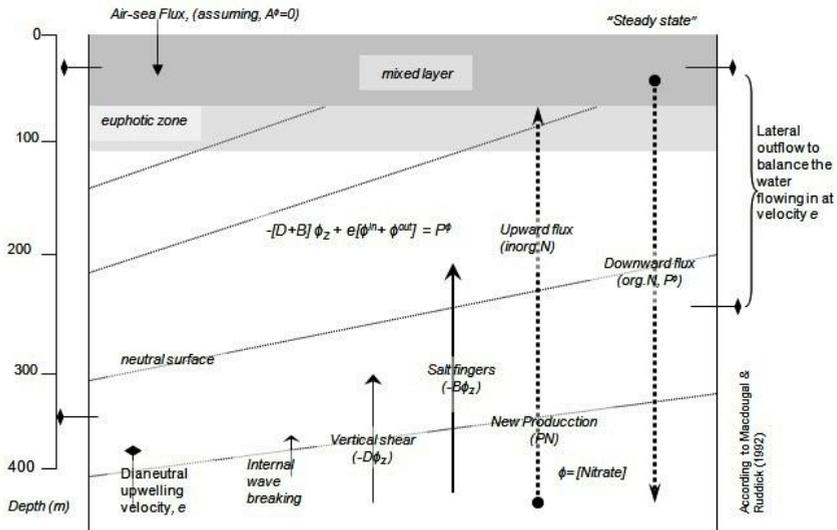


Figura 1.8 Esquema de volumen controlado de nitrato limitado verticalmente por la superficie y pinoquina por debajo de la zona eufótica. Asociado al proceso difusivo (no-advectivo) también ocurre un transporte advectivo (e) que también introduce nitratos al sistema y se incluye en la ecuación de conservación del nitrato bajo un volumen controlado. Esquema adaptado de MacDougall & Ruddick (1992).

Por otro lado, la magnitud de la mezcla debida al rompimiento de ondas internas se considera ser muy baja, variando con la energía interna de la onda (Garret-Munk *internal wave model*) y una constante relativa a la flotabilidad (Garrett, & Munk, 1972, 1975; Large et al., 1994). No obstante, actualmente se continua despreciando la contribución del trasporte de nutrientes hacia aguas superficiales por difusión turbulenta vía dedos de sal (Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004; Kähler et al., 2010). Además, los resultados obtenidos sobre los flujos difusivos mediante el modelo de mezcla por dedos de sal se aproximan más a los cálculos realizados por estudios geoquímicos y biológicos (Hamilton et al., 1989; MacDougall &

Ruddick 1992). Finalmente es preciso señalar que si bien la magnitud del transporte advectivo puede superar en cuatro órdenes de magnitud a la difusión turbulenta vertical, la importancia de esta última reside en su carácter permanente e irreversible a escala espacio-temporal. Lo anterior es relevante principalmente en áreas donde otras fuentes de entrada, debido a los forzamientos físicos en mayor medida, se encuentran restringidas o ausentes como ocurre por ejemplo al interior de los giros subtropicales y como mecanismo de reabastecimiento de nutrientes en la plataforma costera (Denman & Gargett, 1983; McGillicuddy & Robinson, 1997; Bahamón & Cruzado, 2003; Thorpe, 2005; Hales et al., 2005).

1.2 Hipótesis y Objetivos

1.2.1 Hipótesis

En el marco de los aspectos teóricos descritos en esta tesis y los estudios previos conducentes a resolver las inconsistencias que aún persisten sobre la contribución real de la difusión turbulenta vertical de los nutrientes en términos de producción nueva a las tasas de carbono exportado en el Atlántico Nordeste subtropical (Jenkins 1982; Lewis et al., 1986; Hamilton et al., 1989; Grubber & Sarmiento, 1997; Planas et al., 1999; Oschlies, 2002; Oschlies et al., 2003; Bahamón & Cruzado, 2003; Dietze et al., 2004; González-Dávila, 2006; Mouriño et al., 2004, 2011) se plantean las siguientes hipótesis:

H.I. Los procesos de naturaleza turbulenta de doble difusión (dedos de sal) dominan sobre los producidos mecánicamente (cizalla vertical debida a las corrientes horizontales) en el área de interés. Igualmente, su contribución a la magnitud de la difusión vertical de los nutrientes.

H.II. La difusión turbulenta vertical de nutrientes exhibe una variabilidad espacial causada principalmente por los forzamientos físicos inherentes al área de estudio. La dinámica respecto a fenómenos como los remolinos, afloramientos y filamentos, así como; los gradientes derivados de estos

tienen una marcada influencia. Asimismo, la importancia del aporte difusivo vertical de nutrientes hacia las aguas superficiales es relativa a escala espacial.

H.III. La fluctuación temporal característica del área de interés actúa sobre los mecanismos que dirigen la difusión diapicna modificando su magnitud y como consecuencia, el suministro de nutrientes hacia las aguas superficiales.

H.IV. El uso de diferentes métodos, escalas de medición y esquemas de parametrización sobre la difusividad turbulenta vertical continúa y amplía de forma considerable la incertidumbre e inconsistencias entre las estimas reportadas sobre los flujos de nutrientes en el Atlántico Nordeste subtropical.

1.2.2 Objetivos

Objetivo general

Contribuir al conocimiento y estimación de los flujos de nutrientes en términos de producción nueva vía difusión turbulenta vertical en la Cuenca de Canarias (32.5-22°N / 35-06°W).

Objetivos específicos

Evaluar la importancia relativa de la difusión diapicna en el suministro de nutrientes y su variabilidad a escala espacial en el área de interés (capítulos 2-5, H. I, II y IV).

Valorar la fluctuación temporal de la difusividad turbulenta vertical en función de la contribución de los potenciales mecanismos de mezcla: cizalla vertical y dedos de sal (capítulo 4, H. II, III y IV).

Examinar la correspondencia de las escalas a microestructura y estructura fina respecto a la difusividad turbulenta vertical para la sal (capítulo 5, H.

IV). Igualmente, el uso de algunos de los esquemas de parametrización preestablecidos para el cálculo de los coeficientes de difusión a escala de estructura fina (capítulo 4, Hipótesis IV).

PARTE II: RESULTADOS

Capítulo 2

Procesos de mezcla y flujos difusivos verticales de nutrientes en un campo de remolinos al oeste de La Palma (Islas Canarias)

Arcos-Pulido, M., Rodríguez-Santana, A., Machín, F., Martínez-Marrero, A., Sangrà, P., Hernández-Guerra, A., Fraile-Nuez, E. , Escáñez, J. , de Armas, D.
Scientia Marina: SM 3842, *under review*

Resumen

En este estudio se evaluó la difusividad turbulenta inducida por la cizalla vertical y los dedos de sal en un campo de remolinos al oeste de La Isla de La Palma (Archipiélago Canario) con el objeto de estimar los flujos verticales de nutrientes. El promedio del coeficiente de la difusión turbulenta vertical en la pycnoclina estacional (120.05 ± 6.5 m) fue de $4.14 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ($3.57 \text{ m}^2 \text{ d}^{-1}$), mientras que el flujo de nutrientes fue de 0.31, 0.015 y 0.061 $\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para los nitratos, fosfatos y silicatos, respectivamente. A escala local, se identifica un apreciable déficit de fosfatos hacia aguas superficiales. Los resultados en términos generales muestran que la actividad a mesoescala puede modificar la intensidad de los procesos de mezcla coexistentes. La contribución a la variabilidad espacial encontrada en la pycnoclina sobre los flujos difusivos de nitratos en orden descendente es para los dedos de sal (43.34%), la cizalla vertical (30.98%) y el gradiente del nutriente (23.68%). La cizalla vertical y los dedos de sal juegan un papel importante en los procesos de mezcla en el área de estudio. De acuerdo a establecer estimaciones cada vez más aproximadas sobre los flujos difusivos verticales turbulentos de nutrientes en la región es necesario continuar con estudios *in situ* a escalas espacio-temporales más amplias. Lo anterior, permitirá proporcionar información adicional respecto al intercambio de sales y nutrientes en zonas con una alta dinámica producida por la actividad a mesoescala.

Palabras clave: difusividad, turbulencia, flujos verticales, nutrientes, remolinos, Islas Canarias

2.1 Introducción

En los sistemas oligotróficos, la producción primaria está principalmente controlada por el rápido reciclaje de nutrientes en aguas superficiales, la deposición atmosférica y/o el transporte físico de nutrientes desde las

aguas más profundas del océano (Benítez-Nelson & McGillicuddy, 2008; Cermeño et al., 2008).

El ambiente oceanográfico de las Islas Canarias ha sido tradicionalmente considerado como un sistema oligotrófico (Barton et al., 1998) y la principal región al este del Atlántico subtropical, donde la actividad a mesoescala es una característica permanente (Sangrà et al., 2009). Esta actividad ejerce un impacto considerable en la productividad biológica y en la exportación de materia orgánica (Arístegui et al., 1997; Barton et al., 1998). Sin embargo, la discusión sobre el impacto positivo neto de los remolinos a mesoescala o procesos a submesoescala sobre la productividad primaria local y la eficiencia en el transporte de nutrientes continúa abierta (McGillicuddy & Robinson, 1997; Oschlies & Garçon, 1998; McGillicuddy et al., 1998, 1999; Oschlies, 2002; Sweeney et al., 2003; Martin & Pondaven, 2003; McGillicuddy et al., 2007; Benítez-Nelson & McGillicuddy, 2008; Eden & Dietze, 2009; Lasternas et al., 2012).

El impacto ocasionado por los remolinos sobre las estimas de los flujos de nutrientes en términos de producción nueva anual varía ampliamente (10-50 %) (Benítez-Nelson & McGillicuddy, 2008). Barton et al. (1998) estiman que el flujo vertical de nitrógeno en la Región Canaria es dos órdenes de magnitud mayor que el promedio del océano global y que gran parte ocurre al sur del Archipiélago en el campo de remolinos generado por la perturbación de la Corriente de Canarias y de los vientos alisios (Sangrà et al., 2007; Piedeleu et al., 2009). Por otro lado, la inyección de nutrientes hacia aguas superficiales en el océano abierto es principalmente debida a la difusión vertical inducida por el transporte turbulento desde aguas más profundas (Denman & Gargett, 1983; McGillicuddy & Robinson, 1997; Bahamón & Cruzado, 2003; Thorpe, 2005).

Las mediciones directas de los flujos verticales asociados a los procesos turbulentos se obtienen de la observación de los cambios temporales en la distribución vertical de las variables escalares (Moum, 1998). Esto último y la propia naturaleza de la turbulencia dificultan la cuantificación de estos flujos (Moum, 1998). Por ejemplo, el coeficiente de difusividad turbulenta vertical (K_z) es aproximadamente cuatro órdenes de magnitud inferior a la horizontal y a su vez, se encuentra restringida por la

picnodina que actúa como una barrera física para el flujo ascendente de aguas profundas ricas en nutrientes (Ledwell et al., 1993, 1998; Law et al., 2003; Ruddick & Gargett, 2003; Thorpe, 2005). Además, los procesos de mezcla vertical en la superficie del océano son controlados por parámetros y escalas muy variables (Pacanowski & Philander, 1981; Polzin et al., 1995; Law et al., 2003). En relación a las escalas, los instrumentos de caída libre (Turbulence Ocean Microstructure Acquisition Profiler –TurboMAP) fueron diseñados en un principio para el estudio simultáneo de la relación entre la microestructura y la estructura fina sin embargo, desde su desarrollo han sido utilizados con frecuencia de forma independiente para estimar la difusividad en el océano (Schmitt et al., 1988; Watson and Ledwell, 2000). Lo anterior, ha ocasionado una compilación de medidas de microestructura y una carencia de resultados a escala de estructura fina siendo la primera impráctica por ejemplo, para forzar modelos oceánicos de circulación global (Schmitt et al., 1988; Watson & Ledwell, 2000).

Entre los mecanismos que dirigen la mezcla en la columna de agua están por un lado, la cizalla vertical causada por las corrientes horizontales que en determinados casos puede ejercer además una fuerte influencia (Pacanowski & Philander, 1981; Peters et al., 1988; Polzin et al., 1995; Yu & Schopf, 1997; Martin et al., 2010). Por el otro, la mezcla causada por los procesos de doble difusión, en concreto los dedos de sal. La importancia de la mezcla diapicna causada por los dedos de sal y su relevancia en el transporte de las sales (nutrientes) desde aguas más profundas hacia la zona eufótica ha sido ampliamente establecida (e.g. Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schimtt, 1999; Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004; Schmitt et al., 2005). Sin embargo, la dificultad en la interpretación de la doble difusión (dedos de sal) a escala de microestructura ha obstaculizado, en ocasiones, establecer la contribución real de los diferentes procesos de mezcla y realizar estimaciones sobre los flujos difusivos turbulentos locales teniendo en cuenta ambos procesos (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schimtt, 1999; Dietze et al., 2004; Schmitt et al., 2005).

Adicionalmente, en relación a los flujos de sal y de calor producidos por los dedos de sal, se encuentra asociado un gradiente

importante de densidad en dirección hacia aguas superficiales que transporta los nutrientes desde aguas más profundas (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Dietze et al., 2004;). Este flujo debe ser considerado en las regiones donde las aguas están sujetas a la convección debido a la formación de dedos de sal (aguas centrales) y no debe ser ignorado en las estimaciones de los flujos verticales de nutrientes (Hamilton et al., 1989). Además, el ahondar en la estima a escala de estructura fina a partir de esquemas de parametrización sobre los procesos de mezcla conduce a una mayor aproximación de los flujos biogeoquímicos en el océano y a una mejora de los modelos de predicción climática global (Law et al., 2003).

Este estudio tiene como objetivo estimar los flujos difusivos turbulentos verticales de nutrientes, haciendo énfasis en el transporte de nitrato hacia las aguas superficiales, en un campo de remolinos detectado al oeste de la Isla de La Palma (Islas Canarias). La difusividad turbulenta vertical se estima en función de la cizalla vertical y de los dedos de sal como procesos de mezcla. El capítulo se organiza como se muestra a continuación. En la sección 2.3 se describe la estructura físico-química del ambiente oceanográfico al oeste de la Isla de la Palma. La sección 2.4 presenta los resultados obtenidos sobre la difusión turbulenta, los flujos verticales de nutrientes y se discuten en último lugar los resultados de acuerdo a otras estimaciones obtenidas al nordeste del Atlántico subtropical. Finalmente, en la sección 2.5 se exponen las principales conclusiones.

2.2 Datos y métodos

2.2.1 Datos hidrográficos

La campaña oceanográfica BIOCAN98 se llevó a cabo entre el 2 y el 15 de septiembre de 1998 a bordo del R/V *Thalassa* para investigar la variabilidad de la actividad a mesoescala en las aguas del Archipiélago Canario como parte del proyecto CANIGO (*Canary, Azores & Gibraltar Observations*) (Parrilla, 2002). Este estudio incluye 70 estaciones

hidrográficas localizadas al oeste de la Isla de La Palma distribuidas en una fina malla de resolución horizontal (15-20 Km entre estaciones, Fig. 2.1). La temperatura y conductividad fueron registradas con un CTD-Mark-III a una profundidad máxima de 500 m con una resolución vertical de 1db. El CTD estaba equipado con un fluorímetro (-ru- unidades relativas de fluorescencia) y ambos instrumentos acoplados a un sistema de roseta de toma de muestras de botellas Niskin (12L). Las medidas directas sobre las corrientes (~700 m) fueron obtenidas con un RDI NB-75KHz ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) con una resolución vertical de 16 m. Los datos de ADCP fueron procesados usando el software CODAS (*Common Ocean Data Acces System*) (Firing et al., 1995). Los análisis de los nutrientes (nitratos-nitratos+nitritos-, fosfatos y silicatos) en la columna de agua fueron realizados con un autoanalizador *Technicon-Bran Luebbe* AA II de seis canales (Tréguer & Le Corre, 1975; Kirkwood, 1989; Hansen & Grasshoff, 1983; Oudot & Montel, 1988). Las muestras sobre los nutrientes fueron obtenidas para cada una de las 70 estaciones hidrográficas a 12 intervalos de profundidad entre los 5 a 500 m de la columna de agua. Los perfiles fueron posteriormente interpolados linealmente a la misma resolución y profundidad vertical que los perfiles de velocidad (16 m).

2.2.2 Difusividades y flujos de nutrientes

En orden a definir el tipo de régimen difusivo en el área de estudio se calculó la razón de estabilidad $R_p = \alpha\Delta T/\beta\Delta S$ a partir de los perfiles verticales de temperatura y salinidad a las mismas celdas de profundidad de los datos de ADCP (16 m) con un filtro de promedio móvil ponderado. Las diferencias verticales de salinidad y temperatura de las capas adyacentes son representadas por ΔT y ΔS , respectivamente (Turner, 1973; Ruddick, 1983). Los coeficientes de expansión térmica (α) y contracción halina (β) fueron calculados usando los algoritmos de McDougall (1987). El ángulo de Turner (Tu), es utilizado como indicador para la confirmación de los procesos de doble difusión (Turner, 1973; Ruddick, 1983). La estabilidad dinámica es evaluada en función del número de gradiente de

Richardson ($Ri = N^2/S^2$) donde N^2 y S^2 son la frecuencia de flotabilidad y la cizalla vertical de las corrientes horizontales al cuadrado a 16 m, respectivamente. La frecuencia de flotabilidad al cuadrado es $N^2 = - (g/\rho_0) (\Delta\rho/\Delta z)$, donde g es la aceleración debida a la gravedad (9.8 ms^{-2}); ρ_0 es la densidad de referencia (kg m^{-3}) y $\Delta\rho/\Delta z$ es el gradiente de densidad sobre el intervalo de profundidad. La cizalla vertical $S^2 = ((\Delta u)^2 + (\Delta v)^2)/16$ se obtiene de las dos componentes horizontales de la velocidad (u, v) en la misma profundidad.

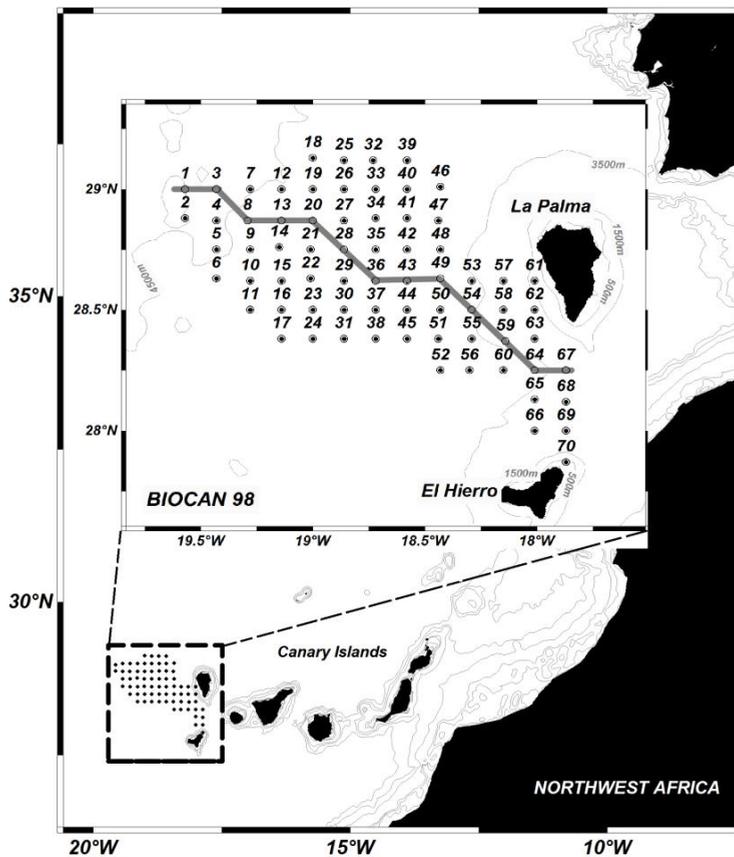


Figura 2.1 Localización de las estaciones hidrográficas al oeste de la Isla de La Palma durante BIOCAN 98. La sección evaluada cruzando los remolinos se muestra en gris.

2.2.3 Estimación de los coeficientes de difusión o la difusividad

La difusividad vertical de los nutrientes fue estimada considerando los procesos de mezcla que tienen lugar por debajo de la capa de mezcla en las Aguas Centrales del Atlántico Norte (NACW, por sus siglas en inglés) (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993). En esta región de la columna de agua los procesos de mezcla son inducidos principalmente por la cizalla vertical de las corrientes horizontales (turbulencia producida mecánicamente) y la convección por dedos de sal (~150-400 m) (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993). La difusividad turbulenta vertical final para la sal ($K_z = K_s$) a escala de estructura fina en este estudio se establece como la suma de K_{st} (coeficiente de difusión debida a la cizalla vertical) y K_{sf} (causada por los dedos de sal) (McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Dietze et al., 2004). Aunque ambos procesos son de naturaleza turbulenta, K_{st} se define en este estudio como la difusividad turbulenta vertical. La difusividad turbulenta vertical (K_{st}) fue estimada utilizando el esquema de Pacanowski & Philander (1981) (PP81) (Martínez-Marrero et al., 2008). Esta parametrización es dependiente de Ri . Este esquema ha sido previamente validado con datos *in situ* en su relación a escala de micro y estructura fina (e.g. Yu & Schopf, 1997; Martin et al., 2010). El esquema de PP81 se expresa de la siguiente forma:

$$v = \frac{v_0}{(1+\alpha Ri)^n} + v_b \quad (1)$$

$$K_{st} = \frac{v}{(1+\alpha Ri)} + k_b \quad (2)$$

Donde las constantes de los parámetros de disipación son $v_b = 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ y $k_b = 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ y los parámetros ajustables $v_0 = 50 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, $\alpha = 5$ y $n = 2$.

La difusividad vertical dirigida por los dedos de sal (K_{sf}) fue estimada utilizando la parametrización empírica de Zhang et al. (1998) (ZSH98). Este esquema es dependiente de R_p . Esta parametrización se constituye en una actualización sobre las constantes del modelo *ad hoc* de

Schmitt (1981) (S81) en aguas centrales y ha sido validada en su relación cualitativa entre las escalas a estructura fina y microestructura (Zhang et al., 1998; St. Laurent & Schimtt, 1999; Inoue et al., 2007). El esquema de ZSH98 se expresa de la siguiente forma:

$$K_{sf} = \frac{k^*}{1 + \left(\frac{R_p}{R_c}\right)^n} + k^\infty \quad (3)$$

Donde $k^* = 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ es la difusividad diapicna máxima debida a los dedos de sal; $k^\infty = 3 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ es la constante de la difusión diapicna debida a otros procesos no relacionados con la doble difusión como el rompimiento de ondas internas; $R_c = 1.6$ es la razón de estabilidad (R_p) sobre la cual la mezcla diapicna debido a los dedos de sal disminuye drásticamente debido a la ausencia de escaleras (*staircases*) y por último, $n=6$ es el índice para controlar el decaimiento de K_{sf} con el incremento de R_p .

2.2.4 Flujos verticales de nutrientes

Los flujos turbulentos verticales fueron obtenidos finalmente cada 16 m de los gradientes de nutrientes a partir de la siguiente ecuación (4, Csanady, 1973):

$$F_z = -K_z (\Delta\text{nut}/\Delta z) \quad (4)$$

Donde K_z (K_s) es la correspondiente difusividad turbulenta vertical final para la sal ($K_{st} + K_{sf}$) y $\Delta\text{nut}/\Delta z$ los gradientes verticales del nutriente al intervalo de profundidad de interés (16 m). La pycnoclina estacional en este estudio, se utilizó como capa de referencia hacia donde se dirige el máximo transporte ascendente de nutrientes hacia la superficie.

2.3 Entorno oceanográfico

El mapa de isosuperficies sobre la pincloina estacional revela claramente la presencia de un remolino ciclónico (C) y uno anticiclónico (A) al oeste de la Isla de la Palma (Fig. 2.2a). En superficie (<100 m) sin embargo, los campos de temperatura y de salinidad no proporcionan una señal definida de los remolinos probablemente debido a la moderada estratificación estacional por encima de los 50 m (Aristegui et al, 1994; González-Dávila et al, 2006). A partir de los 100 m de profundidad los remolinos se detectan claramente (Figs. 2.2b, 2.2c). En la zona más occidental del dominio bajo estudio se observa un núcleo de agua más fría y menos salina ($\approx 17.5^{\circ}\text{C}$, 36.5) mientras que, al sur de la isla se identifica un núcleo de agua más cálida y salada ($\approx 22^{\circ}\text{C}$, 36.9) (Figs. 2.2b, 2.2c).

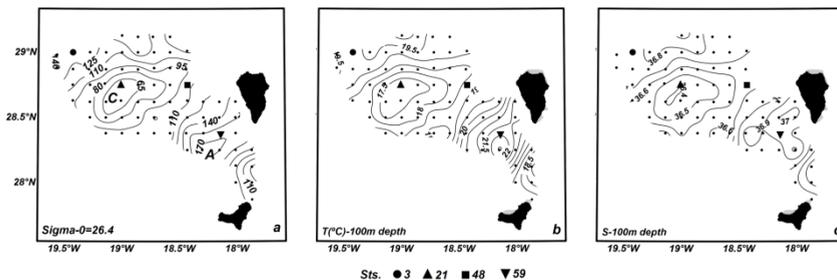


Figura 2.2 (a) Topografía de la pincloina estacional ($\sigma_{\theta}=26.4$), el campo de remolinos es identificado por C (ciclónico) y A (anticiclónico). (b) Distribución de la temperatura a 100 m de profundidad. (c) Distribución de la salinidad a 100 m de profundidad. La figura muestra algunas estaciones de referencia: est.3 (circulo), est.21 (triangulo), est. 48 (rectángulo) y est. 59 (triangulo invertido).

Estos núcleos sugieren que el centro de los remolinos pueden estar localizados hacia las estaciones 21-28 (C, $28.75^{\circ}\text{N}/19.01^{\circ}\text{W}$) y 59-64 (A, $28.37^{\circ}\text{N}/18.14^{\circ}\text{W}$). La estructura del remolino ciclónico es elíptica con un diámetro máximo alrededor de 31 km indicado a partir de la isoterma de 17.5°C (Fig. 2.2b). Sin embargo, el remolino anticiclónico es más definido en su forma, este se expande por encima de los 13 km a partir de la isoterma de 22°C (Fig. 2.2b). No obstante, su extensión real puede haber sido subestimada en uno de sus bordes en la zona sur del remolino (Fig.

2.2b). Un desprendimiento similar y recurrente de estructuras a mesoescala, desde los flancos oeste (C) y este (A) de las islas ha sido previamente observado a partir de medidas *in situ* e imágenes de satélite en el Archipiélago Canario (e.g. Arístegui et al., 1994; Sangrà 1995; Barton & Arístegui, 2004; Pelegrí et al., 2005; Sangrà et al., 2009; Piedeleu et al., 2009).

Las secciones sobre los parámetros de temperatura y salinidad muestran el levantamiento y hundimiento de las isolíneas causados por los remolinos ciclónico y anticiclónico, respectivamente (Figs. 2.3a, 2.3c). Las anomalías de temperatura y salinidad se calcularon respecto al perfil de la estación menos influenciada por la actividad a mesoescala (Est. 3) y permiten observar los efectos sobre la columna de agua debido a la presencia de los remolinos (Figs. 2.3b, 2.3d).

Las anomalías máximas de temperatura y salinidad localizan los núcleos de los remolinos aproximadamente hacia los 50 m (C, estaciones 21 y 28) y 100 m de profundidad (A, estaciones 59 y 63). Los remolinos alcanzan a modificar la estructura vertical (térmica y halina) de la columna de agua al menos hasta los 400 m. A escala local, los remolinos inducen anomalías térmicas y halinas máximas de ± 3 °C y ± 0.4 , respectivamente. Por otro lado, la profundidad de la capa de mezcla (MLD, por sus siglas en inglés) aplicando el algoritmo de Kara et al. (2000) oscila entre los 20 a 50 m de profundidad en las inmediaciones del remolino ciclónico (Fig. 2.4). Sin embargo, en la zona de dominio del remolino anticiclónico cercano al núcleo (Ests 59 y 60) la MLD alcanza hasta los 100 m de profundidad (Fig. 2.4). A pesar de la evidente fluctuación de la profundidad de la capa de mezcla entre estaciones debido a la marcada influencia de los remolinos, el rango obtenido se corresponde al esperado a finales del verano y principios de otoño en la Cuenca Canaria (Ratsimandresy et al., 2001).

Respecto a la relación θ -S encontrada se destaca principalmente la dispersión de los datos hacia las aguas superficiales (Fig. 2.5). Esta tendencia es característica durante las estaciones de otoño y verano en la Cuenca de Canarias como consecuencia del calentamiento inducido por la insolación (Hernández-Guerra et al., 2005; Machín et al., 2006). Los efectos de los remolinos en superficie son también notables en el diagrama θ -S,

observándose la separación de las aguas más frías y menos salinas en las estaciones afectadas por el remolino ciclónico (Est. 21) de las confinadas en el anticiclónico (Est. 59) (Fig. 2.5). Por debajo de la termoclina estacional, se distingue claramente la NACW entre 26.5 a 27.3 σ_θ (Fig. 5, Harvey, 1982; Poole & Tomczack, 1999; Pelegrí et al., 2005; Hernández-Guerra et al., 2005; Machín et al., 2006).

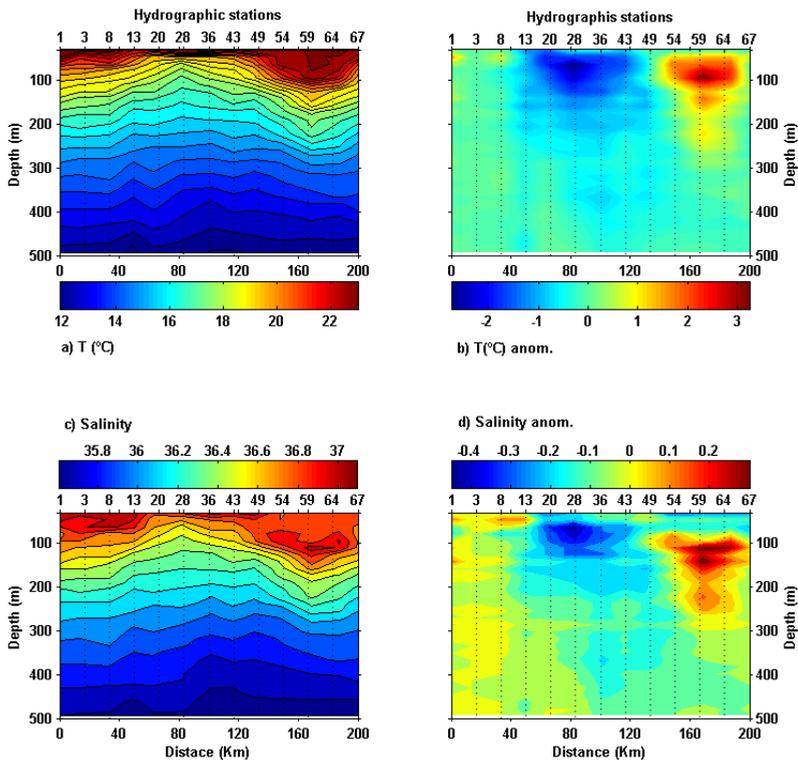


Figura 2.3 Sección vertical cruzando los remolinos: (a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), (b) anomalías de temperatura, (c) salinidad y (d) anomalías de salinidad.

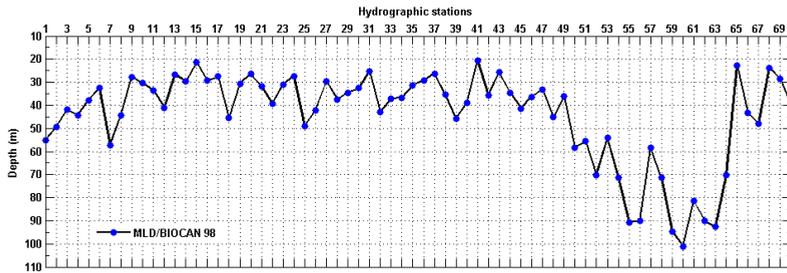


Figura 2.4 Gráfica de la MLD (*Mixed Layer Depth*) calculada del método de Kara et al. (2000) para todas las estaciones hidrográficas durante BIOCAN 98

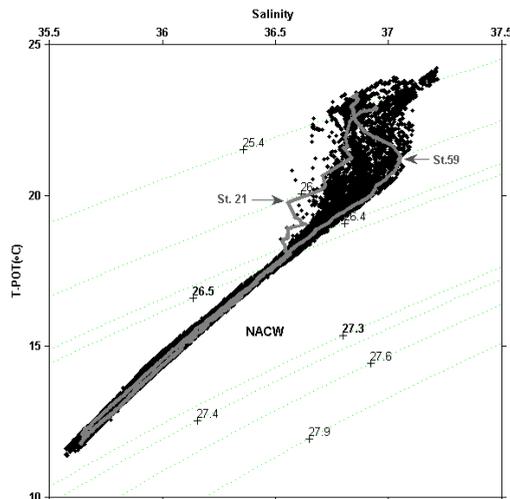


Figura 2.5 Diagrama θ -S de todas las estaciones muestreadas. Las estaciones 21(ciclónico) y 59 (anticiclónico) se muestran en gris.

La NACW predomina al norte del Archipiélago Canario hasta ~ 600 - 700 m de profundidad (Hernández-Guerra et al., 2005; Machín et al., 2006). La relativa elevada salinidad de sus aguas confiere una mayor inestabilidad que favorece la convección por procesos de doble difusión como los dedos de sal (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schimtt, 1999; Dietze et al., 2004; Ratsimandresy et al., 2001). Por tal razón, bajo el dominio de la NACW es importante considerar este tipo de procesos puesto que tienen un efecto substancial en la eficiencia de la mezcla del calor y de

las sales (nutrientes) (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St Laurent & Schimtt, 1999; Dietze et al., 2004; Thorpe, 2005).

El mapa sobre las medidas directas de velocidad (ADCP, Fig. 2.6) por otro lado, corrobora la presencia de las estructuras a mesoescala al oeste de la Isla. La posición y dirección del flujo se combina de acuerdo a lo esperado. El remolino anticiclónico se muestra más intenso y definido que el ciclónico en correspondencia a lo observado a partir de la distribución de temperatura y salinidad. Las magnitudes sobre las medidas de velocidad obtenidas respecto a la estructura anticiclónica son notablemente superiores a las del ciclónico alcanzando valores de 0.55 m s^{-2} en dirección norte. En el caso del remolino ciclónico las velocidades más altas se registran en su componente meridional en dirección oeste (0.10 m s^{-2}).

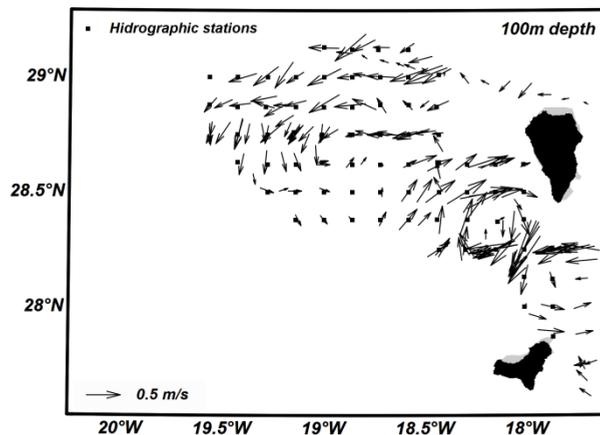


Figura 2.6 Mapa sobre el campo de velocidades de las corrientes subsuperficiales derivadas de los datos de ADCP (m s^{-1}) a 100 m de profundidad.

En relación a la distribución de los nutrientes, los perfiles muestran concentraciones mínimas en las capas superficiales con un incremento progresivo desde la base de la capa de mezcla, donde se encuentra el máximo gradiente (nutriclina), hasta los 500 m de profundidad (no se muestran). Las concentraciones entre estaciones exhiben una variabilidad

significativa (Tabla 2.1). Hacia la capa de referencia ($\sigma=26.4$) las concentraciones obtenidas fueron de 2.56, 0.16 y de 1.43 μM para los nitratos, fosfatos y silicatos, respectivamente.

Tabla 2.1. Resumen estadístico sobre la distribución espacial de los nutrientes en todas las estaciones hacia la capa de referencia ($26.4 \sigma_{\theta}$).

Nutriente (μM) (120.05 \pm 6.5m)	Kruskal-Wallis test		
	Prom. \pm IC95%	$\Delta(\mu\text{M}) \pm$ IC95%	$\alpha=0.05$
Nitratos	2.56 \pm 0.33	1.26 \pm 0.17	p= 3.2 x 10 ⁻⁴
Fosfatos	0.16 \pm 0.01	0.06 \pm 9 x 10 ⁻³	p= 2.09 x 10 ⁻⁸
Silicatos	1.43 \pm 0.11	0.25 \pm 4 x 10 ⁻²	p= 5.69 x 10 ⁻¹¹

*El test de Kruskal-wallis es un contraste no paramétrico para aceptar o rechazar la hipótesis nula en este caso, que las medianas de las variables entre estaciones son iguales, a un nivel de confianza del 95% ($\alpha=0, 05$).

La nutriclina, de acuerdo a la fluctuación causada por las estructuras a mesoescala oscila en un amplio rango entre 25 y 125 m de profundidad. En general, los valores encontrados son consistentes con los rangos observados al sur del Archipiélago Canario (Aristeguí et al., 1997; Barton et al., 1998). Por encima de los 50 m de profundidad no fueron detectadas concentraciones de nitratos y fosfatos sin embargo, los silicatos alcanzaron altas concentraciones hacia la superficie en mayor medida en las estaciones influenciadas por el remolino ciclónico. El promedio sobre la tasa de relación entre el nitrógeno y el fósforo exportado (N: P) calculado según Sarmiento et al. (2002) fue de 19.31 \pm 2.95 (\pm IC95%). Este valor superior al de la estequiometría de Redfield es aproximado al obtenido previamente para el Giro Subtropical del Atlántico Norte (19.7 \pm 1.5) (Sarmiento & Gruber, 2006). Esta desviación sobre la tasa de relación de Redfield (16:1) en los giros subtropicales ha sido previamente explicada que sucede para contrarrestar el déficit respecto al suministro de nitrógeno hacia las aguas superficiales por intermediación de otras fuentes (e.g. fijación de nitrógeno) (Sarmiento & Gruber, 2006). Respecto a la relación Si: N el valor obtenido durante BIOCAN 98 fue de 0.30 \pm 0.17, muy

similar al promedio zonal sobre la tasa de utilización calculada por Sarmiento et al. (2004) en el Atlántico Norte (0.30 ± 0.02 , 15-45° N).

Respecto a la fluorescencia los valores se relacionaron, en la mayoría de los casos, con el suministro de nutrientes. Es decir, los valores máximos (≥ 0.8 r.u.) fueron observados hacia el núcleo y las estaciones afectadas por la estructura ciclónica hacia los 70 m de profundidad donde se presume un aporte de nutrientes adicional debido a la surgencia de aguas más profundas y su utilización por el fitoplancton (Fig. 2.7, estaciones 21, 48). Durante BIOCAN 98 la profundidad del máximo de fluorescencia (*Deep Fluorescence Maximum*, DFM) oscila entre los 50 a 125 m, con el valor máximo en profundidad encontrado en el núcleo del remolino anticiclónico de acuerdo al hundimiento de las isopícnas (Fig. 2.7, estación 59). La estratificación estacional de la columna de agua favorece el desarrollo de un máximo profundo de clorofila en la Cuenca de Canarias (*Deep Chlorophyll Maximum*, DCM) (Arístegui et al., 1997; Basterretxea et al., 2002; González-Dávila et al., 2006).

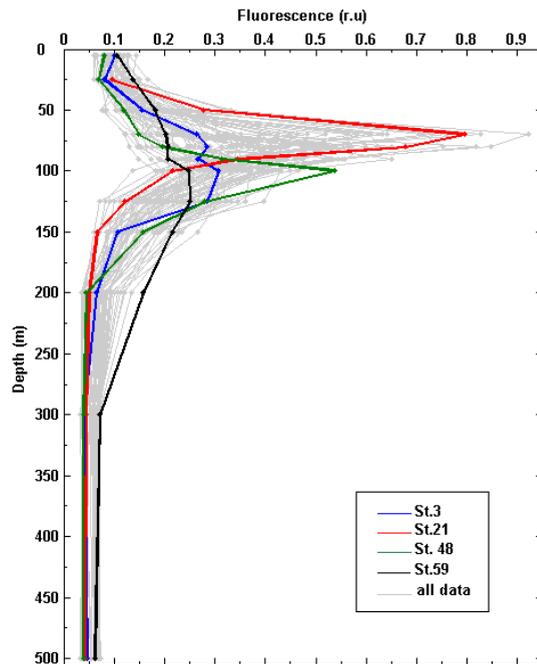


Figura 2.7 Perfiles de fluorescencia (*relative units-r.u.*) para todas las estaciones bajo estudio. Se resaltan algunos de los perfiles de las estaciones hidrográficas de referencia: est. 3 (azul), est.21 (rojo), est. 48 (verde), est. 59 (negro).

En la sección zonal que cruza los remolinos, se distingue una estratificación horizontal de nitratos en correspondencia al levantamiento (C) y profundización (A) de las isolíneas de temperatura y salinidad (Figs. 2.3a, 2.3c y 2.8a). Por otra parte, en aguas someras (~ 94 m) destaca en el remolino ciclónico (estación 28) que las concentraciones alcanzan los $5 \mu\text{M}$ excediendo el promedio estimado para la capa de referencia. Esto podría confirmar que se produce un transporte significativo de nitratos relacionado con la surgencia de aguas más profundas en la estructura ciclónica que no se observa para el resto de estaciones (Fig. 2.8a). La sección sobre el gradiente vertical de nitratos muestra claramente como el gradiente máximo y favorable en dirección hacia la superficie (Fig.2.8b, valores negativos) sigue el desplazamiento vertical esperado debido a la influencia de los remolinos.

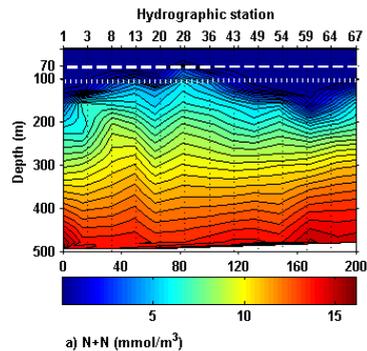
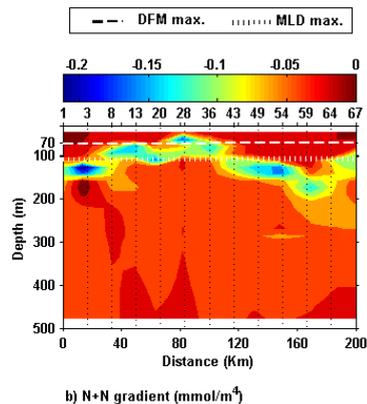
a) N+N (mmol/m^3)

Figura 2.8 Sección cruzando los remolinos: (a) Nitratos (mmolm^{-3}); (b) gradiente vertical de nitratos (mmolm^{-4}), los valores negativos representan gradientes favorables al flujo vertical (hacia aguas superficiales), alrededor de cero no hay suministro y los valores positivos indican gradientes negativos (hacia abajo). En la gráfica se señalan la máxima MLD y el DFM

b) N+N gradient (mmol/m^4)

En general la exploración realizada sobre el ambiente oceanográfico en el dominio bajo estudio permite establecer sin lugar a duda, la permanencia de dos estructuras mesoescalares (remolinos ciclónico y anticiclónico) al oeste de la Isla de la Palma durante BIOCAN 98. Los resultados sobre las diferentes medidas revelan principalmente la supremacía respecto a la intensidad del remolino anticiclónico sobre el ciclónico durante el periodo de muestreo y la variabilidad espacial dirigida por los efectos de la actividad a mesoescala. Además, el desplazamiento de las superficies isopícnas puede reproducir en mayor o menor medida el impacto esperado en relación a la distribución vertical de los escalares y el preludio de su respuesta biológica según lo observado en áreas afectadas por actividad a mesoescala (e.g. McGillicuddy & Robinson 1997; Naveira et al., 2002; Sweeney et al., 2003; Ledwell et al., 2008). Específicamente, las áreas afectadas por remolinos ciclónicos están sujetas a una inyección adicional de nutrientes hacia las aguas superficiales que pueden ser posteriormente aprovechados por el fitoplancton. Mientras que, en los remolinos anticiclónicos básicamente la profundización de la nutriclina deja una capa de mezcla agotada en nutrientes sin producirse una marcada manifestación en el incremento de la producción primaria (McGillicuddy & Robinson 1997; Naveira et al., 2002; Sweeney et al., 2003; Ledwell et al., 2008).

2.4 Resultados y discusión

2.4.1 Procesos de mezcla

Los resultados muestran que tanto la cizalla vertical como los dedos de sal coexisten y pueden contribuir a la mezcla vertical en el área de estudio. Aunque los valores sobre la razón de estabilidad (R_p) son relativamente bajos, según los rangos establecidos por Turner (1973) ($1.6 < R_p < \pm\infty$) ($0 > ITu < 80$) no puede considerarse que la zona este afectada por un régimen de fuertes dedos de sal. Los perfiles se caracterizan principalmente por presentar inestabilidades debidas a un régimen cercano a débiles dedos de sal con un promedio de $Tu = 72.78$ ($R_p = 1.91$) (Tabla 2.2, Fig. 2.9). En este caso, la variabilidad espacial no es significativa

(Tabla 2.2) respecto a los procesos de doble difusión (dedos de sal) hacia la capa de referencia $26.4 < \sigma_\theta < 27$. El rango obtenido de R_ρ es consistente con el establecido para la región de estudio ($1.9 < R_\rho < 2.9$; Ingham, 1996) donde las aguas favorecen la formación de dedos de sal (Schmitt & Evans, 1978; Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999). Además, los perfiles verticales de temperatura y salinidad (no se muestran) siguen una estructura escalonada intermitente característica de la actividad por dedos de sal (Schmitt & Evans, 1978; Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999). En las capas donde los gradientes verticales se compensan ($\partial_z T < 0$, $\partial_z S > 0$) la región es definida como estable para los procesos de doble difusión ($ITu < 45$) (Fig.2.9). En estas zonas la contribución de la cizalla vertical puede dominar siendo la razón por la cual, no se alcanza la formación permanente de escaleras termohalinas (St. Laurent & Schmitt, 1999). De la misma forma si la inestabilidad causada por la cizalla no es lo suficientemente elevada y frecuente en el tiempo para superar el régimen de dedos de sal lo que ocurre es una competencia entre ambos procesos de mezcla (dedos de sal y cizalla vertical) en relación a la dirección del flujo neto de densidad (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999).

Tabla 2.2 Resumen estadístico de los parámetros de estabilidad de todas las estaciones bajo estudio entre las superficies isopícnas ($\sigma_\theta = 26.4-27$)

Parámetros	Prom.± IC95%	Kruskal-Wallis test $\alpha=0.05$
Tu	72.78 ± 0.32	p= 0.99
N²	$2.06 \pm 0.77 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$	p=1.0
Log₁₀(Ri)	0.86 ± 0.03	p=0.0
S²	$4.76 \pm 0.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2}$	p=0.0

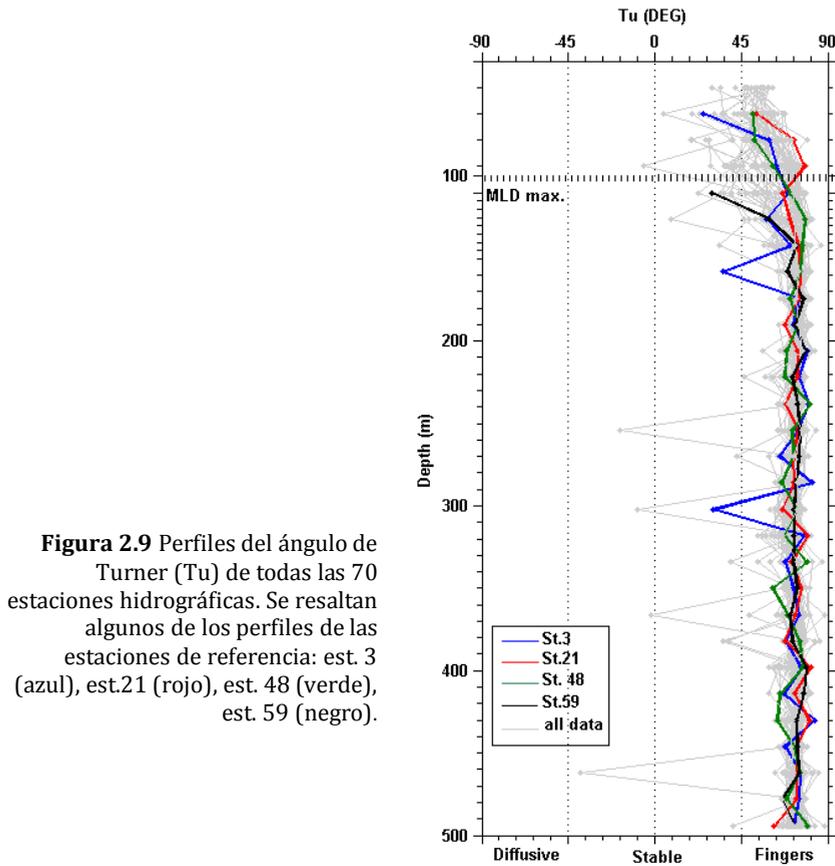


Figura 2.9 Perfiles del ángulo de Turner (Tu) de todas las 70 estaciones hidrográficas. Se resaltan algunos de los perfiles de las estaciones de referencia: est. 3 (azul), est.21 (rojo), est. 48 (verde), est. 59 (negro).

Respecto a los valores sobre la frecuencia de flotabilidad al cuadrado (N^2) se puede establecer que la columna de agua mantiene una estabilidad moderada y una variabilidad espacial no significativa (Fig. 2.10a) (Tabla 2.2). La mayor estabilidad fue observada hacia los núcleos de ambos remolinos, obteniéndose el valor más alto por debajo de la máxima profundidad de la capa de mezcla en la estructura anticiclónica (Est 59, Fig. 2.10a). Los valores más altos en los diferentes perfiles definen más o menos la base de la capa de mezcla (Fig. 2.10a). En relación a otras estimas sobre la estabilidad de la columna de agua, Hamilton et al (1993) establecen un promedio para un intervalo de profundidad de 150 a 400 m en la Cuenca de Canarias de $1.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$. Este valor es inferior al promedio

encontrado durante BIOCAN98, pero a diferencia de este estudio es consistente con un sistema afectado por una actividad de fuertes dedos de sal ($R_p = 1.6$). El grado de estabilidad en el área es también descrito por la cizalla vertical (S^2) (Fig. 2.10b) el cual exhibe una variabilidad significativa entre estaciones (Tabla 2.2).

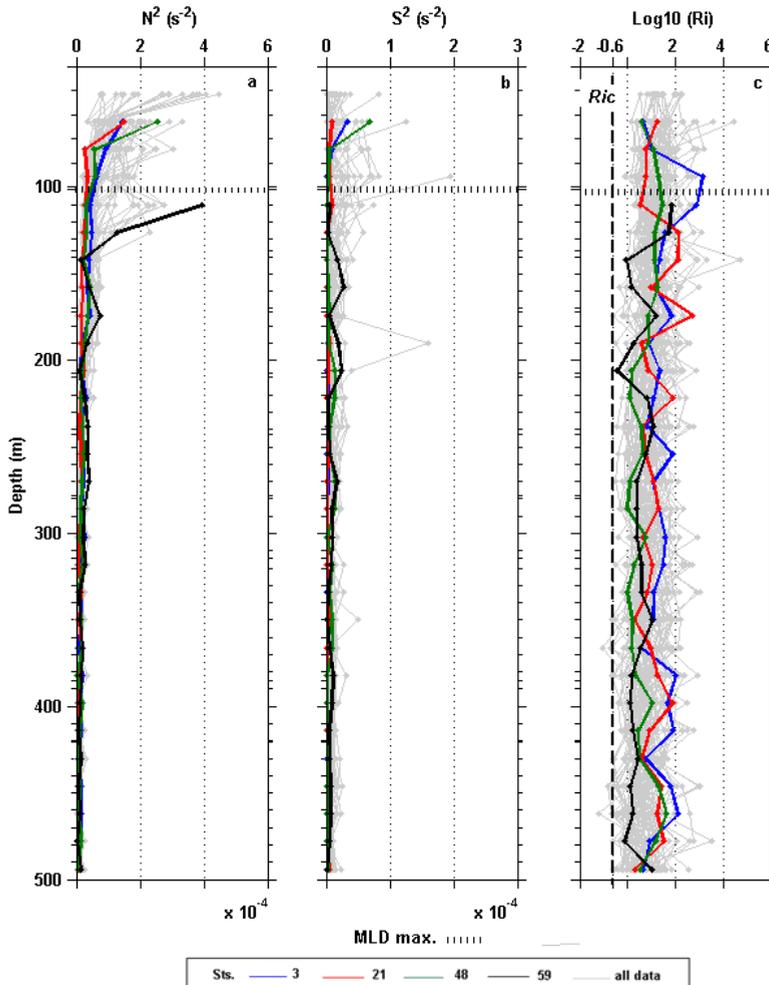


Figura 2.10 (a) Frecuencia de flotabilidad al cuadrado (N^2), (b) cizalla vertical al cuadrado (S^2) y gradiente del número de Richardson ($\text{Log}_{10}(Ri)$) de todas las estaciones hidrográficas. Se muestra el valor crítico de Ri ($R_c = 1/4$). Se resaltan los perfiles de las estaciones de referencia: est. 3 (azul), est. 21 (rojo), est. 48 (verde), est. 59 (negro).

Este comportamiento respecto a la variabilidad espacial también se refleja en los valores sobre el número de Ri (Tabla 2.2) con un promedio superior a la unidad. Aunque no se puede considerar en términos generales que el flujo debido a la cizalla vertical sea inestable ($\sim Ri > 1$) (Fig. 2.10c), gran parte las diferencias encontradas proceden puntualmente de algunas capas en determinadas estaciones ($R_c \leq \frac{1}{4}$) donde el flujo si puede sobrevenir inestable (Fig. 10c) (Thorpe, 2005). Estas pequeñas e intermitentes perturbaciones son originadas principalmente por el incremento de la cizalla vertical hacia la periferia de los remolinos en aguas superficiales, especialmente en el remolino anticiclónico siendo como se ha descrito anteriormente la estructura más intensa. En general, el régimen presente en el área de estudio se caracteriza por una cizalla vertical relativamente débil ($Ri \geq 1$) y una estabilidad moderada ($1 < R_p < 2$) pudiéndose establecer en este caso, que el régimen de dedos de sal localmente es el que contribuye en mayor medida a los procesos de mezcla como ha sido observado para otras zonas al interior de la cuenca de Canarias (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St Laurent & Schimtt, 1999; Thorpe, 2005).

Tabla 2.3 Resumen estadístico de la difusividad y flujos verticales de nutrientes de las 70 estaciones hidrográficas durante BIOCAN 98.

Parámetros	Prom.± IC95%	Kruskal-Wallis test $\alpha=0.05$
* K_z ($m^2 s^{-1}$)	$4.14 \pm 0.53 \times 10^{-5}$	p= 0.0
** K_{st} ($m^2 s^{-1}$)	$2.50 \pm 0.4 \times 10^{-5}$	p= 0.0
** K_{sf} ($m^2 s^{-1}$)	$3.11 \pm 0.09 \times 10^{-5}$	p= 0.99
** K_z ($m^2 s^{-1}$)	$5.60 \pm 0.4 \times 10^{-5}$	p= 35×10^{-7}
* F_{N+N} (mmol N+N $m^{-2} d^{-1}$)	$0.31 \pm 6 \times 10^{-2}$	p= 0.0
* $F_{fosfato}$ (mmol fosfato $m^{-2} d^{-1}$)	$0.015 \pm 3 \times 10^{-3}$	p= 0.0
* $F_{Silicato}$ (mmol silicato $m^{-2} d^{-1}$)	$0.061 \pm 1.2 \times 10^{-2}$	p= 0.0
*picnoclina (120.05 ± 6.5 m), **promedio entre las superficies isopícnas (26.4 a 27.0).		

Finalmente, el promedio del coeficiente de la difusión turbulenta vertical en la picnolina estacional fue de $4.14 \pm 0.53 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ($3.57 \text{ m}^2 \text{ d}^{-1}$) (Tabla 2.3). Esta difusividad vertical es levemente superior a la encontrada a partir de medidas de microestructura ($3.7 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) y liberación de trazadores ($3.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) cerca a la base de la picnolina estacional al este del Atlántico subtropical (Lewis et al., 1986; Ledwell et al., 2008).

Es preciso señalar, que el promedio de la difusividad se incrementa particularmente debido a los valores obtenidos en las inmediaciones de la estructura anticiclónica (Fig. 2.11a). Esto puede ser debido parcialmente al incremento de la cizalla debido a las ondas inerciales atrapadas cerca a la capa de mezcla al interior del remolino (Ledwell et al., 2008). En general la Figura 11 deja en evidencia la interrupción y aleatoriedad en la intensidad de los procesos que inducen la mezcla hacia las diferentes capas de profundidad siendo el provocado por la turbulencia producida mecánicamente (cizalla vertical) menos continuo que los dedos de sal (Fig. 2.11) (McDougall & Ruddick, 1992). Respecto a la variabilidad espacial de la difusividad vertical es significativa debido en mayor parte a la inducida por la cizalla vertical (K_{st}) entre las superficies isopícnas (** K_{st} , Tabla 3).

El promedio de K_{st} fue de $2.50 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Tabla 2.3) con la fluctuación más evidente, una vez más, donde la cizalla vertical es más elevada. Los valores calculados sobre la difusividad vertical debida a los dedos de sal (** K_{sf}) son superiores a los debidos a la cizalla vertical con un promedio de $3.11 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y presentan a su vez, una baja variabilidad espacial en mayor medida por debajo de la máxima profundidad de la capa de mezcla donde además los valores se corresponden con los más elevados para todo el dominio (Fig. 2.11b, Tabla 2.3). Aunque el promedio hacia las superficies isopícnas (**) no difiere considerablemente del de K_{st} (mismo orden de magnitud), la difusividad debida a los dedos de sal domina en la columna de agua de acuerdo a lo esperado en relación a otros estudios en zonas aledañas (Fig. 2.12) (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St Laurent & Schmitt, 1999; Dietze et al., 2004).

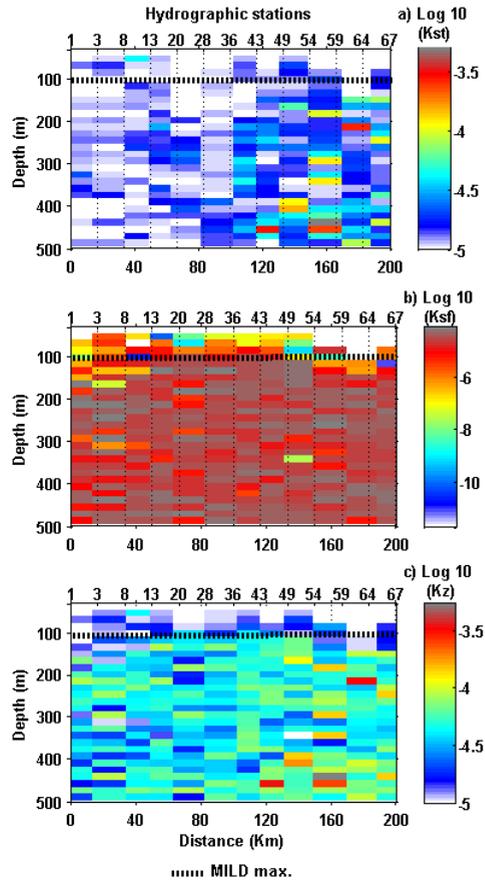
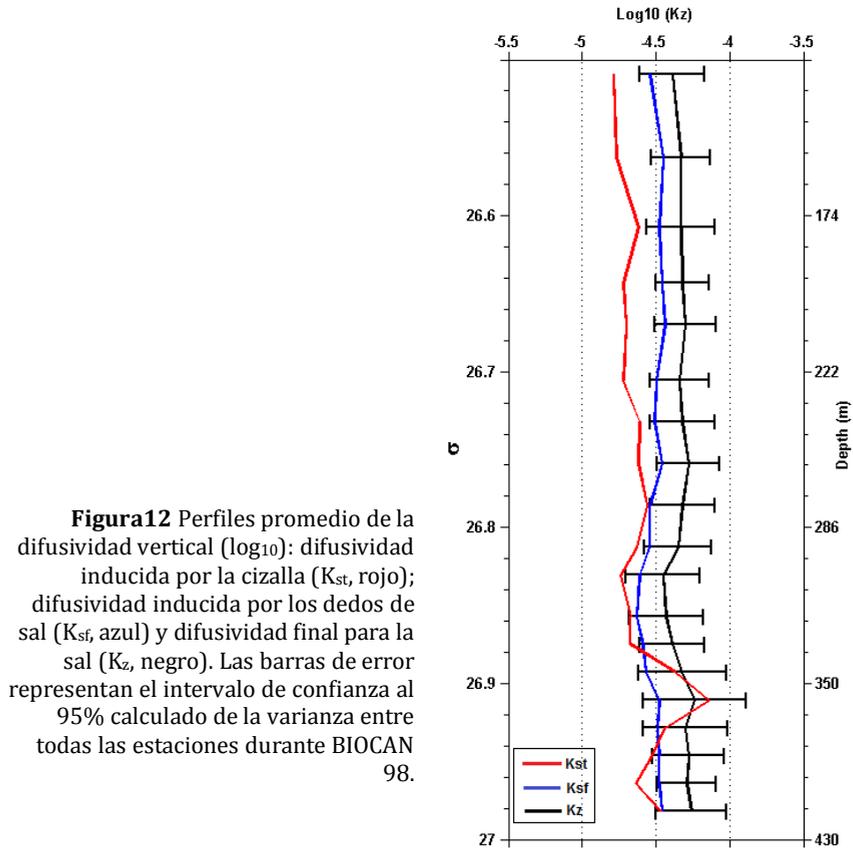


Figura 2.11 Sección del \log_{10} (difusividades verticales) atravesando el campo de remolinos: (a) difusividad inducida por la cizalla vertical (K_{st}), (b) difusividad debida a los dedos de sal (K_{sf}) y (d) difusividad vertical final para la sal (K_z).

Adicionalmente, la Figura 2.12 permite observar que ambos procesos ocurren con diferentes intensidades hacia la misma profundidad de acuerdo a la intermitencia espacio-temporal de la difusión turbulenta vertical (McDougall & Ruddick, 1992). La suma de ambos coeficientes de difusión proporciona una estimación promedio total de la difusividad turbulenta vertical en la columna de agua entre las superficies isopícnas de referencia (26.4-27.0) de $5.60 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Tabla 2.3), con la variabilidad esperada entre los estratos de profundidad de las diferentes estaciones (Tabla 2.3). Este valor promedio, es muy cercano al obtenido por Hamilton et al. (1993) considerando ambos procesos difusivos (cizalla vertical y

dedos de sal) para un rango de profundidad de 150-400 m en la Cuenca de Canarias ($5.4 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$).



2.4.2 Flujos de nutrientes

Los flujos difusivos verticales de nutrientes hacia la picnoclina estacional finalmente fueron de 0.31, 0.015 y 0.061 $\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para nitratos, fosfatos y silicatos, respectivamente (Tabla 2.3). A efectos de comparar las estimas de este estudio con otras obtenidas en la región se encuentra *a priori* una alta discrepancia en los resultados (Tabla 2.4). Nuestra estimación sobre del flujo total de nitratos excede las reportadas por Lewis et al. (1986),

Planas et al. (1999) y Mouriño et al (2004) (Tabla 2.4). Hamilton et al. (1989) en relación a la estimación de Lewis et al. (1986) establece posterior a un exhaustivo examen que la ausencia de la inclusión de los dedos de sal en la parametrización a escala de microestructura como proceso de mezcla tiende a subestimar el resultado final sobre el flujo. El flujo calculado por González-Dávila et al. (2006) en la capa de mezcla es superior y difiere en parte, respecto al coeficiente difusivo turbulento vertical utilizado que consiste en un índice de afloramiento calculado previamente para la zona ($9 \text{ m}^2 \text{ d}^{-1}$) en contraposición al obtenido en este estudio ($3.59 \text{ m}^2 \text{ d}^{-1}$). Además, el valor sobre el gradiente del nutriente y la capa de referencia también es muy distinto lo que puede ampliar aun más la divergencia entre las estimas (Tabla 2.4). Las estimaciones obtenidas aplicando únicamente el modelo turbulento de Osborn (1980) (e.g. Bahamón et al., 2003; Mouriño-Carballido et al., 2011) son superiores a la de este estudio contrario a lo esperado al desprestigiar el régimen de dedos de sal como proceso de mezcla (Tabla 2.4).

Finalmente, el valor sobre el flujo estimado en este estudio se aproxima al de Dietze et al. (2002) ($0.27 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) considerando ambos procesos de mezcla. La pequeña diferencia entre los flujos estimados puede derivar del amplio rango de dispersión sobre la difusión a escala espacial obtenida por Dietze et al (2002) para ambos procesos ($K_{st} = 5 \times 10^{-7}$ a 5×10^{-5} y $K_{sf} = 0$ a 7×10^{-5}), no obstante la correspondencia puede considerarse buena. Los flujos representados en la sección que cruza las estructuras a mesoescala (Fig. 2.13a) para los nitratos principalmente, permite apreciar como los valores más significativos se distribuyen a lo largo de la piconclina estacional correlacionados proporcionalmente con los gradientes favorables (mmol m^{-4}) (Fig. 2.8b) y los valores altos de K_z (Fig. 2.11c). Los flujos negativos encontrados particularmente para los fosfatos (Fig. 2.13b), señalan un déficit de este nutriente o bien por asimilación biológica o hundimiento (flujos hacia abajo) (Palter et al., 2011). Los flujos respecto a los silicatos son similares a los nitratos relacionados en este caso, con la misma tendencia en su distribución que es característica de los giros subtropicales (Sarmiento & Gruber, 2006).

Tabla 2.4 Estimaciones sobre el flujo difusivo vertical de nitratos en el Atlántico Nordeste subtropical

Zona y método	mmolNm ⁻² d ⁻¹	Author
Atlántico oriental (28°N, 23°W). Medidas directas de difusión turbulenta producida mecánicamente de acuerdo a Osborn (1980) y gradientes verticales de nitratos $K_{st} = 3.7 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (100-400 dbar), $dN/dz = 0.045 (\pm 0.008) \text{ mmolm}^{-4}$.	0.14 ± 0.002-0.89 (IC95%)	Lewis et al., (1986)
Beta triángulo -30° W (18° N-31.5° N)-. Doble difusión+ondas internas Datos hidrográficos siguiendo parametrizaciones empíricas de Schmitt (1981)+Gregg (1989). Capa de referencia <166 m	0.27± 0.13	Dietze et al., (2004)
Atlántico nordeste subtropical (23.3 °N-16 °W). Datos hidrográficos para el cálculo de la difusión turbulenta producida mecánicamente de acuerdo a Osborn (1980) y gradientes verticales de nitratos .Capa de referencia 38±3 m	0.86±0.10 (ES)	Bahamón et al., (2003)
Atlántico oriental (27° 30N, 29° W). Datos hidrográficos para el cálculo de la difusión turbulenta producida mecánicamente de acuerdo a Gregg (1989) y gradientes de nitratos. Capa de referencia 115 m	0.08	Planas et al., (1999)
Sur del Archipiélago Canario. Datos hidrográficos para el cálculo de la difusión turbulenta producida mecánicamente a partir de una velocidad de afloramiento previa (9 m ² d ⁻¹) y gradientes verticales de nitratos, $dN/dz = 0,19 \times 10^{-3} \text{ molm}^{-4}$	1.71	González-Dávila et al., (2006)
Corriente de Azores/Sistema Subtropical. Datos hidrográficos para el cálculo de la difusión turbulenta producida por ondas internas de acuerdo a Gargett (1984). Capa de referencia ~20db.	0.01-0.07	Mouriño et al., (2004)
Atlántico Norte Subtropical (~16° -29°N) Medidas directas de difusión turbulenta producida mecánicamente de acuerdo a Osborn (1980) y gradientes verticales de nitratos Capa de referencia 128(±36m).	0.84±1.25(DS)	Mouriño-Carballido et al. (2011)
Oeste de la Isla de la Palma (27.87 a 29.13° N-17.87a19.57° W) Doble difusión + cizalla vertical. Datos hidrográficos siguiendo parametrizaciones empíricas de Zhang et al. (1998)+. Pacanowski & Philander (1981) Capa de referencia 120.05 ± 6.5 (IC95%) m	0.31± 6 x 10 ⁻² (IC95%)	Este estudio

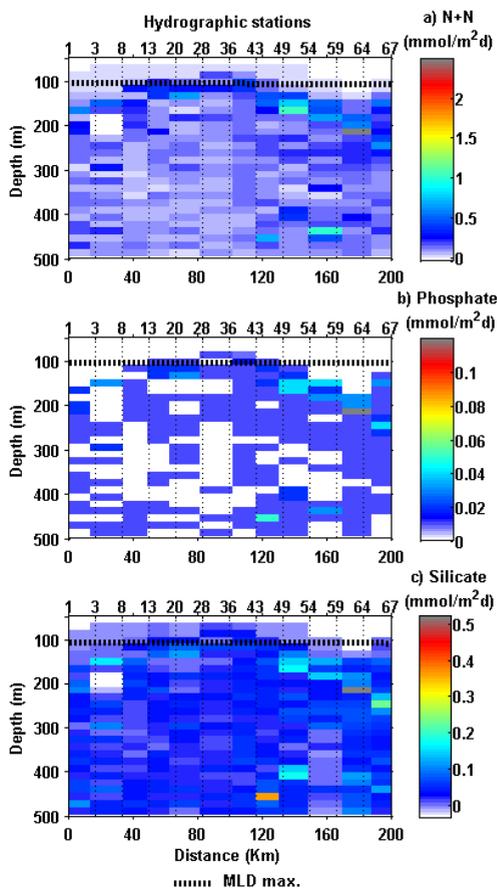


Figura 2.13 Sección vertical cruzando los remolinos sobre los flujos difusivos verticales de nutrientes ($\text{mmolm}^{-2}\text{d}^{-1}$): (a) nitratos (N+N), (b) fosfatos y (c) silicatos. Los valores negativos representan flujos hacia abajo / pérdida de nutrientes.

Las magnitudes más altas sobre los flujos de nitratos calculados para la estructura ciclónica corresponden a las aguas más superficiales (~ 126 m) hasta donde alcanza a perturbar el remolino (e.g estaciones 20-28) (Fig. 2.13a). Por otra parte, el flujo máximo obtenido para todo el dominio de estudio corresponde a un valor de $2.42 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (~ 190 m) hacia el núcleo del remolino anticiclónico (Est. 59, Fig. 13a) coincidiendo con un elevado K_{st} ($2.6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) (Fig. 2.11a). Los procesos de mezcla pueden aumentar el interior del remolino anticiclónico y por lo tanto, al aproximarse además a la nutriclina el flujo tiende a incrementarse de forma notable (Ledwell et al., 2008). Finalmente, se examinaron los

parámetros que pueden contribuir directamente (difusividad y gradientes verticales) a la variabilidad espacial de los flujos estimados a partir de un análisis factorial ($\alpha=0.05$) en el área de estudio. La mayor contribución en orden descendente en la picnoclina estacional se obtuvo para la difusión por los dedos de sal (43.34 %), la cizalla vertical (30.98 %) y por último para los nutrientes (23.68 %). Esto confirma que la variabilidad espacial sobre los flujos difusivos verticales en este estudio principalmente se explica por los procesos de mezcla coexistentes.

2.5 Recapitulación & conclusiones

Los resultados de este estudio permiten establecer que la cizalla vertical y los dedos de sal interactúan por debajo de la capa de mezcla al oeste de la Isla de La Palma. Los valores de la razón de estabilidad en general fueron bajos aunque no lo suficiente de acuerdo con Turner (1973) ($1.6 < R_p < \pm\infty$) ($0 > Tu < 80$) para considerar un régimen de fuertes dedos de sal. El rango de R_p fue consistente con lo observado previamente para la región por Ingham (1996) ($1.9 < R_p < 2.9$), donde las aguas son favorables a la formación de dedos de sal (Schmitt and Evans, 1978; Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999). Hamilton et al. (1993) obtienen a partir de las medidas directas de microestructura observadas por Lewis et al. (1986) para la Cuenca de Canarias un rango promedio entre los 150 a 400 m de profundidad de $1.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$. Este valor de N^2 es inferior al encontrado durante BIOCAN 98 pero congruente con un sistema caracterizado por una actividad por fuertes dedos de sal ($R_p=1.6$). De acuerdo a Thorpe (2005) en un régimen con una cizalla relativamente débil ($Ri \geq 1$) y una estabilidad moderada ($1 < R_p < 2$), como en la zona de estudio y para otras áreas en el interior de la Cuenca de Canarias, los dedos de sal contribuyen a la mezcla (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Thorpe, 2005).

Por otro lado, las estructuras a mesoescala observadas inducen amplias anomalías térmicas y halinas. Además esta actividad a mesoescala puede modificar la intensidad de los procesos de mezcla presentes en el área de estudio. En este caso, la cizalla vertical por la actividad a

mesoescala puede interrumpir la formación de fuertes dedos de sal en la zona (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Dietze et al., 2004). Por esta razón, la existencia de escaleras termohalinas pueden ser inhibidas (St. Laurent & Schmitt, 1999). Igualmente, si la inestabilidad causada por la cizalla vertical no es lo suficientemente alta ($Ri \geq 1$) y constante da lugar a una competición entre ambos procesos de mezcla (dedos de sal y cizalla vertical) en relación a la dirección del flujo neto de densidad (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999). Por lo tanto, la cizalla vertical puede incrementar la difusividad donde su magnitud es notablemente alta pero generalmente lo que ocurre es una combinación de débiles procesos de mezcla compitiendo entre ellos. Sin embargo, la difusividad debida a los dedos de sal fue superior a la producida por la cizalla vertical por debajo de la capa de mezcla en correspondencia con otros estudios en aguas de zonas aledañas (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Dietze et al., 2004).

El promedio de la difusividad turbulenta vertical durante BIOCAN98 ($5.60 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) se aproxima al obtenido por Hamilton et al. (1993) en un rango de profundidad de 150-400m en la Cuenca de Canarias ($5.4 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) considerando también ambos procesos de mezcla (cizalla vertical y dedos de sal). En relación a los flujos de nutrientes, se observa en general una alta discrepancia entre las estimas incluso para el mismo dominio de estudio. Nuestra estimación ($0.31 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) se aproxima a la obtenida por Dietze et al. (2004) ($0.27 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) la cual considera los mismos mecanismos de mezcla. Las diferencias en las estimaciones de los flujos de nitratos de forma general pueden ser debidas en parte, a la variedad de escalas y métodos utilizados para el cálculo del coeficiente de difusión vertical. Por lo tanto, las comparaciones deben ser realizadas con precaución especialmente cuando el área de interés exhibe una variabilidad espacial alta producida por el campo de remolinos. En este estudio se identificó un déficit de fosfatos hacia la superficie. Sin embargo, es requerida investigación adicional sobre otras fuentes de entrada o especies químicas que puedan balancear el sistema para establecer que este nutriente está siendo limitante para la producción

primaria. Finalmente, en orden a obtener estimaciones cada vez más aproximadas sobre los flujos difusivos verticales de nutrientes y de su contribución neta en términos de producción nueva son necesarios un mayor número de estudios *in situ* a escalas espacio-temporales más amplias.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer a la tripulación del RV *Thalassa* y a todos sus participantes durante la Campaña Oceanográfica BIOCAN 98. El proyecto BIOCAN 98 del Centro Oceanográfico de Canarias (IEO, España) fue financiado con fondos de la Unión Europea en el marco del Programa CANIGO (MAS3-CT96-0060). Este estudio forma parte de la tesis conducente a la obtención del grado de Doctor en Oceanografía por la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria apoyado por el programa de becas MAEC-AECID del Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación y de la Agencia Española de Cooperación Internacional del Gobierno Español.

Capítulo 3

Importancia relativa de la difusión turbulenta vertical en el suministro de nutrientes al sur de las Islas Canarias

Arcos-Pulido, M., Rodríguez-Santana, A., Machín, F. Comas-
Rodríguez, I., Fraile-Nuez, E. & Estrada-Allís, S.
Ocean Dynamics: ODYN-D-13-00007, *under review*.

Resumen

Se combina un conjunto de 14 perfiles climatológicos (temperatura, salinidad y nutrientes) del *World Ocean Atlas* (WOA 09) con medidas *in situ* de las corrientes subsuperficiales a lo largo de una sección entre los 24.5 a 27.5° de latitud Norte. Los datos de velocidad de las corrientes proceden de las campañas D277/ D278 que se llevaron a cabo entre el 26 de febrero al 30 de marzo del 2004 por el *Natural Environment Research Council* (NERC) en el marco del Programa *Rapid Climate Change* (RAPID). Principalmente, se contrastan dos secciones con un gradiente latitudinal (*offshore* -24.5° N- y *onshore* -25.5 a 27.5°N-) al Sur de las Islas Canarias en términos de difusividad turbulenta vertical (dedos de sal y cizalla vertical) y su influencia en los flujos de nutrientes. La difusividad turbulenta vertical fue calculada con el modelo de mezcla oceánica por debajo de la capa de mezcla de Large et al. (1994). Los valores máximos hallados de los coeficientes de difusión turbulenta vertical (K_z) fueron de $5 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. La cizalla vertical y los dedos de sal como procesos turbulentos son importantes para la región y deben ser cuantificados. Sin embargo, la difusividad turbulenta vertical final depende del tipo e intensidad del proceso de mezcla dominante y por lo tanto, exhibe una importancia relativa respecto a la magnitud que alcance en la zona a evaluar. La marcada zonificación de las aguas es evidente a lo largo de toda la sección bajo estudio obteniéndose un flujo promedio para los nitratos en la sección *offshore* de $0.28 (\pm 1.28) \times 10^{-2}$ y de $2.17 (\pm 2.45) (\pm 1\text{C } 95 \%) \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ en la *onshore*.

Palabras clave: difusividad turbulenta, flujos de nutrientes, cizalla vertical, dedos de sal, Cuenca Canaria.

3.1. Introducción

El suministro de nutrientes hacia las aguas superficiales, donde pueden ser eficientemente utilizados por el fitoplancton, es principalmente dirigido

por el movimiento vertical en el océano (Mahadevan & Tandon, 2006). Asimismo, la turbulencia es el principal agente que de forma irreversible permite, entre otros, la mezcla de las masas de agua, el calor y los nutrientes (Moum, 1998). La mezcla vertical involucra procesos turbulentos a pequeña escala -microestructura- que dificultan su medición *in situ* y no se integran adecuadamente en los modelos de circulación general en el océano (*Oceanic General Circulation Models* -OGCMs-) teniendo que ser parametrizados (Ledwell et al., 1993; 1998, Li et al., 2001; Law et al., 2003; Ruddick & Gargett 2003; Thorpe, 2005; Mahadevan & Tandon, 2006). Estos esquemas de parametrización, además utilizan rangos respecto a los parámetros de estabilidad y constantes sobre los coeficientes de mezcla que no están del todo ajustados a las condiciones específicas de las diferentes regiones oceánicas (Large et al., 1994; Li et al., 2001).

El reto en definir los parámetros sobre los procesos difusivos turbulentos se dificulta aún más, cuando la zona a evaluar exhibe una dinámica compleja respecto a la variabilidad de los forzamientos físicos que los dirigen (Cullen et al., 2002). En este sentido, la región al sur de las Islas Canarias se caracteriza por una alta variabilidad espacio-temporal causada a grandes rasgos por la interacción de las aguas del Sistema de Afloramiento del Noroeste Africano y la Corriente de Canarias (CC) que genera una variedad de frentes, remolinos a mesoescala y filamentos (Barton et al., 1998; Pelegrí et al., 2005, Machín et al., 2006).

Al nordeste del Giro Subtropical se forma por convección el Agua Central del Atlántico Norte (NACW) que se caracteriza por presentar débiles gradientes isopícnos (Ferrari & Polzin, 2005). La profundidad de esta masa de agua es variable en la Cuenca de Canarias y se distribuye desde superficie hasta por debajo de la termoclina estacional entre los 600 a 800 m (Harvey, 1982; Machín, 2003). La NACW puede subdividirse de acuerdo a su región de formación en las variedades tropical y polar (Castro et al., 1998). Sin embargo, otros estudios argumentan que las aguas centrales corresponden a una única masa de agua con una variabilidad ambiental relativamente alta (Poole & Tomczack, 1999). Es importante señalar que la *Eastern North Atlantic Central Water* (ENACW) es más salina

que la *Western North Atlantic Central Water* (WNACW) confiriendo a las aguas centrales en la Cuenca Canaria una inestabilidad relativa adicional a procesos convectivos y de formación de dedos de sal (Ratsimandresy et al., 2001; Ferrari & Polzin, 2005).

En definitiva, ambos mecanismos - actividad a mesoescala y dedos de sal- ejercen un control considerable sobre la difusión turbulenta vertical y los procesos de mezcla (Pacanowski & Philander, 1981; Polzin et al., 1995; Law et al., 2003; Schmitt et al., 2005). No obstante, en el interior de los giros subtropicales las estimaciones definitivas sobre los flujos verticales de nutrientes continúan manteniendo una alta incertidumbre (Cianca et al., 2007).

El objetivo de este trabajo es evaluar la variabilidad espacial de los procesos difusivos en el área de estudio. Para esto se emplean dos secciones una a 24.5°N y otra de 25.5 a 27.5° N al sur de las Islas Canarias donde se estima la difusividad turbulenta vertical a partir de dos de los forzamientos físicos que la dirigen a escala local: los dedos de sal y la cizalla vertical. En este trabajo se aplica el modelo de mezcla para el océano interior de Large et al. (1994) que comprende la superposición de los tres procesos de difusión turbulenta de mayor potencial en la región: cizalla vertical, rompimiento de ondas internas y la doble difusión.

El capítulo se divide como se describe a continuación: en la sección 3.2 se presentan los datos y métodos utilizados, la sección 3.3 hace una breve descripción del área de estudio en función del conjunto de datos utilizado y de cómo se dirigirá el análisis; la sección 3.4 incluye los resultados de mayor importancia sobre los parámetros de estabilidad, difusividad y flujos turbulentos de nutrientes. En último lugar, en la sección 3.5 se presentan las principales conclusiones.

3.2. Datos y métodos

Este estudio combina un conjunto de datos climatológicos (temperatura, salinidad y nutrientes) del *World Ocean Atlas* (WOA 09) con medidas directas de las corrientes subsuperficiales a lo largo de una sección entre los 24.5 a 26.5° de latitud Norte al sur de Canarias (Fig. 3.1).

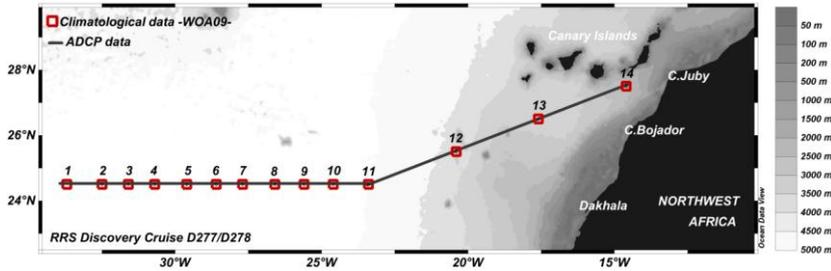


Figura 3.1 Localización de la sección de datos de ADCP y de las estaciones de datos climatológicos (WOA09).

Las medidas sobre las corrientes fueron obtenidas a bordo del RRS *Discovery* con un RD I O-S 75KHz *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) a una resolución vertical de 8 m. Los datos fueron registrados usando IBM-*Data Acquisition System* (DAS). Las Campañas D277/ D278 se llevaron a cabo entre el 26 de febrero al 30 de marzo del 2004 por el *Natural Environment Research Council* (NERC) en el marco del Programa Rapid Climate Change (RAPID) para monitorear la *Atlantic Meridional Overturning Circulation* -AMOC- (Cunningham, 2005). Los datos de temperatura, salinidad y nutrientes utilizados corresponden a 14 perfiles, para la estación invernal (Fig. 3.1), que representan los campos disponibles por el WOA 09 ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$) a lo largo de la sección de ADCP del 27 al 03 de marzo. Para considerar una mayor cobertura a lo largo de toda la sección de datos de ADCP se optó por el uso de datos climatológicos sobre el uso de las medidas *in situ* disponibles. La profundidad máxima de la columna de agua de interés para este estudio es de 250 m. Los datos sobre la altimetría provienen de campos de Topografía Dinámica Absoluta (ADT, por siglas en inglés) del satélite *Jason-1* (03 Marzo de 2004) proporcionados por AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com>).

La difusividad vertical local se calculó en términos de la estabilidad de la columna de agua debido a la cizalla vertical a partir del numero de

gradiente de Richardson ($Ri = N^2/S^2$), al rompimiento de ondas internas ($0.1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) y a la doble difusión en función de la razón de estabilidad ($R_p = \alpha\Delta T/\beta\Delta S$) siguiendo el esquema del *K-Profile Parametrization* (KPP) local para el océano interior (Large, 1994). Los coeficientes de expansión térmica (α) y contracción halina (β) fueron calculados usando los algoritmos de McDougall (1987). Para confirmar el tipo de régimen difusivo en el área de estudio se utilizó el ángulo de Turner ($Tu = \tan^{-1}(R_p + 1/ R_p - 1)$) (Turner, 1973; Ruddick, 1983). La Energía Cinética Turbulenta (EKE, por sus siglas en inglés) fue calculada como $EKE = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2)$ donde, u'^2 y v'^2 son las dos componentes horizontales de la fluctuación zonal de la velocidad medida por el ADCP, para usarla como indicador de la distribución en profundidad de la actividad a mesoescala.

Los flujos difusivos verticales de nutrientes ($F_z = -K_z (\Delta\text{nut}/\Delta z)$) se calcularon a partir del coeficiente de difusión turbulenta (K_z) y Δnut la diferencia vertical de la concentración de nutrientes en $\Delta z = 8 \text{ m}$ (*Piecewise Cubic Hermite Interpolating Polynomial*-PCHIP-, Fritsch & Carlson, 1980; Kahaner et al., 1988). El signo negativo indica que el flujo ocurre en la dirección contraria al gradiente de concentración (Lewis et al., 1986; Hamilton et al., 1993; Dietze et al., 2004). Para el cálculo promedio de los flujos se empleó la profundidad por debajo del valor máximo de la *Mixed Layer Depth* (MLD, Kara et al., 2000) entre los 14 perfiles climatológicos, lo anterior para utilizarla como capa de referencia del transporte de nutrientes hacia las aguas superficiales.

3.3 Datos climatológicos y de ADCP

Los perfiles sobre los datos climatológicos (Fig. 3.2) muestran una tendencia generalizada de aguas más densas, frías y de menor salinidad conforme aumenta su proximidad a la costa africana (estaciones 12 a 14). Los nutrientes hacia las capas superficiales (<100m profundidad) de los 14 perfiles se encuentran en su mayoría agotados. Adicionalmente, los silicatos muestran una reducción más intensa en las estaciones de la 12 a la 14. En su conjunto, este comportamiento está dirigido por la influencia permanente del Sistema de Afloramiento del Noroeste Africano (*Canary*

Upwelling System -CUS-) (Barton et al., 1998; Johnson & Stevens, 2000; Pelegrí et al., 2005; Sarmiento & Gruber, 2006).

Dada la marcada zonificación de las aguas a lo largo de toda la sección y para facilitar la comparación entre las medidas de posición y dispersión, las estaciones climatológicas se agrupan de aquí en adelante sobre la sección *offshore* por un lado (24.5° N, estaciones 1 a 11) y la sección más afectada por el sistema de afloramiento denominada *onshore* por otro (24.5 a 26.5° N, estaciones 12 a 14).

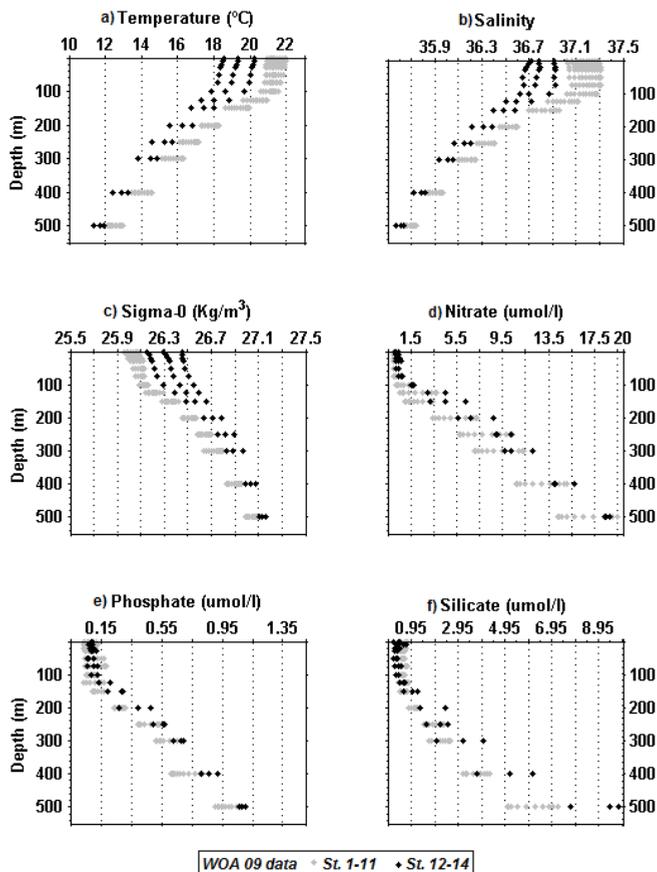


Figura 3.2 Perfiles de datos climatológicos (WOA09) de las 14 estaciones: a) Temperatura (°C); b) Salinidad; c) Sigma- θ (Kg/m³); d) Nitratos (µmol/l); e) Fosfatos (µmol/l); f) Silicatos (µmol/l).

La MLD calculada para cada una de las 14 estaciones climatológicas (WOA09) oscila entre los 113-135 m de profundidad (Fig. 3.3) con un promedio de 127.14 (± 3.44) m ($\pm 95\%IC$). En función del valor máximo de la MLD obtenido (135 m) se estableció la profundidad de la capa de referencia en 150 m de profundidad en todas las estaciones. La profundidad de la capa de mezcla calculada es la característica durante la estación invernal en la Cuenca Canaria cuando se alcanzan las mayores profundidades y las menores temperaturas debido a la mezcla convectiva vertical (Ratsimandresy et al., 2001; Machín et al., 2006).

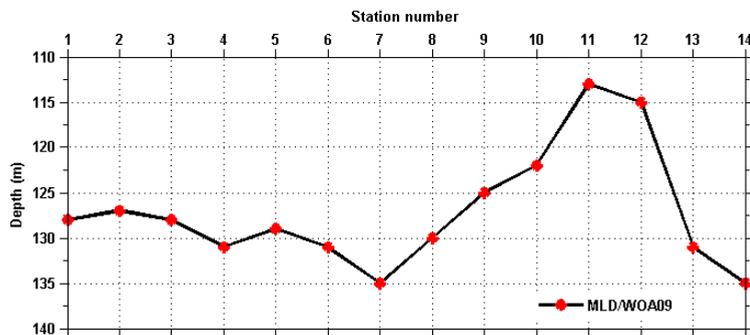


Figura 3.3 Gráfica de la *Mixed Layer Depth* (MLD), para los 14 perfiles de los datos climatológicos, calculada según el método de Kara et al. (2000).

Por otro lado, el campo de velocidades absolutas (ADCP) muestra la alternancia de valores positivos (norte) y negativos (sur) a lo largo de toda la sección revelando la presencia de remolinos a mesoescala, tal y como indican los datos de altimetría (Fig. 3.4). A partir de las medidas de ADCP sobre la sección *onshore* se identifican claramente dos remolinos ciclónicos separados por una estructura anticiclónica muy marcada (Fig. 3.4). La sección *offshore* muestra estructuras mesoescalares de menor intensidad que en la sección *onshore* (Fig. 3.4). Este resultado también se hace evidente en la distribución vertical de la EKE calculada sobre el promedio zonal (Fig. 3.5).

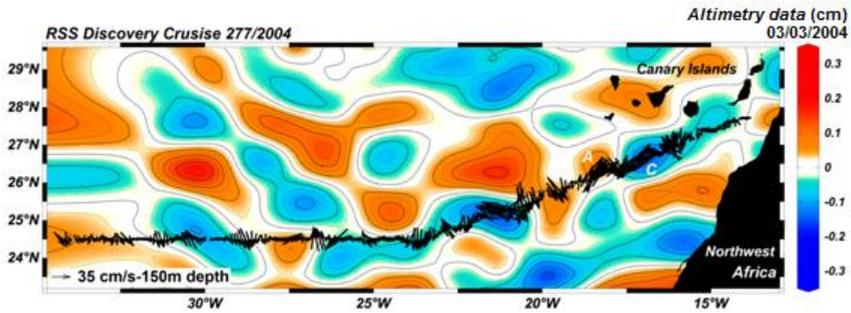


Figura 3.4 Mapa de los campos de Topografía Dinámica Absoluta (ADT, por sus siglas en inglés) del satélite Jason-1 de AVISO (contornos coloreados) combinados con la sección de velocidad absoluta (flechas, datos ADCP). Se muestran estructuras ciclónicas (C, contorno azul) y anticiclónicas (A, contorno rojo).

El promedio de la EKE obtenido hacia los 150 m de profundidad es de $120.81 \pm (19.87) \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ para toda la sección con valores máximos entre los $700\text{-}800 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ en las inmediaciones de las estaciones 12, 13 y 14 (sección *onshore*) (Fig. 3.5). Esta lengua de energía generada por la actividad de remolinos de larga vida al sur de las Islas Canarias es también de carácter permanente y se constituye en una de las principales fuentes de EKE al este del Atlántico Norte Subtropical (Sangrà et al., 2009). Los valores de EKE en este estudio exceden el promedio anual de $100 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ estimado para el “*Canary Eddy Corridor*” (Sangrà et al., 2009) y los valores promedio encontrados durante los meses de febrero a marzo (2004) ($0\text{-}500 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$) (no se muestra). Es preciso anotar que estas últimas estimaciones fueron derivadas de la *Sea Level Anomaly* (SLA) de AVISO (velocidades geostróficas). A diferencia de la EKE calculada para este estudio, no se corresponden con medidas *in situ* de la velocidad absoluta de las corrientes razón por la cual, es notablemente más elevada. La influencia de la actividad a mesoescala sobre la sección bajo estudio es evidente, intensificándose la señal entre las estaciones más cercanas al continente africano.

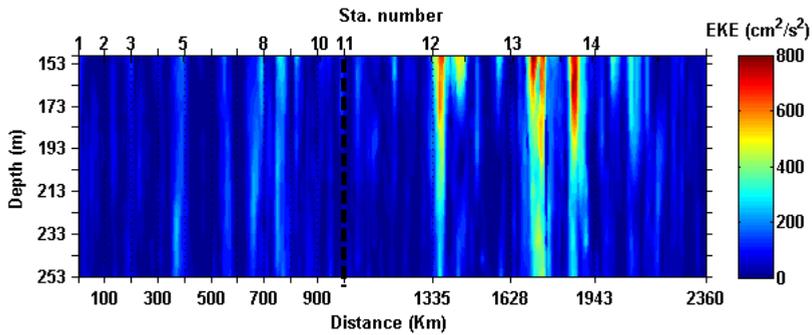


Figura 3.5 Sección (34.3-14.1°W) de Energía Cinética Turbulenta (EKE) ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) calculada del promedio zonal de los datos de ADCP. La línea discontinua vertical marca el gradiente latitudinal.

3.4. Estabilidad, difusividad y flujos

Los parámetros que definen la estabilidad de la columna de agua muestran coherencia a lo largo de toda la sección (Fig. 3.6). A medida que se avanza desde la sección *offshore* hacia la costa africana e incrementa la cizalla vertical al cuadrado (S^2), los valores de la flotabilidad al cuadrado (N^2) y de Ri disminuyen evidenciándose un gradiente latitudinal negativo (los valores de N^2 y de Ri decrecen de Sur a Norte).

En este caso, los promedios de los valores de Ri (Tabla 3.1) se encuentran por encima de los rangos normalmente encontrados en el océano (0.4-1.0) (Large et al., 1994) pero en correspondencia con entornos favorables a un régimen de dedos de sal (Kimura et al., 2011). Sin embargo, y de acuerdo al uso de datos climatológicos para el cálculo de N^2 (s^{-2}) puede que se estén sobrestimando.

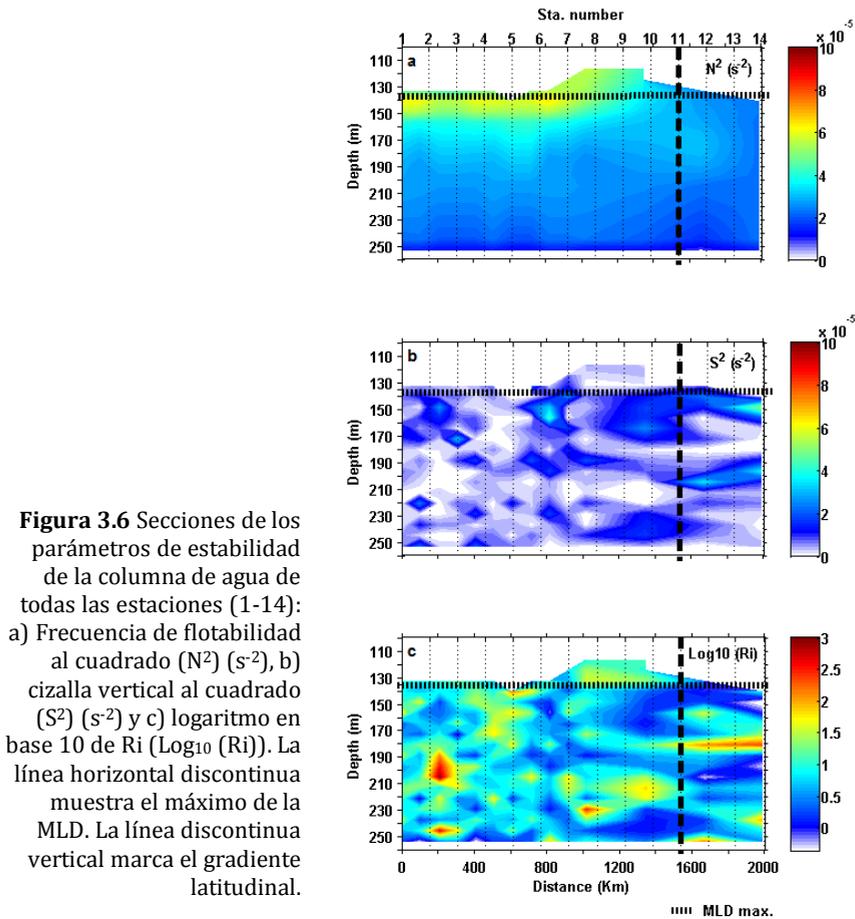


Tabla 3.1 Resumen estadístico de los parámetros de estabilidad hacia los 150 m de profundidad para los 14 perfiles de datos climatológicos.

Estaciones	1-11(<i>offshore</i>)	12-14 (<i>onshore</i>)
Parámetros	Prom.± IC95%	Prom. ± IC95%
N^2	$5.20 (\pm 0.19) \times 10^{-5} s^{-2}$	$2.8 (\pm 0.53) \times 10^{-5} s^{-2}$
$\text{Log}_{10}(Ri)$	0.99 ± 0.29	0.07 ± 0.42
S^2	$9.63 (\pm 6.68) \times 10^{-6} s^{-2}$	$2.79 (\pm 2.42) \times 10^{-5} s^{-2}$
R_p	2.48 ± 0.22	1.72 ± 0.13
T_u	67.37 ± 2.15	75.19 ± 1.87

A partir de medidas de microestructura *in situ* hacia los 28.30° N a 23° W se han reportado estimas inferiores de N^2 ($1.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$) entre los 150 a 400 m de profundidad que los promedios obtenidos en este estudio (Tabla 3.1), en una área seguramente menos afectada por la cizalla vertical debida a las corrientes pero más afectada por la actividad de dedos de sal (Lewis et al., 1986; Hamilton et al., 1993). Igualmente, se puede establecer que la estratificación de la columna decrece conforme se aumenta la proximidad a la costa africana y al sur de las Islas Canarias. Hacia los 150 m de profundidad el promedio al menos para N^2 y Ri (Tabla 3.1), describe el mismo patrón. Por otro lado, independiente al gradiente latitudinal la dispersión de los datos (IC 95%) (Tabla 3.1) destaca el incremento de la variabilidad entre las estaciones de la 12-14 posiblemente en relación a la influencia del afloramiento y a la actividad a mesoescala. Además de los gradientes de velocidad que actúan de forma puntual, la variabilidad sobre la relación T-S a escala de estructura fina se ha confirmado que también aumenta debido a la influencia que ejercen los remolinos a lo largo de las isopicnas (Ferrari & Polzin, 2005). En contraposición, la mezcla diapicna debido a procesos difusivos como los dedos de sal tienden a homogenizar y constreñir la relación T-S (Ferrari & Polzin, 2005).

En general, la sección bajo estudio se caracteriza por presentar un régimen moderado de doble difusión ($1.56 < R_p < 3.0$) (Zhang et al., 1998). Es importante resaltar que posiblemente debido a la baja resolución de los gradientes verticales (temperatura y salinidad) que proporcionan los datos climatológicos la actividad por dedos de sal para este estudio se encuentre subestimada (Zhang et al., 1998). Esto ocurre en mayor medida para la sección *offshore*, puesto que se caracteriza a escala global por su sensibilidad al desarrollo de este tipo de procesos difusivos (Schmitt, 1994, Zhang et al., 1998). En general, la NACW se definen por una razón de estabilidad de $1.9 < R_p < 2.3$ (Hamilton et al., 1989) obteniéndose un promedio para toda la columna de agua en la sección *offshore* de 1.80 ± 0.44 (2.48 a 150 m, Tabla 3.1) y de 1.68 ± 0.15 ($\pm DS$) para la sección *onshore* (1.72 a 150m, Tabla 3.1).

Pese a la baja representación de la doble difusión en este estudio, es preciso señalar que los dedos de sal se consideran un agente

significativo para la mezcla cuando la razón de estabilidad (R_ρ) es ~ 1 (Schmitt, 1994, Zhang et al., 1998). Por otro lado, la sección vertical de Tu (Fig. 3.7) muestra valores entre los rangos esperados por debajo de la capa de mezcla durante la estación invernal (Tippins & Tomczak, 2003). En las estaciones de la 1 a la 7 hacia la capa de referencia se identifica una actividad por dedos de sal débil (Fig. 3.7) (Tabla 3.1). Sin embargo, se observa en estas mismas estaciones cómo se intensifica este proceso de doble difusión ($Tu > 70^\circ$) hacia los 190 m mostrando una tendencia al desarrollo de procesos difusivos más fuertes (dedos de sal) que no se iguala a las estaciones restantes (Ests. 8 a 14). En la sección *offshore* se muestra que la capa de referencia puede encontrarse muy próxima a la capa de mezcla donde unos metros por debajo en su base, la estabilidad se muestra más alta (Fig. 3.6a). La turbulencia es elevada en la capa de mezcla pero se aproxima a cero hacia su base; por debajo de esta y dependiendo del tipo de inestabilidades comenzará a incrementarse de nuevo la turbulencia (Thorpe, 2005).

En las estaciones de la 12 a la 14 sin embargo, la capa de mezcla se encuentra en promedio por encima del máximo de la MLD reflejándose hacia los 150 m de profundidad valores de Tu ligeramente más altos que en las estaciones de la sección *offshore* (Fig. 3.7). Sin embargo, estos valores (Tu) tampoco aumentan con la profundidad (Fig. 3.7) pudiendo indicar la interrupción del desarrollo de dedos de sal más fuertes debido posiblemente a la influencia de la cizalla vertical causada en este caso por la actividad a mesoescala (Kunze, 1987; Marmorino, 1990). En relación a este último aspecto la capa de referencia del máximo flujo de nutrientes (150 m) puede no ser la más adecuada para las estaciones 11 y 12, siendo más apropiado ajustarla a la velocidad y a la flotabilidad local en cada una de las estaciones (Li et al., 2001). Igualmente, en ninguno de los casos se involucra la capa de mezcla en los cálculos, lo que implicaría aplicar otro esquema de parametrización diferente al del océano interior (Large et al., 1994).

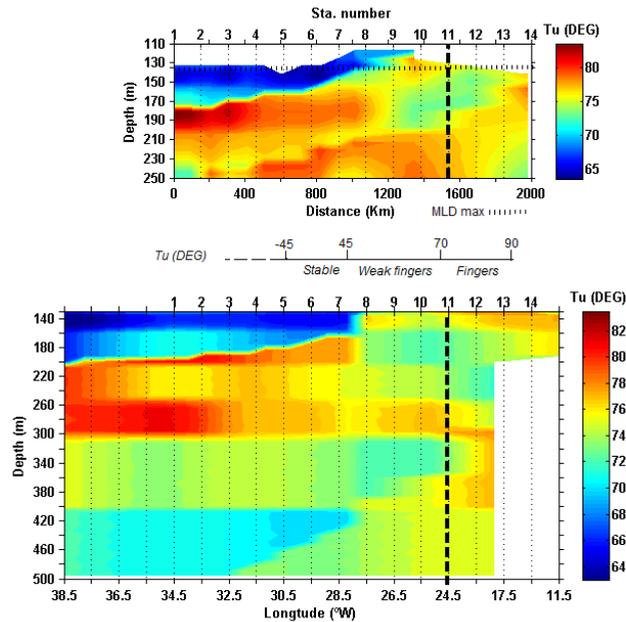


Figura 3.7 Arriba: sección sobre los valores de los ángulos de Tu para las 14 estaciones. En la parte inferior, se muestra la escala respecto al régimen de doble difusión que representa la magnitud del ángulo de Tu . La línea horizontal discontinua muestra el máximo de la MLD. La línea discontinua vertical marca el gradiente latitudinal. **Abajo:** sección de resolución vertical y horizontal ampliada

Finalmente, se observa de forma clara que pese a la mayor influencia de la turbulencia producida mecánicamente (dirigida por la cizalla vertical debida a la actividad a mesoescala y a las corrientes) en la sección *onshore* la inestabilidad en función de los altos números de Ri (>1) obtenidos a lo largo de toda la sección no es muy alta aun cuando la estabilidad (N^2) se sobrestime en función de los datos climatológicos. Por otro lado, los perfiles promedio sobre la difusividad para las 14 estaciones refleja el papel dominante de la difusión debida a los dedos de sal ($K_{s,f}$) (Fig. 3.8a, b).

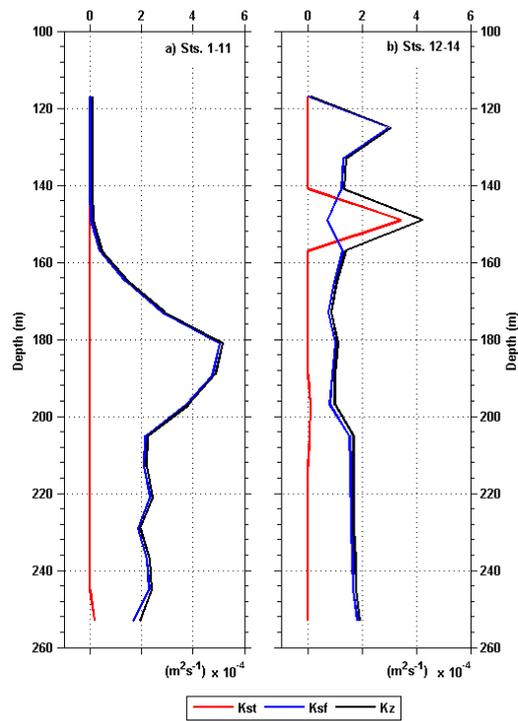


Figura 3.8 Perfiles promedio de la difusividad turbulenta vertical (negro, K_z), (rojo, K_{st}), (azul, K_{sf}) para todas las estaciones: a) Ests. 1-11; b) Ests. 13-14.

En la sección *offshore* (Fig. 3.8a) se observa entre los 160 a 200 m de profundidad los valores de la difusividad más altos debido a un régimen más favorable a los dedos de sal así como, una ausencia visible de la difusividad vertical dirigida por la cizalla vertical. Mientras que, en la sección *onshore* aunque se observa una dominancia similar de la difusión por un régimen favorable para los dedos de sal, esta última no alcanza las magnitudes y distribución que para la sección *offshore* (Fig. 3.8b). Por otro lado, se evidencia en las estaciones de la 11-14 (*onshore*) un máximo hacia los 150 m de profundidad de dominancia de la difusión para la sal debida a la cizalla vertical conforme a los valores de estabilidad encontrados. Los perfiles sobre la difusividad turbulenta vertical (K_z , Fig. 3.8), permiten observar también que ambos procesos de mezcla (cizalla vertical y dedos de sal) no actúan de manera simultánea con igual intensidad sobre la misma parcela de fluido (McDougall & Ruddick, 1992). La Figura 3.9

muestra que hacia las Ests. 1-5 (*offshore*, por debajo de la capa de referencia) donde existe un régimen más intenso a los dedos de sal la difusividad es más elevada.

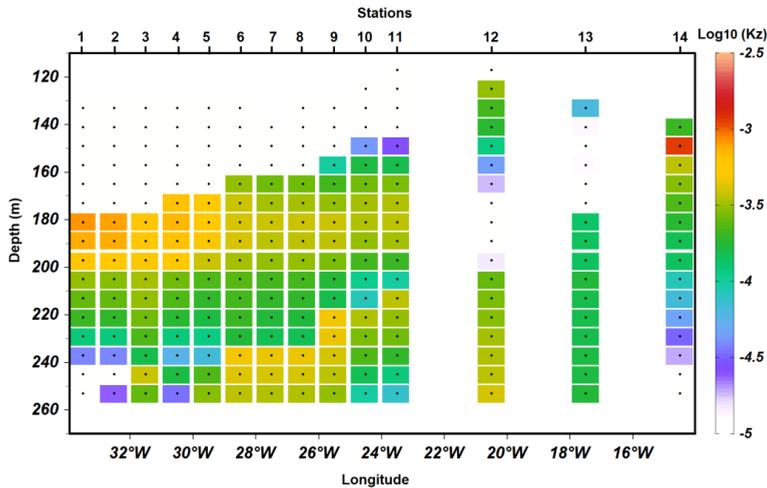


Figura 3.9 Sección del coeficiente de difusión vertical turbulenta total para la sal ($\text{Log}_{10}(K_z)$) de todas las estaciones.

La difusión de las sales (nutrientes) es mayor en un régimen favorable a los dedos de sal que en uno turbulento producido por la cizalla vertical del flujo y el rompimiento de ondas internas (Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schimtt, 1999; Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004). A medida que aumenta el gradiente longitudinal hacia el este, donde ambos procesos de mezcla (dedos de sal y cizalla) compiten de forma más intensa la difusión en general es más baja e intermitente (Fig. 3.9). La mezcla por turbulencia producida mecánicamente (cizalla vertical y rompimiento de ondas internas) ocurre por eventos esporádicos mientras que por los dedos de sal es un proceso más continuo (McDougall & Ruddick, 1992). Además, si el régimen por dedos de sal tiende a ser débil y la turbulencia producida mecánicamente está presente, la mezcla por la doble difusión deja de ser tan eficiente (Large et al., 1994; Zhang et al., 1998). Por otro lado, se

observa que si de forma puntual la cizalla vertical actúa y es ligeramente elevada (e.g Est.14, 150 m) la difusión aumenta considerablemente. De todo lo anterior se puede establecer que la difusividad turbulenta vertical a escala de estructura fina depende del tipo e intensidad del proceso de mezcla dominante y que por lo tanto, va a tener una importancia relativa respecto a la magnitud que alcance en la zona a evaluar. El promedio de la difusividad turbulenta vertical total para la sal hacia la capa de referencia muestra el valor más alto para la sección *onshore* (K_z , Tabla 3.2) con la mayor contribución derivada de la cizalla vertical y siendo esta un orden de magnitud menor para los dedos de sal. En contraste, en la sección *offshore* como ha podido observarse anteriormente (Fig. 3.8a) la difusividad turbulenta vertical procede aparentemente en su totalidad de la mezcla por los dedos de sal y el rompimiento de ondas internas; sin embargo, comienza a alcanzar su mayor desarrollo por debajo de los 160 m (K_z , Tabla 3.2) (Fig. 3.9).

Tabla 3.2 Resumen estadístico de la difusividad turbulenta vertical ($m^2 s^{-1}$) en todas las estaciones a 150 m de profundidad.

Estaciones	1-11 (<i>offshore</i>)	12-14 (<i>onshore</i>)
Parámetros	Prom.± IC95%	Prom.± IC95%
$K_z (m^2 s^{-1})$	$1.45 (\pm 0.63) \times 10^{-5}$	$6.29 \pm (7.12) \times 10^{-4}$
$K_{st} (m^2 s^{-1})$	0	$5.94 (\pm 6.73) \times 10^{-4}$
$K_{sf} (m^2 s^{-1})$	$4.51 (\pm 6.27) \times 10^{-6}$	$6.99 (\pm 6.79) \times 10^{-5}$

En general, los valores de la difusividad turbulenta vertical (K_z) se encuentran entre 0 a $5 \times 10^{-4} m^2 s^{-1}$. El amplio rango de los valores sobre la difusión reportado anteriormente para el Atlántico Norte oscila entre 10^{-4} y 10^{-5} órdenes de magnitud (Lewis et al., 1986; Ledwell et al., 1993; Hamilton et al., 1993; Polzin et al., 1995; Ruddick et al., 1997; St. Laurent & Schmitt, 1999; Dietze et. al., 2004; Mouriño et al., 2004; Ferrari & Polzin, 2005; Ledwell et al., 2008; Mouriño-Carballido et al., 2011). Los valores obtenidos en este estudio, por un lado pueden sobrestimar de forma general la difusividad turbulenta vertical debida a la cizalla respecto a la doble difusión. Por otro lado, es importante señalar que los anteriores estudios evalúan la difusividad turbulenta vertical en regiones con una

magnitud de la actividad a mesoescala aún más débil y en algunos casos, teniendo en cuenta además la turbulencia producida mecánicamente como único proceso de mezcla. Adicionalmente, pese a que el esquema de parametrización utilizado (KPP) proporciona perfiles bastante realistas de la difusión vertical y es apropiado su uso con datos climatológicos (Li et al., 2001), no es comparable con la sensibilidad obtenida a partir de la liberación de trazadores o medidas directas de micro o estructura fina *in situ*. Lo anterior se relaciona con que la difusión diapirna a través de los gradientes termohalinos se produce principalmente mediante procesos turbulentos a pequeña escala y las mediciones directas facilitan obtener una estima de la K_z efectiva puesto que permiten integrar todos los mecanismos de mezcla involucrados en un espacio y tiempo determinados (Law et al., 1998, 2001, 2003). No obstante, de forma cualitativa se puede establecer que la difusividad turbulenta vertical (K_z) se ve incrementada (disminuida) de forma puntual en la sección *onshore* en comparación a la sección *offshore* en mayor medida, por la actividad a mesoescala (débiles dedos de sal).

Respecto a los flujos, se observa de forma general que su magnitud y dirección se encuentran estrechamente relacionadas tanto con la difusión como con los gradientes de los nutrientes. Las secciones sobre los gradientes obtenidos de los datos climatológicos muestran variaciones verticales y horizontales a lo largo de toda la sección (Figs. 3.10a, c, e). En general, los nitratos y fosfatos muestran la tendencia lineal esperada (Sarmiento & Gruber, 2006). Por encima de la MLD (< 150 m) en la sección *offshore* los gradientes verticales hacia la superficie son mínimos (incluso nulos) y, una parte se dirige a favor del gradiente de concentración (hacia abajo) (Fig. 3.10a, c, e). Principalmente para los nitratos (Fig. 3.10a) a lo largo de esta misma sección, se distingue una zona entre los 180 a 190 m de profundidad donde se observa un gradiente vertical máximo hacia la superficie (0.1 mmol m^{-4}). Hacia los 160 m de profundidad se identifica la zona de transición entre gradientes verticales favorables a los flujos difusivos verticales hacia las capas más superficiales donde los nutrientes se encuentran agotados por consumo o hundimiento (Fig. 3.10a, c, e).

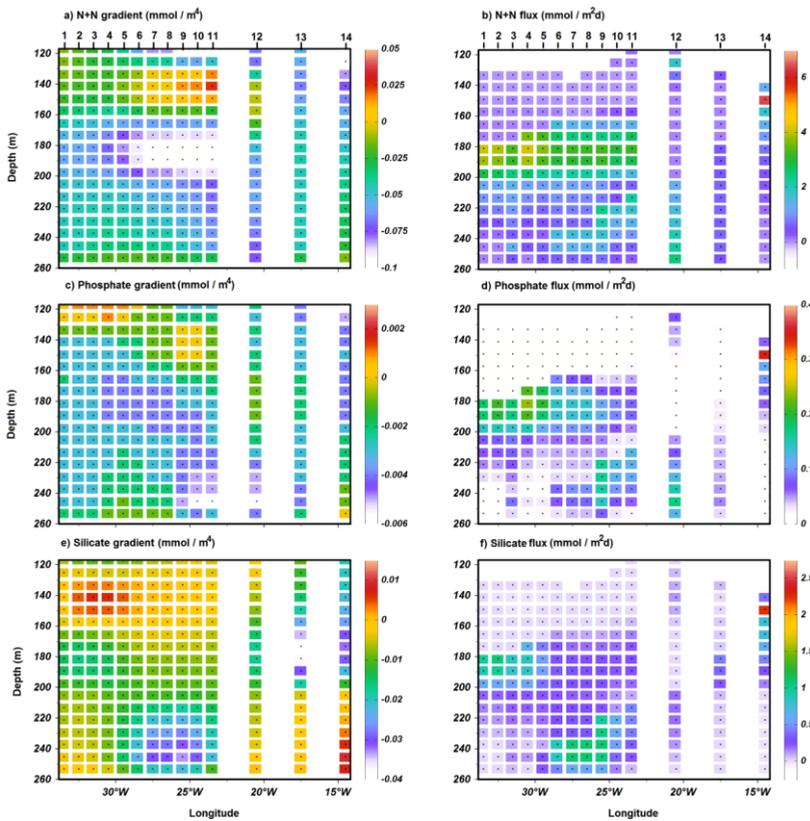


Figura 3.10 Secciones del gradiente vertical de las concentraciones de los gradientes de nutrientes (mmol/m^4) y de los flujos difusivos ($\text{mmol}/\text{m}^2\text{d}$) de todas las estaciones durante la estación invernal: a y b) Nitratos; c y d) Fosfatos; e y f) Silicatos. Los valores negativos de los gradientes representan las concentraciones a favor del flujo difusivo turbulento vertical hacia las aguas superficiales. Los valores positivos sobre los flujos indican la dirección en contra del gradiente (hacia arriba).

Por otro lado, en las estaciones de la sección *onshore* no se observa la misma variación vertical respecto a los gradientes de los nutrientes. En este caso, los gradientes y promedios obtenidos hacia la capa de referencia, por ejemplo, son superiores a los encontrados en la sección *offshore* (Tabla 3.3, Figs. 3.10a, c, e). Este suministro adicional puede estar asociado a la transferencia meridional de nutrientes a partir de los remolinos a mesoescala que interactúan con las aguas ricas en nutrientes del sistema de afloramiento (Barton et al., 1998; Pelegrí et al., 2005; Gruber et al., 2011). En este sentido, donde los gradientes verticales de nutrientes tienen

un papel tan importante para la producción primaria como suministro adicional hacia la superficie se hace más evidente la relevancia de la difusión turbulenta vertical hacia las capas superficiales en la sección *offshore*, dado que se encuentra más alejada de otras fuentes oceánicas de nutrientes y de energía turbulenta producida mecánicamente.

Tabla 3.3 Resumen estadístico de la distribución espacial de los gradientes verticales de nutrientes (Δ , mmolm^{-4}) y flujos difusivos ($\text{mmol Nutriente m}^2\text{d}^{-1}$) de todas las estaciones a 150 m de profundidad.

Estaciones	1-11 (<i>offshore</i>)		12-14 (<i>onshore</i>)	
	$\Delta \pm \text{IC95\%}$	Flujo	$\Delta \pm \text{IC95\%}$	Flujo
Nitrato	8.50 (± 9.30) $\times 10^{-3}$	0.28 (± 1.28) $\times 10^{-2}$	4.35 (± 3.72) $\times 10^{-2}$	2.17 ± 2.45
Fosfato	1.81 (± 0.75) $\times 10^{-3}$	1.67 (± 0.64) $\times 10^{-3}$	2.80 (± 0.74) $\times 10^{-3}$	0.12 \pm 0.13
Silicato	0.63 (± 1.36) $\times 10^{-3}$	0.25 \pm 1.9 $\times 10^{-3}$	1.62 (± 0.82) $\times 10^{-2}$	0.78 \pm 0.88

En relación a los flujos, los promedios obtenidos hacia los 150 m de profundidad en las estaciones *onshore* destacan en magnitud sobre los de las estaciones de la sección *offshore* con valores para los primeros de 2.17, 0.12 y 0.78 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ para los nitratos, fosfatos y silicatos, respectivamente (Tabla 3.3). El flujo promedio de nitrato en concreto, hacia la capa de referencia en la sección *onshore* es superior al obtenido por otros estudios a partir de medidas *in situ* en el Atlántico subtropical (Lewis et al., 1986; Gruber & Sarmiento, 1997; Dietze et al., 2004; Bahamón et al., 2003; Mouriño et al., 2004; Mouriño et al., 2011). Así mismo, el promedio sobre el flujo difusivo vertical turbulento de nitrato en la sección *offshore* es inferior (Lewis et al., 1986; Gruber & Sarmiento, 1997; Dietze et al., 2004; Bahamón et al., 2003; Mouriño et al., 2004; Mouriño-Carballido et al., 2011).

En las estaciones de la 1 a la 4 concretamente, donde se ha observado que la doble difusión es más energética (K_{st}) que la cizalla vertical (K_{st}) (180-190 m) los flujos son más homogéneos y muestran valores altos

(~ 2.5 a $4.0 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) (Fig. 3.10b). Sin embargo, cuando actúa la cizalla vertical a menor profundidad en un entorno de débiles dedos de sal (e.g. Est. 14, 150 m) los flujos aumentan de forma notable superando estos últimos valores pero solo de forma puntual e intermitente (Fig. 3.10b).

Pese a que la doble difusión puede estar subestimada para este estudio, la débil cizalla vertical dirigida por la actividad a mesoescala probablemente y de forma general, inhibe el desarrollo de procesos convectivos permanentes producidos por un régimen de dedos de sal más fuertes (Kimura et al., 2011). Esto puede ralentizar en este caso, la mezcla y afluencia de nutrientes hacia la superficie especialmente en la sección *offshore*. Por otro lado, en este estudio la magnitud de la cizalla vertical en la sección *onshore* debido a una actividad a mesoescala más desarrollada y a la reducida intensidad del régimen de dedos de sal en la sección *offshore* puede estar causando la sobrestimación y subestimación de los flujos, respectivamente.

3.5. Recapitulación & conclusiones

En función de la reconocida relevancia de la difusión turbulenta vertical en el océano, este estudio principalmente busca respaldar la continua necesidad que existe en ahondar en los diferentes mecanismos que la dirigen, más aún cuando la zona a evaluar exhibe una alta variabilidad espacio-temporal (Barton et al., 1998; Pelegrí et al., 2005; Machín et al., 2006). Las parametrizaciones empíricas pueden ser poco sensibles sobre todo cuando se aplican en áreas donde los procesos difusivos se superponen y donde los rangos de los parámetros o constantes en función de los cuales se calcula la difusividad (R_i y R_p) se ajustan solo parcialmente (Large et al., 1994; Li et al., 2001). En este sentido, se hace imprescindible seguir aunando esfuerzos en la obtención de medidas *in situ* a diferentes escalas (micro y estructura fina) sobre la difusión turbulenta vertical mientras se avanza en comprender con mayor detalle su comportamiento y verdadero impacto, al menos a escala regional.

Más allá de aportar nuevas estimas sobre la difusividad o los flujos de nutrientes para la Cuenca de Canarias, esperamos en este estudio hacer

énfasis en los resultados cualitativos obtenidos. Especialmente cuando no es del todo apropiado comparar estimaciones obtenidas a partir de métodos, tipo de datos y escalas espacio-temporales tan diversas. Dada la repercusión directa que la difusión turbulenta vertical de nutrientes tiene sobre la productividad primaria, a continuación se resaltan las principales conclusiones:

La EKE como indicador de la intensidad de la actividad a mesoescala se muestra más elevada al sur de las Islas Canarias cerca a la costa africana que hacia los 24.5°N de latitud. Lo anterior, ejerce un impacto favorable en relación a la entrada de nutrientes desde la zona del afloramiento costero (noroeste africano) y de forma puntual en términos del incremento de la difusión debido a la turbulencia producida mecánicamente (cizalla vertical). La influencia que seguramente ejerce el gradiente latitudinal y la variabilidad inducida por los remolinos a mesoescala sobre la temperatura, salinidad y nutrientes se pone de manifiesto hacia la sección *onshore* a diferencia de la sección *offshore* cuyas características físico-químicas se muestran más homogéneas. Pese a la baja resolución de los gradientes verticales de temperatura y salinidad de los datos climatológicos, toda la zona se caracteriza por presentar un régimen moderado de doble difusión. Sin embargo, y teniendo en cuenta que para la estación invernal la principal fuente de mezcla turbulenta hacia las aguas más superficiales puede ser la cizalla vertical, por debajo de los 160 m de profundidad en la sección *offshore* prevalecen con mayor intensidad los procesos de doble difusión (dedos de sal).

Respecto a la distribución y magnitud de los gradientes verticales de los nutrientes a lo largo de toda la sección se puede establecer que en la sección *onshore* existe un suministro adicional posiblemente de carácter principalmente advectivo producido por la interacción de los remolinos con el sistema de afloramiento. En relación a la sección *offshore* se observa una mayor estratificación y zonas de máximos gradientes verticales favorables a la difusión turbulenta vertical que indican posiblemente procesos de mezcla mucho más lentos pero seguramente de mayor permanencia. Aunque ambos mecanismos turbulentos (cizalla vertical y dedos de sal) son importantes para la región y deben ser cuantificados; la

difusividad final depende del tipo e intensidad del proceso de mezcla a escala de estructura fina dominante y por lo tanto, exhibe una importancia relativa respecto a la magnitud que alcance en la zona a evaluar.

Agradecimientos

Este estudio utiliza datos del programa *Rapid Climate Change* (RAPID) financiado por el *Natural Environment Research Council* (NERC). Los datos fueron proporcionados por el *British Oceanographic Data Centre* (BODC). Los autores quieren agradecer especialmente a Ms. Polly Hadžiabdić (BODC) por el apoyo en la consecución de los datos de ADCP y al Dr Stuart A Cunningham (BODC) por el procesamiento de éstos. Este trabajo, ha sido apoyado por el programa de becas MAEC-AECID del Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación y de la Agencia Española de Cooperación Internacional del Gobierno Español, forma parte de la tesis conducente a la obtención del grado de Doctor en Oceanografía por la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Capítulo 4

Comportamiento interanual de la difusión turbulenta vertical y distribución de nutrientes en el Pasaje de Lanzarote (Margen Oriental del Giro Subtropical del Atlántico Norte)

Arcos-Pulido, M., Rodríguez-Santana, A., Machín, F., Comas-Rodríguez, I., Fraile-Nuez, E., Domínguez, F. & Estrada-Allís, S., 2012. Journal of Marine Systems: MARSYS-D-13-00002, *under review*.

Resumen

La difusión diapicna en determinadas regiones se consolida como una ruta importante para la producción nueva (Lewis et al. 1986; Law et al., 2003) por otro lado, entre los mecanismos que favorecen este intercambio vertical de sustancias disueltas (nutrientes) en aguas centrales destacan: la turbulencia mecánica y la doble difusión (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schimtt, 1999). Este estudio, examina a partir de datos oceanográficos *in situ* la fluctuación invernal de la contribución de los procesos de mezcla a escala de estructura fina (la cizalla vertical y los dedos de sal) durante cuatro años (2006-2009) en el interior del Pasaje de Lanzarote. Se establece un rango de la difusividad turbulenta vertical para la sal de 2.60 a $5.96 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ con un coeficiente de variación (CV) del 19.92 al 33.43% hacia la capa de referencia ($222 \pm 42.37 \text{ m}$). Así como, un promedio del flujo difusivo vertical turbulento de nutrientes (\pm IC 95%) de $0.21 (\pm 0.13) \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, $7 (\pm 6) \times 10^{-3} \text{ mmol P m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y de $0.07 (\pm 0.04) \text{ mmol Si m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ hacia los $220 (\pm 48.67) \text{ m}$ para el año 2009. La columna de agua exhibe un régimen moderadamente favorable y dominante de débiles dedos de sal sin embargo, la interacción de ambos procesos de mezcla (cizalla vertical y dedos de sal) es notable y debe tenerse en consideración a la hora de establecer estimaciones sobre los flujos verticales locales.

Palabras clave: estructura fina, mezcla, nutrientes, turbulencia, dedos de sal, Giro Subtropical.

4.1 Introducción

Los diversos mecanismos que dirigen el suministro de nitratos hacia las aguas superficiales tienden a ampliar las diferencias a escala espacial (Oschlies, 2002). En regiones oligotróficas principalmente, donde el flujo vertical de nitrato limita la absorción de carbono, la difusión diapicna se consolida como una ruta importante para la producción nueva (Lewis et al. 1986; Law et al., 2003). Dietze et al (2004) estiman que aproximadamente hacia los $24\text{-}32^{\circ} \text{ N}$, $34.5\text{-}25.5^{\circ} \text{ W}$ el $\sim 66.6\%$ del suministro total de nitratos

hacia la superficie corresponde al flujo difusivo turbulento vertical. Entre los mecanismos que favorecen este intercambio difusivo vertical de las sustancias disueltas en las aguas centrales destacan, la turbulencia producida mecánicamente y los dedos de sal (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999). La turbulencia entendida como la pérdida de energía en el campo de ondas internas en función de la flotabilidad local con la varianza de la cizalla vertical. Así como, la difusión debida a los dedos de sal en razón a las inestabilidades convectivas generadas por un régimen de doble difusión (Gregg, 1989; Hamilton et al., 1989). Además, a los dedos de sal se encuentra vinculado un gradiente vertical de densidad hacia arriba al que se encuentra asociados nuevos nutrientes (Hamilton et al., 1989).

Estos mecanismos o procesos turbulentos en el océano abierto ocurren principalmente a escalas de estructura fina y microestructura. Por otra parte, los modelos de circulación global son muy sensibles a la difusividad vertical (K_z) acrecentando la necesidad e interés de comprender los mecanismos de mezcla a escala de estructura fina (Law et al., 2003). Dado que la dependencia de la disipación de la energía cinética turbulenta (ϵ) y de la varianza térmica (χ) en términos del número de gradiente de Richardson (Ri) y la razón de estabilidad (R_p) ha sido establecida, se puede afirmar que la cuantificación de las características a escala fina pueden ser suficientes para la determinación de los efectos de los procesos a microescala (Schmitt et al., 1988). MacDougall & Ruddick (1992) sugieren en términos de microestructura que cuando ambos procesos (turbulencia y doble difusión) están presentes; el flujo total vertical de la sal ($F_z = F_s$) y las sustancias disueltas, asumiendo isotropía y unidimensionalidad, debe corresponder a la suma de ambos mecanismos de mezcla ($F_s = F_s^t + F_s^f$).

Además, la contribución es independiente puesto que ambos procesos son intermitentes en el espacio y en el tiempo, aunque la doble difusión es más continua difícilmente los dos procesos actúan con la misma intensidad (MacDougall & Ruddick, 1992). Por otro lado respecto a la zona de estudio, se ha observado que a través del canal entre la Isla de Lanzarote y de la costa africana (Pasaje de Lanzarote) fluye una parte de la

Eastern Boundary Current (EBC). Donde durante el invierno y la primavera ha sido estimado un transporte máximo hacia el sur del agua Central del Atlántico Norte (Hernández-Guerra et al., 2003; Knoll et al., 2002; Machín et al., 2006). La variabilidad estacional e interanual sobre la estructura vertical en el Pasaje derivada de la fluctuación en el transporte de masa revela además, que la EBC tiene un fuerte impacto en las estimas de la corriente termohalina meridional de retorno haciendo de este margen oriental del Atlántico una región de particular interés (Fraile-Nuez et al., 2010).

Este estudio se centra principalmente en examinar la variabilidad de la contribución de los mecanismos que dirigen el comportamiento interanual de la difusión turbulenta vertical a escala de estructura fina durante la estación invernal en el Pasaje de Lanzarote y que en consecuencia, debe modificar el suministro de nutrientes hacia aguas superficiales. Además se busca resaltar, aplicando diferentes parametrizaciones empíricas, las implicaciones que conlleva sobre la difusión turbulenta vertical el uso de modelos o esquemas no apropiados de acuerdo a la verdadera contribución de los procesos de mezcla involucrados (Hamilton et al., 1989).

El capítulo se divide en una primera descripción sobre la estructura vertical del Pasaje de Lanzarote y su variabilidad interanual en función de los parámetros de estabilidad (4.3.1); la evaluación sobre la contribución de los procesos de mezcla con las estimas sobre la difusión turbulenta vertical (4.3.2) y el cálculo sobre los flujos difusivos verticales de nutrientes para el 2009 (4.3.3). En último lugar, en la sección 4.4 se presenta un resumen y las principales conclusiones.

4.2. Materiales y métodos

4.2.1 Datos

Este estudio reúne una serie temporal de datos oceanográficos *in situ* adquiridos durante cuatro campañas (2006-2009) dentro del marco del proyecto RAPROCAN (Radial Profunda de Canarias) que tiene como objetivo principal valorar el estado de las aguas canarias desde la superficie hasta el fondo oceánico.

La zona de interés para este estudio es el Pasaje de Lanzarote por debajo de la capa de mezcla y hasta una profundidad de ~600 m en el dominio de las Aguas Centrales del Atlántico Norte (NACW, por sus siglas en inglés). Para tal efecto, se tienen en cuenta cinco estaciones hidrográficas entre 28.65-28.80°N de latitud a 13-13.70° W de longitud (Fig. 4.1). La distancia entre estaciones fue de ~10 a 25 Km. Las cuatro campañas fueron realizadas durante la estación invernal (febrero). Las medidas de temperatura y conductividad fueron obtenidas a una resolución vertical de 1db con un *SeaBird 911 plus*-CTD adaptado a una roseta equipada con botellas Niskin. Los sensores de temperatura y presión fueron calibrados por los fabricantes siguiendo los estándares WOCE. La conductividad fue calibrada a partir de una pendiente de corrección para tener en cuenta la deriva de los sensores. La salinidad fue previamente calibrada con muestras de agua analizadas en un salinómetro Guildline AUTOSAL 8400B con una precisión mayor de 0.002. Los perfiles de las velocidades durante las Campañas (excepto en el 2008) fueron obtenidas a una resolución vertical de 10 m con dos perfiladores doppler 300 kHz Teledyne /RDI *WorkHorses* (WH) sincronizados y configurados en modo LADCP (por sus siglas en inglés) todo el sistema fue montado a la roseta y empleado en cada *cast* de CTD. Uno de los perfiladores apunta hacia abajo (*sentinell* MASTER, MWH) y el otro hacia arriba (monitor SLAVE, SWH). Durante la campaña del 2008 las observaciones fueron realizadas usando el SADCP (por sus siglas en inglés, *Ship-mounted Acoustic Doppler Current Profiler*) del barco a 75 kHz *Ocean Surveyor* con un ángulo de fase del haz de 30-grados. El *Ocean Surveyor* fue configurado para registrar datos con 60 bins de celdas de 16 m. La velocidad absoluta es calculada con un GPS de referencia. Los datos del LADCP fueron procesados con el software Visbeck desarrollado por la Universidad de Columbia (Fischer & Visbeck, 1993) y los del SADCP con CODAS (*Common Ocean Data Acces System*, Firing et al., 1995).

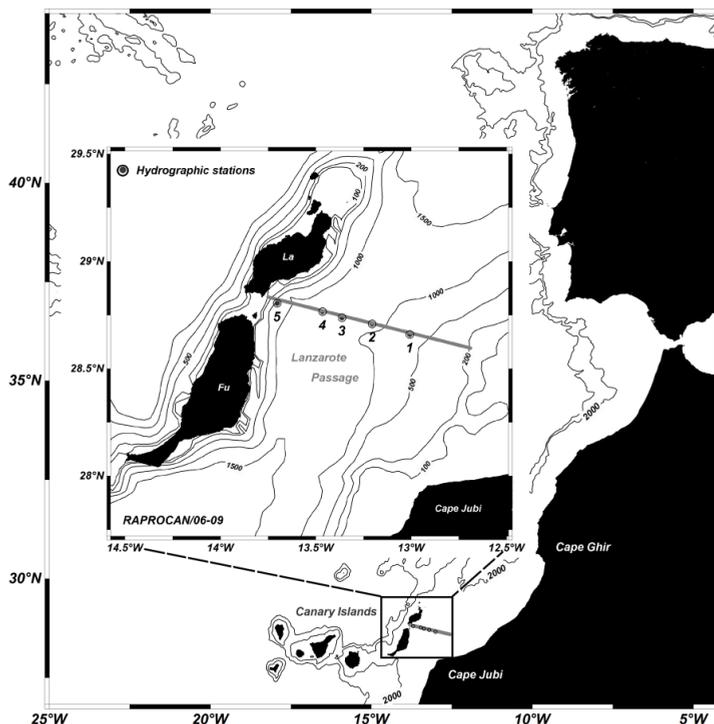


Figura 4.1 Localización de las estaciones hidrográficas durante las Campañas RAPROCAN (2006-2009) en el Pasaje de Lanzarote. Islas de Lanzarote: La y Fuerteventura: Fu.

Los datos sobre los nutrientes para este estudio corresponden únicamente a cuatro de las cinco estaciones hidrográficas bajo estudio (Ests. 1-4) (Fig.4.1) y solo durante el 2009. Los nutrientes (nitratos, nitritos, fosfatos y silicatos) fueron analizados a bordo a partir de las muestras recolectadas en cada *cast* en 13 intervalos de profundidad entre 5 a 600 m de la columna de agua. La determinación de los nutrientes fue realizada con un *Technicon segmented-flow autoanalyzer* usando protocolos colorimétricos modificados para alcanzar un límite de detección de 2nmol/L (Raimbault, et al., 1990; Kerouel & Aminot, 1997). Los nitratos corresponden en este estudio a la suma de los nitratos y de los nitritos (N+N).

4.2.2 Procesamiento de datos

Los perfiles del SADC y de los nutrientes fueron interpolados linealmente a la misma resolución vertical y a la profundidad del LADCP (intervalos de 10 m). Los datos de temperatura y salinidad (1 db) fueron suavizados con un filtro de promedio ponderado a la misma resolución vertical. El filtro consiste por un lado, en dar un mayor peso a la celda de referencia (cada 10 m, 0.5) y por el otro, repartir el peso restante entre los promedios de las cinco celdas por encima de la de referencia (0.25) y de las cinco celdas por debajo de esta (0.25).

Para definir la capa de referencia en cada una de las estaciones hidrográficas se aplicaron y compararon varios métodos de cálculo de la *Mixed Layer Depth* (MLD). Por un lado, a partir de la máximas frecuencias de Brunt-Väisälä a 10 m y a 1 db de resolución vertical de los datos con profundidades de referencia de 15 m. Por el otro, a partir del máximo gradiente vertical térmico determinando la profundidad de la capa isotérmica (*Isothermal Layer Depth*, ILD) (Kara et al., 2000) (profundidad de referencia 10 m) a los datos con una resolución vertical de 10 m y de 1 db, respectivamente. La capa de referencia en este estudio se usa para definir una profundidad que se asumirá como el máximo transporte vertical de nutrientes hacia aguas superficiales eludiendo completamente la capa de mezcla. Lo anterior, para asegurar la correcta delimitación del régimen de mezcla oceánica de la capa límite (*boundary layer*) cerca de la superficie del océano interior y aplicar así los esquemas de mezcla más apropiados (Large et al., 1994).

La variabilidad temporal en el área de estudio se midió en función de los parámetros de estabilidad de la columna de agua (Brunt-Väisälä al cuadrado $-N^2$ -, número de gradiente de Richardson $-Ri$ - y ángulo de Turner $-Tu$ -). Lo anterior con el objetivo adicional de realizar una completa caracterización de la columna de agua y confirmar los procesos que dirigen la mezcla. La frecuencia de flotabilidad al cuadrado es $N^2 = (-g/\rho_0)(\partial\rho/\partial z)$ donde g es la aceleración debida a la gravedad, ρ_0 es la densidad de referencia y $\partial\rho/\partial z$ es el gradiente vertical de densidad. El número de gradiente de Richardson se calculó a partir de $Ri = N^2/S^2$ donde la cizalla

vertical al cuadrado es $S^2 = (\Delta u/\Delta z)^2 + (\Delta v/\Delta z)^2$, donde u y v corresponden a las componentes horizontales de la velocidad a la misma profundidad. El ángulo de Turner ($Tu = \tan^{-1}(R_\rho + 1/R_\rho - 1)$, DEG) se utiliza como indicador en la confirmación del tipo de régimen difusivo (Turner, 1973; Ruddick, 1983). La razón de estabilidad ($R_\rho = \alpha\Delta T/\beta\Delta S$) se calculó de acuerdo a los gradientes (T y S) cada 10 m y a los coeficientes de expansión térmica (α) y contracción halina (β) usando los algoritmos de MacDougall (1987). La Energía Cinética Turbulenta (EKE, por sus siglas en inglés) fue calculada como $EKE = \frac{1}{2} (u^2 + v^2)$ donde, u^2 y v^2 son las dos componentes horizontales de las fluctuaciones de la velocidad al cuadrado en el tiempo (2006 a 2009), el perfil utilizado como referencia corresponde al del año 2006. Este parámetro fue utilizado como indicador de la magnitud y variabilidad espacial de la cizalla vertical en la zona.

4.2.3 Métodos

La difusividad turbulenta vertical para la sal (nutrientes) a escala de estructura fina se calculó teniendo en cuenta la combinación de la turbulencia mecánica (cizalla vertical) y la doble difusión (dedos de sal) como procesos que interactúan en la mezcla de las aguas centrales (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999). Aunque ambos procesos son de naturaleza turbulenta, en este estudio se define la cizalla vertical debida a las corrientes horizontales como la difusión debida a la mezcla turbulenta (K_{st}). La difusión turbulenta vertical final para la sal (K_s) fue contrastada con diferentes esquemas de mezcla y se establece finalmente, como la suma de K_{st} (cizalla vertical) y K_{sf} (dedos de sal) (McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999). Adicionalmente, siguiendo el modelo ponderado de St. Laurent & Schmitt (1999) posterior validación a escala de estructura fina por Inoue et al. (2007) se examinó y calculó la contribución de ambos procesos de mezcla a la difusión turbulenta vertical ($K_z (K_s) = (P_t (K_{st}) + P_f (K_{sf}))$) donde $P_t = 1 - P_f$ y P corresponde al factor ponderado. La distinción entre turbulencia y dedos

de sal se establece a partir de Tu ($Tu = 70-90$, dedos de sal y $-45 < Tu < 70$, turbulencia) (St. Laurent & Schmitt, 1999).

Finalmente, los flujos difusivos verticales de nutrientes son calculados siguiendo la conocida ley de Fick ($F_z = -K_s (\Delta nut / \Delta z)$) donde K_s es la correspondiente difusividad turbulenta vertical final para la sal ($K_{st} + K_{sf}$) y $\Delta nut / \Delta z$ el gradiente vertical de la concentración del nutriente (Csanady, 1973).

4.2.3.1 Estimación de K_{st}

La difusividad turbulenta vertical (K_{st}) fue estimada utilizando las parametrizaciones empíricas de Pacanowski & Philander (1981) y Yu & Schopf (1997). Ambos esquemas son dependientes de Ri . Aunque la parametrización Yu & Schopf (1997) (YuS07) se consolida como una derivación de la de Pacanowski & Philander (1981) (PP81) la primera permite distinguir entre regímenes con una alta ($Ri < 0.25$) y débil cizalla vertical ($Ri > 0.25$). El esquema de PP81 se expresa de la siguiente forma:

$$v = \frac{v_0}{(1 + \alpha Ri)^n} + v_b \quad (1)$$

$$K_{st} = \frac{v}{(1 + \alpha Ri)} + k_b \quad (2)$$

Donde las constantes de los parámetros de disipación son $v_b = 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ y $k_b = 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ y los parámetros ajustables $v_0 = 50 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, $\alpha = 5$ y $n = 2$.

El esquema de YuS07 utiliza el mismo esquema de parametrización de PP81 pero con constantes de viscosidad de $\nu_c = 30 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$; $\nu_b = 2 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ y de difusividad de $k_c = 15 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$; $k_b = 2 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ teniendo en cuenta un $Ri_c = 0.25$ de la siguiente forma:

$$v = \begin{cases} v_c, & \text{for } Ri < Ri_c \\ v_b, & \text{for } Ri > Ri_c \end{cases} \quad (3)$$

$$k = \begin{cases} k_c, & \text{for } Ri < Ri_c \\ k_b, & \text{for } Ri > Ri_c \end{cases} \quad (4)$$

4.2.3.2 Estimación de K_{sf}

La difusión vertical por dedos de sal (K_{sf}) fue estimada utilizando las parametrizaciones empíricas de Schmitt (1981) (S81) y de Zhang et al. (1998) (ZSH98). Ambos esquemas son dependientes de R_ρ . El esquema de ZSH98 se constituye en una actualización de S81. El modelo *ad hoc* de S81 se expresa de la siguiente forma:

$$K_{sf} = \frac{k^*}{1 + \left(\frac{R_\rho}{R_c}\right)^n} + k^\infty \quad (5)$$

Donde $k^* = 10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ es la difusividad diapicna máxima debida a los dedos de sal; $k^\infty = 5 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ es la constante de la difusión diapicna debida a otros procesos no relacionados con la doble difusión como el rompimiento de ondas internas; $R_c = 1.7$ es la razón de estabilidad (R_ρ) a partir de la cual la mezcla diapicna debido a los dedos de sal disminuye drásticamente debido a la ausencia de escaleras (*staircases*) y $n=32$ es el índice para controlar el decaimiento de K_{sf} con el incremento de R_ρ . Por otro lado, el esquema de ZSH98 se mantiene igual a la ecuación (5) pero con las siguientes variaciones sobre las constantes: $k^* = 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, $k^\infty = 3 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, $R_c = 1.6$ y $n=6$.

4.3. Resultados & discusión

4.3.1 Estructura vertical & variabilidad temporal

En el Pasaje de Lanzarote la NACW predomina en la capa superior de la termoclina (Hernández-Guerra et al., 2003). Esta masa de agua se extiende desde la superficie hasta un valor aproximado de densidad neutra de 27.3 ($\sim 600\text{m}$ de profundidad) (Hernández-Guerra, 2003) (Fig. 4.2).

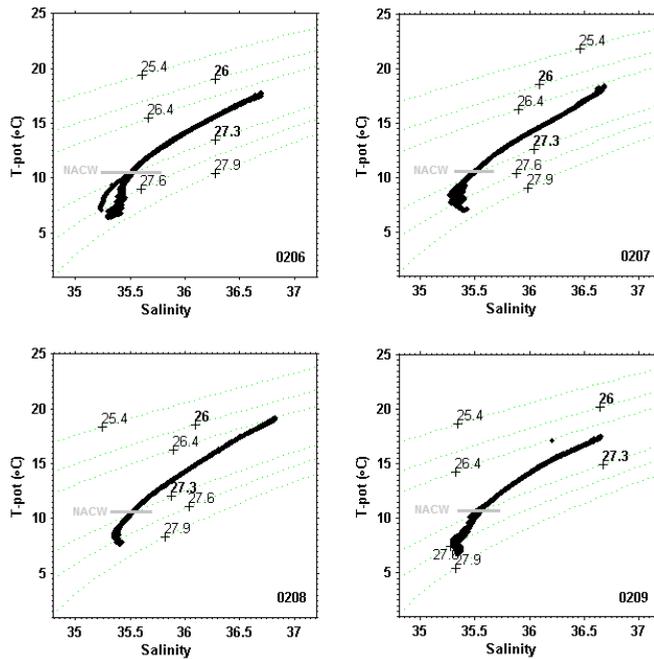


Figura 4.2 Diagramas θ -S de todas las estaciones hidrográficas en el Pasaje de Lanzarote durante las Campañas RAPROCAN (2006-2009). Se muestra la NACW entre las superficies de densidad de 26 a 27.3 sigma- θ .

La estructura homogénea y estrecha relación T-S muestra indicios de la influencia que ejerce la mezcla diapicna debida a procesos difusivos como los dedos de sal (Fig. 4.2) (Schmitt, 1981; St. Laurent & Schmitt, 1999; Ferrari & Polzin, 2005).

En general, los diferentes métodos de cálculo utilizados en la evaluación previa para el establecimiento de la MLD muestran una alta correspondencia (Fig. 4.3).

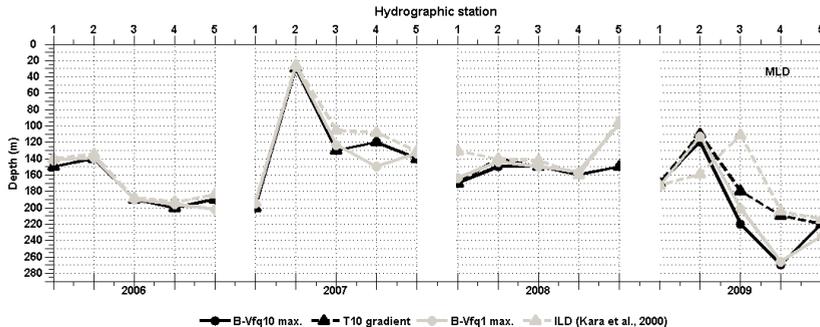


Figura 4.3 Gráfica de MLD para las 5 estaciones hidrográficas (2006-2009) en el Pasaje de Lanzarote. Se muestran los diferentes métodos de cálculo: máxima frecuencia de Brunt-Väisälä a 10 m (B-Vfq10 max.) y a 1 m (B-Vfq1 máx.), máximo gradiente de temperatura a 10 m (T10gradient) e ILD (Kara et al., 2000).

La variabilidad de la MLD en cada una de las estaciones hidrográficas durante los cuatro años de estudio es evidente. A grandes rasgos, se observa una capa de mezcla más somera durante los años 2007 y el 2008 asociados posiblemente a un calentamiento y salinización de las aguas (Fig. 4.2). Benítez-Barrios et al (2008) reportan a partir de un estudio inter-decadal (1997-2006) en la Región Canaria cambios en la relación de T y S de las capas más subsuperficiales y profundas de las NACW. Esta variabilidad recurrente y no periódica a escala espacio-temporal induciría desplazamientos de las isopicnas que posiblemente estén relacionados, en este caso, con el balance de precipitación y evaporación en la región (Benítez-Barrios et al., 2008). De acuerdo a la descripción sobre la estructura de la columna de agua y la estimación de la difusividad turbulenta vertical a escala de estructura fina, se establece como capa de referencia 10 m por debajo de la máxima MLD obtenida a partir de la mayor N^2 a la resolución vertical de 10 m (B-Vfq10) en cada estación hidrográfica durante los cuatro años de observaciones (2006-2009) (Fig.

4.3). La variabilidad temporal en el área de estudio en función de los parámetros de estabilidad de la columna de agua (Ri , N^2 , Tu) en cada una de las estaciones hidrográficas es notable (Fig. 4.4).

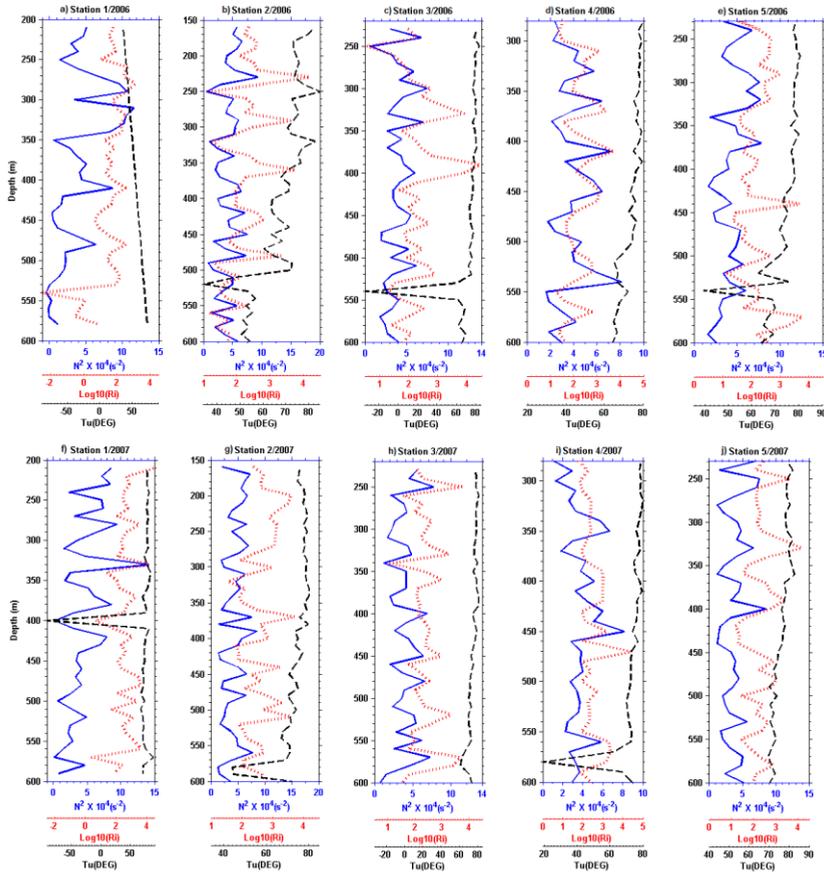


Figura 4.4 Perfiles de la frecuencia de Brunt-Väisälä al cuadrado (N^2) (s^{-2}) $\times 10^{-4}$; línea sólida azul; número del gradiente de Richardson ($\text{Log}_{10}(Ri)$): línea punteada roja y; ángulo de Turner (Tu , DEG): línea discontinua negra de cada una de las estaciones hidrográficas en el Pasaje de Lanzarote durante cada una de las de observaciones a escala temporal (2006-2009).

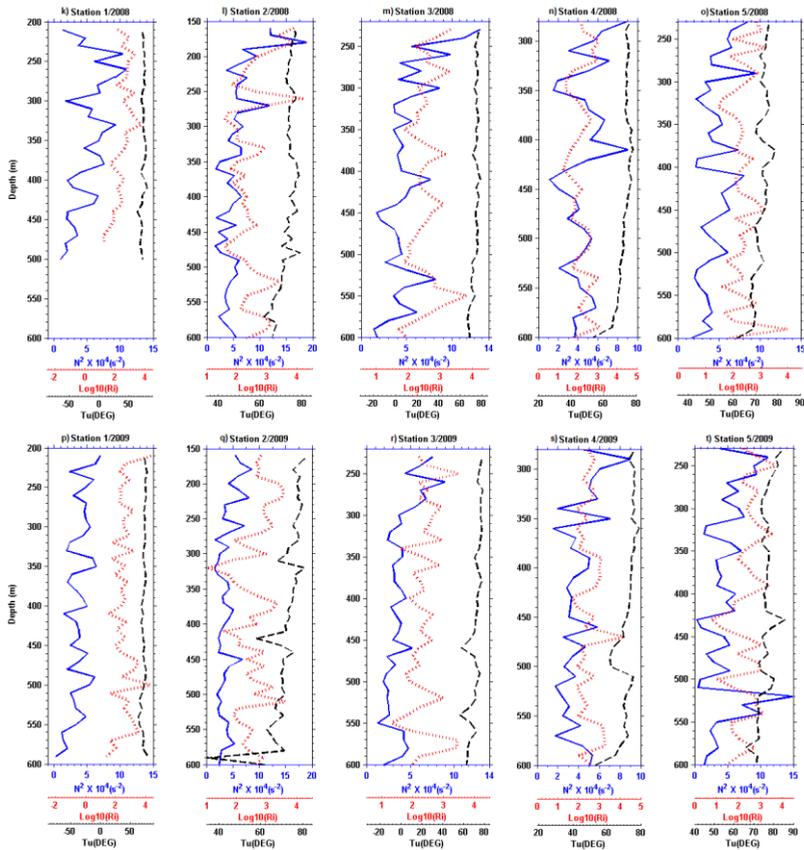


Figura 4.4 (Continuación).

La estación 1 muestra, respecto al número de Ri y Tu , heterogeneidad de la varianza en las muestras y diferencias estadísticamente significativas durante los cuatro años de observaciones (Tabla 4.1). La mayor fluctuación se observa durante el 2006 en comparación con los otros años (Fig. 4.4 a, f, k, p). En la estación 2 todos los parámetros presentan heterogeneidad de las muestras y diferencias estadísticamente significativas en el periodo comprendido entre el 2006 al 2009 (Tabla 4.1) (Fig. 4.4. b, g, f, q). La estación 3, presenta heterogeneidad de las muestras y diferencias estadísticamente significativas a escala temporal únicamente para el

ángulo de Tu (Tabla 4.1). En este caso, la diferencia más evidente en los perfiles verticales viene dada por un pico de estabilidad ($Tu = -40 \text{ DEG}$) a los 540m de profundidad durante el 2006 así como, una mayor similitud entre el periodo de 2006-2007 y 2008-2009 (Fig. 4.4 c, h, m, r). La estación 4 aunque presenta una leve heterogeneidad de varianza en los perfiles verticales para los parámetros sobre el numero de Ri y Tu no muestra diferencias estadísticamente significativas durante los cuatro años de observaciones (Tabla 4.1) (Figura 4.4. d, i n, s).

Tabla 4.1 Resumen estadístico y test de hipótesis para los parámetros de estabilidad en el Pasaje de Lanzarote del 2006 a 2009.

Estación hidrográfica (2006-2009)/Capa de referencia (m)					
	1 /210	2 /160	3/230	4 /280	5 /230
Log10 (Ri)	n=144	n=180	n=152	n=132	n=152
Test	34.12; p ¹ =0.0000 20.9; p ² =0.0001	15.08; p ¹ =0.0017 20.9; p ² =0.0041	7.30; p ¹ =0.0627 3.78; p ² =0.2851	7.89; p ¹ =0.0483 4.48; p ² =0.2136	3.61; p ¹ =0.3062 3.57; p ² =0.3107
+Promedio	3.15	2.84	2.39	1.97	2.27
+IC (95%)	±1.96	±0.99	±0.84	±0.51	±0.74
N² x10⁻⁴ (s⁻²)	n=146	n=180	n=152	n=132	n=152
Test	4.84; p ¹ =0.1838 1.87; p ² =0.5982	8.12; p ¹ =0.0434/ 11.64; p ² =0.0087	6.27; p ¹ =0.0992 6.52; p ² =0.0886	4.52; p ¹ =0.2098 5.45; p ² =0.1414	3.50; p ¹ =0.3196 1.26; p ² =0.7379
+Promedio	5.46	6.30	7.26	4.17	5.63
+IC (95%)	±3.03	±4.02	±4.15	±3.41	±2.34
Tu (DEG)	n=146	n=180	n=152	n=132	n=152
Test	75.49; p ¹ =0.0000 54.17; p ² =0.0000	10.43; p ¹ =0.0152 10.04; p ² =0.0182	15.57; p ¹ =0.0014 10.94; p ² =0.0120	10.14; p ¹ =0.0174 6.42; p ² =0.0927	10.28; p ¹ =0.0163 9.47; p ² =0.0236
+Promedio	64.41 (R _p =2.83)	79.24 (R _p =1.46)	77.76 (R _p =1.55)	77.65 (R _p =1.56)	79.05 (R _p =1.47)
+IC (95%)	±19.32	±3.91	±1.63	±2.09	±3.65
p ¹ =Kruskal-Wallis ANOVA ; p ² =Chi-Square; α=0.05; n=tamaño de la muestra					

Por último, la variabilidad temporal en la estación 5 está dirigida por las diferencias estadísticamente significativas obtenidas de Tu (Tabla 4.1). Las mayores fluctuaciones se observan entre el 2008 con los dos años anteriores (Fig. 4.4 e, j, o, t). En general, la dependencia de la fluctuación a escala temporal de las estaciones hidrográficas, a partir de los parámetros de estabilidad, permite puntualizar que por un lado: algunos parámetros (Tu) pueden ser más sensibles que otros (Ri , N^2) en la medición de esta variabilidad y por el otro, que indudablemente también existe una marcada zonificación espacial en el interior del Pasaje. Los resultados sobre el cálculo de la EKE (cm^2/s^2) durante el periodo comprendido entre el 2006 al 2009 en cada una de las estaciones hidrográficas permiten corroborar esta última afirmación (Figura 4.5).

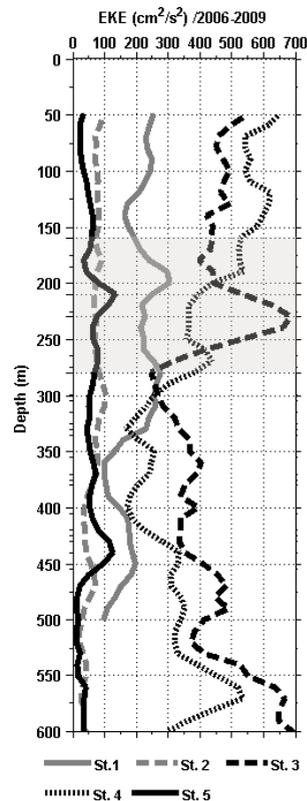


Figura 4.5 Perfiles de Energía Cinética Turbulenta (EKE) (cm^2/s^2) de las 5 estaciones hidrográficas calculados sobre la fluctuación temporal (2006-2009). La zona sombreada muestra el rango de la capa de referencia para todos los perfiles.

Las estaciones 3 y 4 alcanzan los mayores valores de EKE (cm^2/s^2) a lo largo de todo el perfil vertical. La estación 1 presenta valores intermedios mientras que, los perfiles de las estaciones 5 y 2 muestran las magnitudes más bajas (Fig. 4.5). La fluctuación espacial entre las estaciones puede deberse a que la Corriente de Canarias incide aproximadamente hacia la mitad del canal del Pasaje de Lanzarote y este campo de corriente exhibe una alta variabilidad espacial y temporal (Knoll et al., 2002). Además, estudios posteriores sobre las corrientes durante una larga serie temporal (9 años) y con una alta representatividad espacial del Pasaje de Lanzarote, revela una fluctuación inter-anual en el transporte de masa y en la estructura vertical de la NACW (Hernández-Guerra et al., 2003; Fraile-Nuez et al., 2010). El Pasaje de Lanzarote está influenciado por la interacción entre el sistema de afloramiento del noroeste africano y la Corriente de Canarias (Hernández-Guerra et al., 2003; Fraile-Nuez et al., 2010). Estos antecedentes, respaldan la dinámica temporal que puede encontrarse en la zona.

Por otro lado, reanudando el aspecto sobre la variabilidad espacial teniendo en cuenta los perfiles de EKE, se puede establecer respecto a las estaciones 3 y 4 que están más expuestas e influenciadas por la intensidad de la Corriente de Canarias manifestándose en estas estaciones los valores más altos obtenidos (Fig. 4.5). Mientras que, las estaciones 2 y 5 estarían más resguardadas del sistema de corrientes. La estación 1 por otro lado, puede que esté siendo más afectada por el sistema de afloramiento. Sin embargo, es preciso señalar respecto a la magnitud de la EKE en términos generales que más del 65% del océano no alcanza los $300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ y que los valores más altos ($>2000 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) se encuentran asociados a la mayoría de fuertes corrientes de frontera oeste (Le Traon & Morrow, 1999). Por lo tanto, la EKE en el Pasaje de Lanzarote ($<700 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) en términos comparativos puede decirse que no es particularmente alta teniendo en cuenta además, la profundidad (10m por debajo de la máxima MLD) y la región de interés para este estudio (NACW) (Fig. 4.5).

Salvaguardando la variabilidad espacio-temporal observada, en general los perfiles verticales (Fig. 4.4) y los promedios sobre los parámetros indicadores de la estabilidad del agua hacia la profundidad de

referencia (Tabla 4.1) muestran un sistema con un régimen moderado de doble difusión ($1.56 < R_p < 3.0$), con una leve estratificación estable ($0 \leq N^2 > 1$) y elevados números de Ri ($\sim 8 < Ri$) que pueden estar indicando hacia los valores más elevados una baja inestabilidad producida por una débil cizalla vertical (Zhang et al., 1998; Marshall & Schott, 1999; Kimura et al., 2011). El régimen de doble difusión se caracteriza por encontrarse entre un sistema de dedos de sal ($45 < Tu > 90$, Rudick, 1983) y uno doblemente estable ($-45 < Tu > 45$, Rudick, 1983) en algunas de las capas por debajo de los 400m de profundidad (Fig. 4.4).

La mezcla turbulenta debida a la cizalla vertical de las corrientes horizontales en este caso, posiblemente es lo suficientemente intensa para interrumpir la formación de escaleras permanentes de fuertes dedos de sal ($1 > R_p < 1.7$, $Tu = 90 - 75.51$) (Fig. 4.4) como se ha observado que ocurre en otras áreas al interior del giro subtropical ocupadas por las aguas centrales (Schmitt, 1989; St. Laurent & Schmitt, 1999). Hamilton et al. (1993) describen un rango de profundidad entre 150-400m en la Cuenca Canaria ($28^\circ N$, $22^\circ W$) con características similares a las encontradas en este estudio como una región de escalonamiento intermitente (*intermittent steepness*) la cual ya había sido previamente establecida como una estructura indicadora de actividad por dedos de sal (Schmitt & Evans, 1978). Sin embargo, la magnitud de esta misma turbulencia ($\sim 8 < Ri$) puede no ser lo suficientemente alta y frecuente para tener una amplia contribución sobre la mezcla vertical en la zona (St. Laurent & Schmitt, 1999; Kimura et al., 2011).

4.3.2 Difusividad turbulenta vertical

El sistema, al menos por debajo de la capa de mezcla y hasta los 600 m de profundidad, está claramente afectado por los dedos de sal y la turbulencia. En este tipo de regímenes la magnitud y la dirección del flujo neto de flotabilidad es determinado por la competición de ambos procesos (St. Laurent & Schmitt, 1999). La disipación a pequeña escala, que a su vez está relacionada con la eficiencia de mezcla y las tasas de difusividad, en un régimen de dedos de sal ($1 < R_p < 2$, $Ri > 1$) puede ser atribuida a la

combinación de dos procesos (turbulencia y dedos de sal); mientras que, en un régimen doblemente estable para los procesos de doble difusión solo puede ser dirigida por la turbulencia (St. Laurent & Schmitt, 1999). Bajo la premisa en la que la mezcla puede ser atribuida a los dedos de sal y discriminarse de los procesos turbulentos ($Tu = 70-90$, dedos de sal y $45 < Tu < 70$, turbulencia), se examina a continuación para toda la columna de agua la contribución de ambos. Inoue et al. (2007) validan en su estudio con datos de microestructura la distinción entre turbulencia y dedos de sal con datos a escala de estructura fina a partir de Tu entre un rango de 63 a 90^0 ($R_p \approx 1-3$). En este estudio, se tiene en cuenta el establecido previamente por St. Laurent & Schmitt (1999) ($R_p \approx 1-2$, $Tu \approx 70-90^0$).

Aunque en general se observa claramente la tendencia hacia un régimen predominante de doble difusión, la fluctuación obtenida como era de esperar permite evidenciar que existe una variabilidad sobre la contribución de cada proceso (dedos de sal y turbulencia) a escala espacio-temporal (Fig. 4.6). En orden descendente para la variabilidad obtenida se tiene: para la estación 1 (76,27%), la estación 3 (31,57%), la estación 4 (12,34%), la estación 5 (11,42%) y la estación 2 (10,46%) (CV). La estación 1 muestra la menor contribución de dedos de sal durante los años 2006 y 2007, dominando el régimen de doble estabilidad respecto a los procesos de doble difusión (turbulencia, Fig. 4.6). Esto podría estar relacionado con una mayor intrusión de las aguas del afloramiento durante esos años que afectarían la relación T-S y la estratificación estable de la columna de agua sin alcanzar un régimen inestablemente difusivo al menos, claramente identificable en este estudio. En el caso de las estaciones 3 y 4 el régimen turbulento podría estar más relacionado con la intensidad y frecuencia del flujo de la Corriente de Canarias. Las estaciones 2 y 5 muestran menor variabilidad temporal con un régimen predominante de dedos de sal. Lo anterior muestra que el régimen de estabilidad fluctúa temporal y espacialmente, esperándose entonces que la difusividad vertical turbulenta total presente fluctuaciones en la medida que ésta depende de los parámetros R_p y R_i .

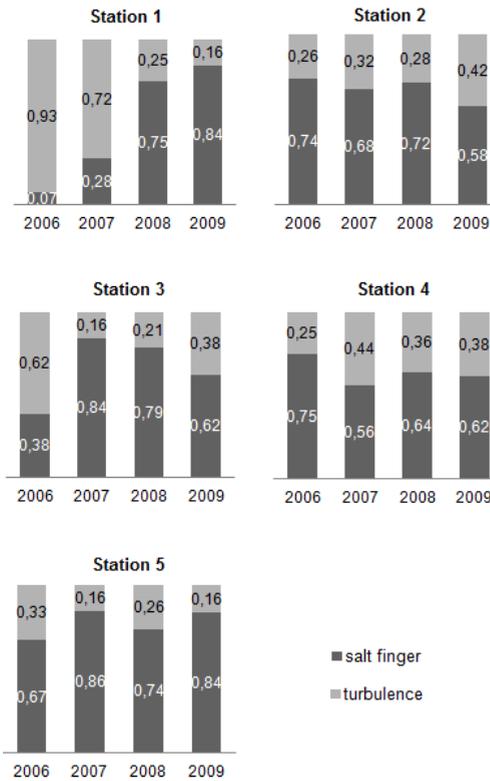


Figura 4.6 Gráficos de barras mostrando la contribución de cada proceso difusivo vertical (turbulencia y dedos de sal) para cada una de las estaciones hidrográficas durante 2006-2009.

La tabla 2 muestra los valores de la difusividad turbulenta vertical para la sal a escala de estructura fina en la capa de referencia de cada una de las estaciones hidrográficas. Los resultados derivados de las diferentes parametrizaciones empíricas muestran que en general estas son sensibles en mayor o menor medida a la variabilidad espacio-temporal (Tabla 4.2). Los resultados de las parametrizaciones, teniendo en cuenta un único régimen: turbulento (PP81 y YuS07) o de dedos de sal (ZSH98 y S81), indican una sobrestimación (ZSH98 y S81) y subestimación (PP81 y YuS07) de la difusividad turbulenta vertical para la sal en comparación a los modelos combinados con y sin la aplicación de factores ponderados (Tabla 2). Dado que lo que realmente coexiste es una competición de ambos procesos, el adoptar un solo modelo conllevaría a infravalorar

(sobrestimar) la difusividad vertical efectiva en caso de aplicar una parametrización del proceso no dominante, en este caso el turbulento (domina los dedos de sal). Este mismo comportamiento ha sido anteriormente corroborado y descrito por otros autores con medidas de microestructura para la Cuenca Canaria (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993). Además, en un régimen de dedos de sal (turbulento) el flujo de densidad ($K_p < 0$) al que se encontraría asociada la mayor concentración de nutrientes en términos de producción nueva ocurre en dirección hacia arriba (gradiente vertical negativo) siendo más eficiente el transporte de nutrientes hacia aguas superficiales (Schmitt, 1981; Hamilton et al., 1989; Hamilton & Oakey, 1993; St Laurent & Schmitt, 1999; Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004). Esto último, en un medio afectado por la turbulencia y los dedos de sal, desestima el cálculo de la difusividad turbulenta vertical para la sal mediante un modelo que tenga en cuenta uno solo de ambos procesos (Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004). Así mismo, reivindica una mayor eficiencia de un régimen de dedos de sal sobre la turbulencia respecto al transporte difusivo vertical de nutrientes cuando ambos procesos están presentes (Hamilton & Oakey, 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004).

Por otro lado, el valor obtenido sobre la difusividad turbulenta vertical (Tabla 4.2) evidencia la sobrestimación de las parametrizaciones combinadas no ponderadas respecto a las ponderadas (A, B, C, D). La ponderación de ambos procesos siguiendo el modelo de St. Laurent & Schmitt (1999) a partir de parametrizaciones empíricas a escala de estructura fina ha sido previamente validada con medidas de microestructura por Inoue et al. (2007). En la capa de referencia la contribución de ambos procesos de mezcla con la variabilidad espacio-temporal inherente en el área de estudio tiende hacia un ambiente turbulento para la estación 1 y hacia un régimen de dedos de sal para las estaciones restantes (Tabla 4.2).

Tabla 4.2. Promedio de la difusividad turbulenta vertical (\pm IC 95%) para la sal derivada de las diferentes parametrizaciones en el Pasaje de Lanzarote (2006-2009). La combinación de parametrizaciones sombreada (C) muestra la parametrización utilizada en este estudio para el cálculo final de la difusividad.

Parametrización/Est.	1 (210 m)		2 (160 m)		3 (230 m)		4 (280 m)		5 (230 m)	
	Prom.	CV%								
2006-2009										
ZSH98¹	6.99×10^{-5} $\pm 1.75 \times 10^{-5}$	25.54	9.05×10^{-5} $\pm 1.99 \times 10^{-5}$	22.50	8.41×10^{-5} $\pm 9.10 \times 10^{-6}$	11.03	8.34×10^{-5} $\pm 1.18 \times 10^{-5}$	14.44	8.96×10^{-5} $\pm 1.71 \times 10^{-5}$	19.45
S81¹	4.48×10^{-4} $\pm 5.24 \times 10^{-4}$	100	8.06×10^{-4} $\pm 2.28 \times 10^{-4}$	28.86	8.80×10^{-4} $\pm 1.60 \times 10^{-4}$	18.63	8.07×10^{-4} $\pm 2.51 \times 10^{-4}$	31.74	8.75×10^{-4} $\pm 2.08 \times 10^{-4}$	24.24
PP81	1.02×10^{-5} $\pm 2.40 \times 10^{-7}$	2.41	1.00×10^{-5} $\pm 4.15 \times 10^{-8}$	0.42	1.01×10^{-5} $\pm 8.10 \times 10^{-8}$	0.81	1.03×10^{-5} $\pm 2.01 \times 10^{-7}$	2.00	1.02×10^{-5} $\pm 2.23 \times 10^{-7}$	2.24
YuS07	2.04×10^{-5} $\pm 4.81 \times 10^{-7}$	2.40	2.01×10^{-5} $\pm 8.31 \times 10^{-8}$	0.42	2.02×10^{-5} $\pm 1.62 \times 10^{-7}$	0.82	2.05×10^{-5} $\pm 4.03 \times 10^{-7}$	2.00	2.03×10^{-5} $\pm 4.46 \times 10^{-7}$	2.23
(PP81+ ZSH98²)^A	5.01×10^{-5} $\pm 1.75 \times 10^{-5}$	35.65	7.05×10^{-5} $\pm 2.00 \times 10^{-5}$	28.88	6.43×10^{-5} $\pm 9.17 \times 10^{-6}$	14.56	6.37×10^{-5} $\pm 1.20 \times 10^{-5}$	19.21	6.98×10^{-5} $\pm 1.71 \times 10^{-5}$	25
(PP81+ S81²)^B	4.94×10^{-4} $\pm 5.24 \times 10^{-4}$	100	8.11×10^{-4} $\pm 2.28 \times 10^{-4}$	28.68	8.85×10^{-4} $\pm 1.60 \times 10^{-4}$	18.53	8.12×10^{-4} $\pm 2.51 \times 10^{-4}$	31.56	8.80×10^{-4} $\pm 2.08 \times 10^{-4}$	24.11
(YuS07+ ZSH98²)^C	6.03×10^{-5} $\pm 1.75 \times 10^{-5}$	29.62	8.06×10^{-5} $\pm 2.00 \times 10^{-5}$	25.29	7.44×10^{-5} $\pm 9.25 \times 10^{-6}$	12.68	7.40×10^{-5} $\pm 1.21 \times 10^{-5}$	16.79	7.99×10^{-5} $\pm 1.71 \times 10^{-5}$	21.84
(YuS07+ S81²)^D	5.03×10^{-4} $\pm 5.24 \times 10^{-4}$	100	8.20×10^{-4} $\pm 2.28 \times 10^{-4}$	28.33	8.95×10^{-4} $\pm 1.61 \times 10^{-4}$	18.33	8.23×10^{-4} $\pm 2.51 \times 10^{-4}$	31.18	8.91×10^{-4} $\pm 2.08 \times 10^{-4}$	23.84
P(t) x K(t)+P(f) x K(f)	0,71_t+ 0,29_f		0,01_t+ 0,99_f		0,01_t+ 0,99_f		0,01_t+ 0,99_f		0,01_t+ 0,99_f	
A	1.88×10^{-5} $\pm 3.77 \times 10^{-6}$	20.49	5.94×10^{-5} $\pm 1.56 \times 10^{-5}$	26.81	5.37×10^{-5} $\pm 4.96 \times 10^{-6}$	9.43	5.30×10^{-5} $\pm 8.70 \times 10^{-6}$	16.75	5.86×10^{-5} $\pm 1.66 \times 10^{-6}$	29.04
B	1.47×10^{-4} $\pm 1.51 \times 10^{-4}$	100	7.84×10^{-4} $\pm 2.23 \times 10^{-4}$	29.04	8.66×10^{-4} $\pm 1.59 \times 10^{-4}$	18.73	7.94×10^{-4} $\pm 2.48 \times 10^{-4}$	31.93	8.53×10^{-4} $\pm 2.03 \times 10^{-4}$	24.37
C	2.60×10^{-5} $\pm 5.08 \times 10^{-6}$	19.92	5.96×10^{-5} $\pm 1.95 \times 10^{-5}$	33.43	5.38×10^{-5} $\pm 9.00 \times 10^{-6}$	17.07	5.31×10^{-5} $\pm 1.16 \times 10^{-5}$	22.47	5.88×10^{-5} $\pm 1.67 \times 10^{-5}$	29.04
D	1.55×10^{-4} $\pm 1.52 \times 10^{-4}$	100	7.85×10^{-4} $\pm 2.23 \times 10^{-4}$	29.03	8.66×10^{-4} $\pm 1.59 \times 10^{-4}$	18.72	7.94×10^{-4} $\pm 2.48 \times 10^{-4}$	31.93	8.53×10^{-4} $\pm 2.03 \times 10^{-4}$	24.36

¹con y ²sin la constante de difusividad diapicna debida a los procesos de mezcla no relacionados con la doble difusión (e.g. rompimiento de ondas internas)

La magnitud de los valores obtenidos hace más evidente el efecto de debilitamiento de un régimen turbulento sobre la difusión de la sal (e.g. Est.1) en comparación a un régimen con un alto porcentaje de contribución por dedos de sal (e.g. Est.2, 99%). Respecto a las parametrizaciones empíricas utilizadas y aunque estas se consolidan como modelos derivados (ZSH98 y YuS07 de S81 y PP81, respectivamente), la mayor divergencia radica en un orden de magnitud (10^{-4} y 10^{-5}) procedente de la constante de difusividad entre ZSH98 y S81; así como, un factor de 2 entre PP81 y YuS07. Aunque por un lado, la parametrización propuesta por Schmitt, (1981) que procede de un estudio para las aguas centrales aplicando las leyes de los flujos para datos oceánicos de estructura fina se constituye en un modelo *ad hoc* y por el otro; la dependencia cualitativa de PP81 se mantiene en YuS07. Finalmente, asumimos las parametrizaciones de ZSH98 y YuS07 (C) como la combinación que podría establecer la estimación a escala de estructura fina sobre la difusividad turbulenta vertical para la sal más adecuada en el área de estudio.

Respecto al régimen de doble difusión, el modelo de ZSH98 se establece como una versión mejorada y actualizada de la de S81 teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el programa C-SALT y además, ha sido validado en estudios posteriores (Zhang et al., 1998; St Laurent & Schmitt, 1999; Inoue et al., 2007). En relación al modelo turbulento (YuS07), en la elección se tiene en cuenta la posibilidad que ofrece de acotar el esquema de parametrización dependiendo de la magnitud del número de Ri. Igualmente para este último, las estimas que ofrecen las combinaciones A-C y B-D son similares en magnitud aunque introducen ambas parametrizaciones sobre el modelo turbulento (Tabla 4.2). Finalmente, se establece un rango de difusividad turbulenta vertical para la sal entre el mínimo (Est.1) y el máximo (Est.2) valor obtenido para el Pasaje de Lanzarote de $2.60 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ a $5.96 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ con un CV del 19.92 al 33.43%, respectivamente (Tabla 4.2). Este rango se encuentra por encima de estimaciones previas obtenidas hacia los ~ 300 m de profundidad en las aguas centrales al este del Giro Subtropical del Atlántico Norte derivadas de observaciones de microestructura ($1.3 \pm 0.01 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) y liberación de trazadores ($1.2 \pm 0.02 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) durante una parte

del *North Atlantic Tracer Release Experiment* (NATRE) (St. Laurent & Schmitt, 1999).

Ruddick et al. (1997) examinando las variaciones en la eficiencia de mezcla hacia la misma zona (NATRE) y profundidad, establecieron con anterioridad una tasa de esparcimiento del trazador consistente con la difusividad diapicna de $1-2 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ con los mayores valores obtenidos durante los meses de invierno. Por otro lado, Hamilton et al. (1993) asumiendo que la mezcla es debida a la combinación de la turbulencia y los dedos de sal a partir de medidas de microestructura, al igual que en el estudio de St. Laurent & Schmitt (1999), pero distinguiendo las diferentes regiones de la columna de agua establecen un promedio de la difusividad turbulenta vertical para la sal de $5.4 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en un rango de profundidad de 150-400m en la Cuenca de Canarias (28°N, 22°W). Esta última estima se encuentra en el rango de difusividad obtenido en este estudio.

Por último, y aunque la fluctuación sobre la contribución de ambos procesos en el interior del Pasaje de Lanzarote hacia la capa de referencia finalmente se reduce manteniéndose más o menos en la misma proporción (excepto para la estación 1) la variabilidad interanual sobre la difusividad turbulenta vertical para la sal es apreciable y debe tenerse en consideración a la hora de establecer estimaciones sobre los flujos locales (Fig. 4.7). Las tasas de mezcla vertical justo por debajo de la capa de mezcla pueden ejercer un control importante sobre los flujos de los diferentes escalares dentro y fuera de ésta (Hamilton et al., 1993).

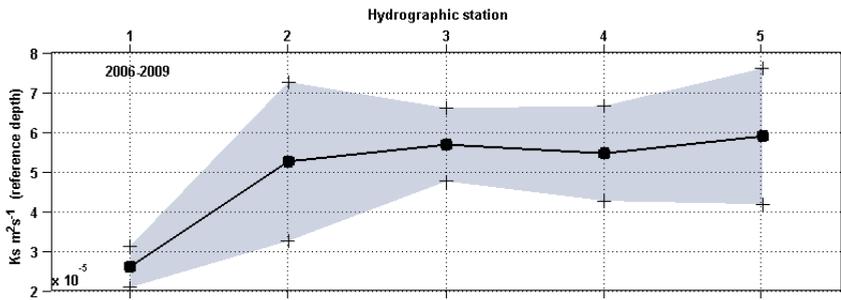


Figura 4.7 Variabilidad temporal (2006-2008) de la difusividad vertical para la sal (K_s) en el Pasaje de Lanzarote (Est. 1-5). La línea sólida negra muestra el promedio durante los cuatro años para cada estación hidrográfica y la zona sombreada indica la desviación estándar de la media de cada uno de los años.

4.3.3 Flujo vertical de nutrientes

En general, las secciones verticales de nutrientes durante el año 2009 muestran perfiles similares entre todas las estaciones (Fig. 4.8 a, d, g) con gradientes verticales favorables al flujo vertical de nitratos hacia aguas superficiales (Fig. 4.8 b, e, h). Las concentraciones de nitratos y fosfatos se encuentran entre los rangos típicos establecidos para el océano del Atlántico Norte (Michaels et al., 1996). La nutriclina (máximo gradiente vertical) varía levemente en función del nutriente en un rango de profundidad entre 110 a 160 m de profundidad (Fig. 4.8 a, d, g). La estación 1 muestra concentraciones ligeramente superiores a las estaciones restantes así como, gradientes verticales favorables al flujo hacia aguas más profundas (Fig. 4.8 a, d, g). Esto último, sin ser determinante por ahora teniendo en cuenta la representatividad de la muestra, podría explicarse por la influencia de la dinámica y a un mayor suministro de nutrientes procedente de la zona de afloramiento (Jacox & Edwards, 2011; Lachkar & Gruber; 2011). En la capa de referencia el gradiente vertical de nitratos es de 30.2 (0.0302), 57.6 (0.0576), 54.8 (0.0548) y de 47.6 $\mu\text{mol N m}^{-4}$ (0.0476 mmol N /m⁴) para las estaciones 1, 2, 3 y 4, respectivamente (Fig. 4.8b).

Por otro lado, los gradientes verticales de los fosfatos y silicatos favorables al flujo hacia la capa de referencia en comparación a los nitratos son notablemente más bajos (Fig. 4.8e y h). Se ha observado que el fosfato es agotado respecto al nitrato por debajo de la zona eufótica en el Atlántico Norte Subtropical (Palter et al., 2011). En las estaciones 1 y 2 se observan gradientes verticales de fosfatos positivos (flujos negativos) y valores mínimos, respectivamente. Los fosfatos muestran zonas por debajo de la capa de referencia de posible hundimiento que no se identifican para los nitratos y silicatos. Las estimas sobre los gradientes verticales de nitratos están en relativa correspondencia con otras ya establecidas en zonas próximas al área de estudio. Lewis et al. (1986) reportan un gradiente vertical promedio hacia la zona eufótica en un área adyacente al triángulo Beta al este del Atlántico Norte ($28^{\circ} 30'N$, $23^{\circ}W$) durante dos semanas de estudio de $45 (\pm 8) \mu\text{mol N m}^{-4}$. Mouriño-Carballido et al. (2011) registran, al norte del Atlántico subtropical ($\sim 16^{\circ}N \sim 9^{\circ}N$), un gradiente vertical aunque ligeramente superior al de este estudio dada la resolución espacial también con una alta desviación (DS) de la muestras respecto al promedio de $62 (\pm 90) \mu\text{mol N m}^{-4}$ en $172 \text{ m} (\pm 23)$ de profundidad.

Finalmente, la magnitud promedio del flujo difusivo vertical turbulento de nutrientes en el interior del Pasaje de Lanzarote (Est. 1-4) teniendo en cuenta la difusión vertical calculada a partir de la combinación de las parametrizaciones empíricas de YuS07 (turbulencia) y ZSH98 (dedos de sal) es de $0.21 (\pm 0.13) \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, $7 (\pm 6) \times 10^{-3} \text{ mmol P m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y de $0.07 (\pm 0.04) \text{ mmol Si m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en los $220 (\pm 48.67) \text{ m}$ de profundidad ($\pm 1C$ 95%). Dietze et al (2004) en la región del triángulo Beta a lo largo de $30^{\circ}W$ ($18^{\circ}-31.5^{\circ}N$) obtienen una estima sobre el flujo difusivo vertical de nitratos y fosfatos similar al de este estudio, siendo esta de $0.27 (\pm 0.14) \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y de $0.01 (\pm 5 \times 10^{-3}) \text{ mmol P m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en la base de la zona eufótica. La diferencia podría estar relacionada, por un lado, a la no ponderación de los procesos que intervienen en el cálculo de la difusividad vertical y con un entorno mucho más favorable a los procesos de doble difusión más fuertes que en el Pasaje de Lanzarote manifestándose, en una mayor magnitud de la difusividad turbulenta vertical debida a los dedos de sal ($0-7.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$).

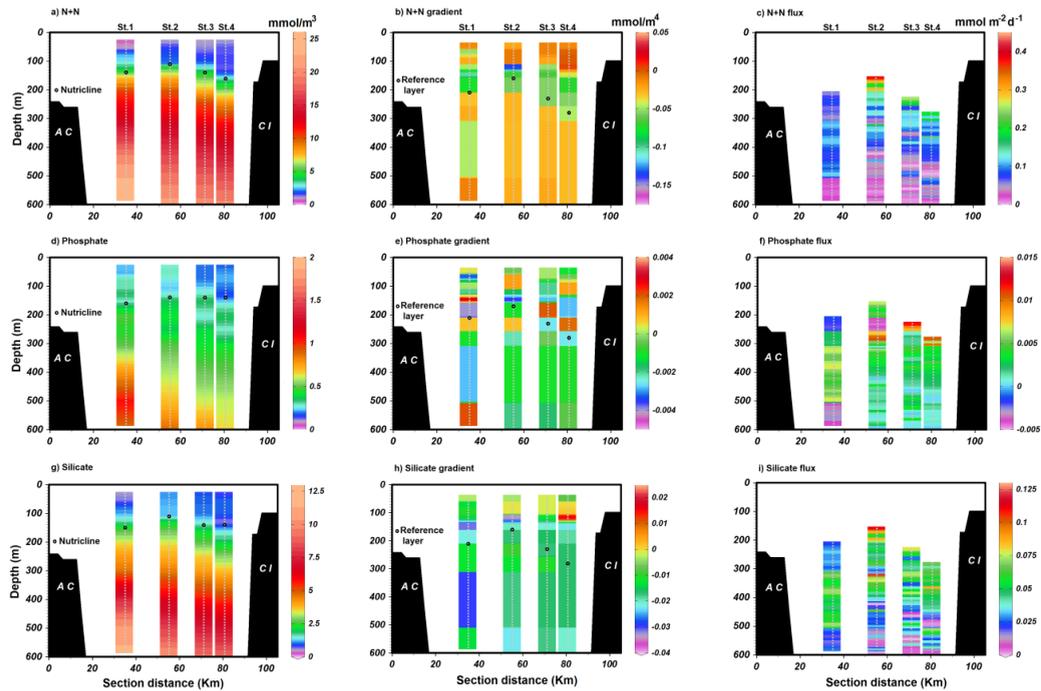


Figura 4.8 Secciones verticales de las estaciones hidrográficas (Est.1-4) durante el año 2009 en el interior del Pasaje de Lanzarote: nutrientes a) N+N, d) fosfatos, e) silicatos); gradientes b) N+N, e) fosfatos, h) silicatos); flujos difusivos verticales c) N+N, f) fosfatos, i) silicatos). Los gradientes negativos indican concentraciones favorables al flujo vertical ascendente. Las magnitudes positivas sobre los flujos son en dirección hacia arriba. El círculo negro señala en cada perfil la nutriclina y la capa de referencia. AC: *African Coast*, CI: *Canary Islands*.

La capa de referencia establecida para el cálculo del transporte hacia aguas superficiales de nitrógeno en este estudio es mucho más profunda estando más alejada de la nutriclina y de los mayores gradientes verticales, a diferencia del estudio de Dietze et al., (2004) donde tienen como objetivo estimar la zona de mayor transporte cercana a la zona eufótica (160 m de profundidad) donde las concentraciones de los nutrientes son mayores (nutriclina). El estudio Dietze et al (2004) se establece como la referencia más adecuada para realizar comparaciones, puesto que se aplica la misma combinación (suma de difusividades) de los procesos turbulentos y de dedos de sal para el cálculo de la de la difusión turbulenta vertical a partir de parametrizaciones empíricas (G89; Gregg, 1989 y ZSH98). Igualmente, la variabilidad espacio-temporal en la Cuenca Canaria es notable y las comparaciones con otras zonas en el interior de esta podrían no ser muy determinantes si además se añade la incertidumbre de los diferentes modelos y métodos aplicados para el cálculo del flujo difusivo vertical en aguas centrales (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St Laurent & Schmitt, 1999; Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004; Machín et al., 2006).

Por otro lado, es reconocido el carácter intermitente a escala espacio temporal de la difusión turbulenta vertical y en este caso, se refleja además en el flujo vertical hacia las diferentes capas de profundidad en la columna de agua (Fig. 4.8 c, f, i) (McDougall & Ruddick, 1992; Baumert et al., 2005). Esto haría mucho más amplia la discrepancia en la comparación de las estimas sobre el flujo vertical difusivo en diferentes capas de referencia. Respecto a la dirección de los flujos se observa que en general guarda una estrecha relación con los gradientes de los nutrientes mostrando flujos hacia abajo por debajo de la capa de referencia únicamente para los fosfatos por ejemplo, posiblemente en este caso asociados a su particular tendencia al hundimiento (Froelich et al., 1982). Finalmente es preciso señalar, que la dependencia de los flujos difusivos efectivos con los gradientes verticales de nutrientes añade una mayor fluctuación temporal independiente a la dirigida por la difusión turbulenta. Ha de considerarse que en el Océano Atlántico el afloramiento africano y la convección profunda de invierno suministran mayores concentraciones de

nutrientes hacia la superficie que en otras estaciones del año (Michaels et al., 1996; Machín et al., 2006).

4.4. Recapitulación & conclusiones

La columna de agua en el interior del Pasaje de Lanzarote exhibe un régimen moderadamente favorable y dominante de dedos de sal. Al menos por debajo de la capa de mezcla y hasta los 600 m de profundidad (NACW), las aguas están claramente afectadas por la interacción de los dedos de sal y la cizalla vertical. La variabilidad espacio-temporal en el interior del Pasaje en función de los parámetros de estabilidad de la columna de agua (Ri , N^2 , Tu) es notable.

Esta fluctuación dirige la contribución de cada proceso (dedos de sal y turbulencia) aunque en general, predomina la tendencia hacia un régimen de doble difusión por dedos de sal. La combinación y naturaleza de estos dos procesos requiere de la inclusión de ambos en los cálculos de la difusividad turbulenta vertical para evitar la infra o sobreestimación de ésta (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St Laurent and Schmitt, 1999; Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004). Además, y de acuerdo a las estimas finales, la ponderación propuesta por St. Laurent & Schmitt (1999) puede también ofrecer a escala de estructura fina una mayor aproximación. La variabilidad espacio-temporal existente entre el 2006 al 2009 por otro lado, no permite establecer como constantes a escala local los factores ponderados obtenidos para la turbulencia y los dedos de sal. Dada la fluctuación interanual y estacional de la estructura vertical en el Pasaje establecida con anterioridad (Knoll et al., 2002; Hernández -Guerra et al., 2003; Fraile-Nuez et al., 2010) se necesitarían más estudios que permitieran establecer los patrones de variabilidad sobre la difusión turbulenta vertical. Además, la magnitud de los valores derivados de las diferentes parametrizaciones hace más evidente el efecto favorable sobre la difusión de la sal (nutrientes) de un régimen con un alto porcentaje de contribución por dedos de sal en comparación a un régimen turbulento (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Oschlies et al., 2003).

Finalmente, la variabilidad interanual de la difusividad turbulenta vertical para la sal en el área de estudio es de 24.38% (± 6.58) hacia los 222 (± 42.37) m (95% IC) y debe tenerse en consideración a la hora de establecer estimaciones sobre los flujos locales. A esto último, y respecto a los flujos difusivos verticales de nutrientes hacia las aguas superficiales se suma una mayor incertidumbre que derivaría de la estacionalidad de estos escalares (nutrientes) en la Cuenca de Canarias pudiendo afectar el gradiente efectivo final.

Agradecimientos

Este estudio utiliza datos del Proyecto Radial Profunda de Canarias (RAPROCAN) del Instituto Español de Oceanografía (IEO, Centro Oceanográfico de Canarias). Este trabajo, ha sido apoyado por el programa de becas MAEC-AECID del Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación y la Agencia Española de Cooperación Internacional del Gobierno Español, forma parte de la tesis conducente a la obtención del grado de Doctor en Oceanografía por la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Capítulo 5

Flujos difusivos verticales de nutrientes al norte de la Región de afloramiento de Cabo Ghir

Arcos-Pulido, M., Rodríguez-Santana, A., Emelianov, M., Paka, V.,
Arístegui, J., Benavides, M., Sangrá, P., Machín, F., Estrada-Allís, S.,
García-Weil, L.

Deep-Sea Research Part I: DSR1-D-13-00031, *under review*

Resumen

En este estudio estimamos los flujos difusivos verticales de nutrientes al norte de la región de afloramiento de Cabo Ghir (Noroeste de África) durante el otoño del 2010. A partir de medidas de microestructura y estructura fina se evalúa la contribución de los dos procesos de mezcla co-existentes (turbulencia mecánica y dedos de sal). Utilizando los nitratos como trazador se identifica hasta los 300m de profundidad el límite entre las aguas del afloramiento costero y las del océano abierto. Por debajo de la capa de mezcla (56.15 ± 15.56 m), la estratificación de la columna de agua es favorable a inestabilidades de doble difusión en el modo de dedos de sal. La difusividad turbulenta vertical para la sal (K_s) en la profundidad de referencia (57.86 ± 8.51 m, IC 95%) fue de 3×10^{-5} ($\pm 1.89 \times 10^{-9}$, IC 95%) m^2s^{-1} . El promedio del flujo difusivo vertical indica un déficit en el suministro de fosfatos (6.61×10^{-4} $mmolm^{-2}d^{-1}$) hacia las aguas superficiales, mientras que para los nitratos y silicatos fue de 0.09 y de 0.03 $mmolm^{-2}d^{-1}$, respectivamente. Este estudio reúne por primera vez para el área de interés medidas de microestructura y estructura fina para su comparación en términos de difusividad turbulenta vertical. En zonas de transición, como la de Cabo Ghir, es importante ahondar en el estudio de la difusividad turbulenta vertical y el suministro de nutrientes. Esto proporciona información muy valiosa acerca del intercambio de la sal y los nutrientes en zonas *onshore-offshore*.

Palabras clave: difusividad turbulenta, mezcla diapirica, nutrientes, flujos difusivos verticales, Noroeste de África, Cabo Ghir.

5.1 Introducción

Los flujos difusivos turbulentos verticales en el océano abierto son la vía principal en el suministro de nutrientes desde las aguas profundas hacia las iluminadas aguas superficiales donde son utilizados por el fitoplancton (Hamilton et al., 1989). Igualmente, su importancia trasciende a las

regiones de surgencia costera donde estos flujos difusivos verticales se consolidan como la parte irreversible del proceso físico de mezcla (Hales et al., 2005). Este proceso actúa como mecanismo de reabastecimiento de nutrientes en la plataforma costera y, además, como transporte continuado a través de la columna de agua hacia la superficie (Hales et al., 2005).

A pesar de la relevancia de la difusión turbulenta vertical en los procesos de mezcla, la aplicación de esquemas de parametrización inadecuados a escala local de microestructura y estructura fina aumentan las inconsistencias entre las estimas relacionadas con la asimilación biológica y el suministro de nutrientes en términos de producción nueva (Dugdale & Goering, 1967; Hamilton et al 1989; Dietze et al., 2004). La cuantificación de la relación entre la microestructura y la estructura fina es esencial para establecer conexiones entre ambas escalas en la parametrización de los efectos de estos procesos (Schmitt et al., 1988). Por otra parte, dada la resolución y sensibilidad de los Modelos Oceánicos de Circulación Global (OGCMS, por sus siglas en inglés) a la difusión turbulenta vertical es de especial interés el ahondar en el conocimiento de los mecanismos de mezcla a escala de estructura fina (Zhang et al., 1998; Large et al., 1994; Law et al., 2003). En Aguas Centrales del Atlántico subtropical (*North Atlantic Central Waters*, NACW), la turbulencia producida mecánicamente y la convección por dedos de sal destacan como los mecanismos que intervienen en el intercambio de sustancias disueltas en la columna de agua (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999).

A diferencia de la turbulencia, a los dedos de sal se encuentra vinculado un gradiente adicional de densidad en dirección hacia las aguas superficiales al que están asociados los nuevos nutrientes (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999). Prescindir en la distinción entre ambos mecanismos tiene por lo tanto una repercusión en la interpretación de los procesos biológicos y su efecto en la exportación de carbón orgánico al océano profundo (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Oschlies, 2002; Dietze et al., 2004). Por tal razón, en regiones como la oriental en el Atlántico Norte subtropical

donde dominan las Aguas Centrales se hace ineludible el uso de modelos de parametrización combinados para la estimación de la difusividad turbulenta vertical para la sal (K_s) (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Dietze et al., 2004; Zhang et al., 1998).

Por otro lado, el límite al norte de la región de afloramiento de Cabo Ghir se consolida como una zona importante de transición para el transporte *cross-off* de material biogénico y de nutrientes desde el afloramiento costero del Noroeste de África hacia el océano abierto (Barton et al., 1998; Pelegrí 2005a, 2005b; Mason et al., 2012). Las aguas frías y ricas en nutrientes fluyen desde la zona de surgencia como filamentos recurrentes pudiendo alcanzar hasta cientos de kilómetros lejos de la costa, como es el caso del filamento permanente de Cabo Ghir (Barton et al., 1998; Pelegrí, 2005a, 2005b; Mason et al., 2012). Esta zona de transición además está sometida a una fuerte variabilidad estacional asociada principalmente al afloramiento costero y a la Corriente de Canarias (Barton et al., 1998; Pelegrí 2005a, 2005b; Mason et al., 2012).

En el marco del proyecto PROMECA (Procesos de Mezcla en la Cuenca de Canarias) este estudio pretende en primera instancia, estimar los flujos difusivos verticales de nutrientes en el límite norte de la región de afloramiento de Cabo Ghir. Las observaciones fueron realizadas durante el otoño cuando la estratificación de la columna de agua es alta; además el régimen de vientos alisios es débil provocando que el afloramiento costero sea menos intenso (Barton et al., 1998). Adicionalmente, se examina la relación de la difusividad turbulenta vertical total para la sal ($K_s = K_z$) a escala de microestructura y estructura fina. Finalmente y de acuerdo al principal objeto de estudio, la evaluación sobre la contribución de los procesos de mezcla involucrados (turbulencia producida mecánicamente y dedos de sal) y el cálculo de los flujos difusivos verticales de nutrientes en el área de estudio se efectúa a escala de estructura fina. El capítulo se organiza como se describe a continuación. En la sección 5.2 se presentan los datos y métodos utilizados. La sección 5.3 reúne las observaciones sobre los datos a escala de microestructura y estructura fina. En la sección 5.4 se examina y discute la relación obtenida entre la difusividad

turbulenta vertical total para la sal a las diferentes escalas; la contribución de los procesos de mezcla; los gradientes verticales y los flujos difusivos verticales de nutrientes calculados a escala de estructura fina. Por último, la sección 5.5 incluye las principales conclusiones.

5.2 Datos y métodos

Las observaciones de este estudio fueron realizadas al comienzo de la estación otoñal entre el 18 al 29 de octubre del 2010 durante una Campaña Oceanográfica a bordo del *B/O García del Cid* en las inmediaciones del filamento de Cabo Ghir (noroeste africano). Este estudio reúne un total de 14 estaciones hidrográficas (Fig 5.1). La distancia entre estaciones fue de ~5 a 60 km. La obtención de medidas de temperatura y conductividad se llevó a cabo a una resolución vertical de 1db con un *SBE 911PLUS* montado en una roseta equipada con 12 botellas *Niskin* (12 litros) con las que se recolectaron las muestras de agua para el análisis de nutrientes en 12 intervalos de profundidad entre los ~25 a 2000 m. Las muestras fueron almacenadas en tubos de 15 ml de polietileno (VWR) y conservadas a -20°C para ser posteriormente analizadas en el laboratorio. La determinación de los nutrientes fue realizada con un autoanalizador *AA3 Bran + Luebbe* con límites de detección de 0.01, 0.001, 0.02 y 0.016 μM para el nitrato, nitrito, fosfato y silicato, respectivamente. Los nitratos en este estudio corresponden a la suma de los nitritos y los nitratos (N+N).

Las velocidades de las corrientes para los cálculos a escala de estructura fina fueron obtenidas mediante el *OS SADCP* (por sus siglas en inglés) del barco a 75 kHz y a una resolución vertical de 16 m. Los datos fueron procesados con el software *CODAS (Common Ocean Data Access System, Firing et al., 1995)*. Las medidas sobre las tasas de disipación de la energía cinética turbulenta (ϵ) y de la varianza térmica (χ) fueron realizadas con un perfilador vertical (intervalos de 2 m hasta ~470 m de profundidad) de microestructura en caída libre (*TurboMAP*) equipado con sensores de velocidad (cizalla, du/dz), temperatura (dt/dz) y parámetros hidrográficos (CTD, por sus siglas en inglés). La velocidad de caída libre fue de ~0.6 a 0.7 m s^{-1} y una frecuencia de muestreo de datos de 512 Hz. Los

datos fueron procesados con *TMTools* version 3.04A (2008) (*Data Processing and Analysis Software for Use with TurboMAP Profilers*).

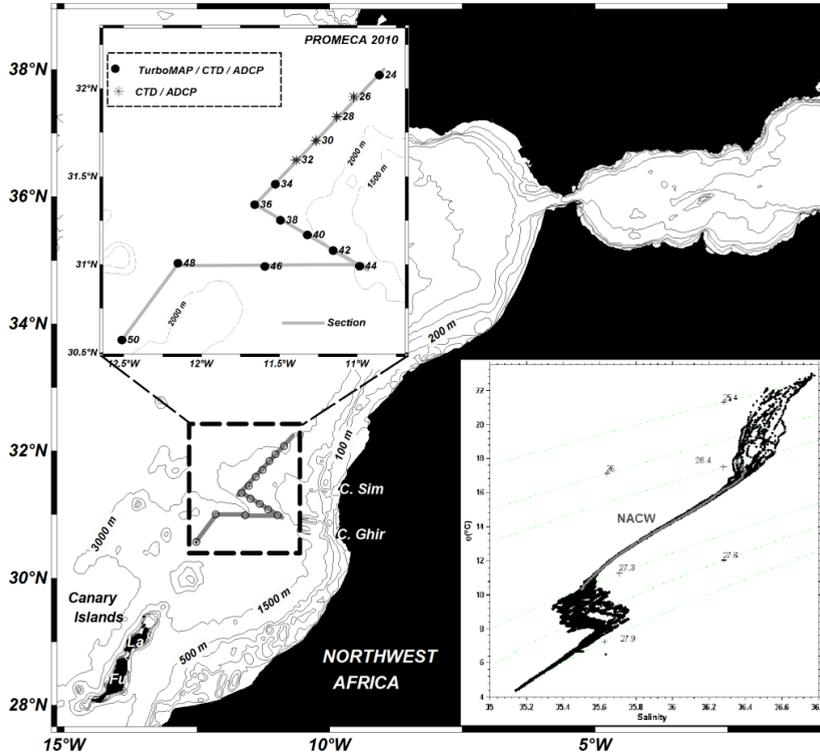


Figura 5.1 Localización y tipo de instrumentación utilizada en las estaciones hidrográficas durante la Campaña Oceanográfica PROMECA 2010. En la esquina inferior derecha se integra el diagrama θ -S de las 14 estaciones, en gris se resalta la masa de agua objeto de estudio (NACW~600 m de profundidad).

5.2.1 Procesamiento de datos

La región de interés son las aguas centrales por debajo de la capa de mezcla (hasta los ~600 m). Por tal razón, se establece un nivel de referencia para definir una profundidad que corresponderá como aquella donde se produce el máximo transporte vertical de nutrientes hacia aguas

superficiales eludiendo completamente la capa de mezcla. Esto asegura la correcta delimitación del régimen de mezcla en el océano interior de las aguas superficiales para aplicar los esquemas más apropiados (Large et al., 1994). Finalmente se establece como nivel de referencia en cada una de las estaciones la profundidad con la máxima frecuencia de flotabilidad al cuadrado con una alta correspondencia con la MLD (*Mixed Layer Depth*), calculada según el algoritmo de Kara et al. (2000), sumándole 10 m. Los perfiles del SADCP y de los nutrientes fueron interpolados linealmente a la misma resolución vertical y profundidad (10 m). Los datos de temperatura y salinidad fueron suavizados con un filtro de promedio ponderado a la misma resolución vertical.

Dada la naturaleza de los datos, este estudio pretende realizar una descripción a escalas de estructura fina y microestructura para caracterizar la columna de agua en función de los parámetros de estabilidad (Ri , $R\rho$) y disipación (ϵ , χ). Posteriormente, se busca comparar la estructura a las diferentes escalas en términos de difusividad turbulenta vertical total para la sal (K_s) (nutrientes) para finalmente evaluarla y estimar los flujos difusivos verticales de nutrientes en todas las estaciones hidrográficas (14) a escala de estructura fina (10 m) (Fig. 5.1). La difusividad turbulenta vertical de la sal en cada celda de profundidad es calculada como la suma de la turbulencia producida mecánicamente por la cizalla vertical (K_{st}) y los dedos de sal (K_{sf}) según los dos regímenes de mezcla presentes en las aguas centrales (McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999). Siendo ambos procesos de naturaleza turbulenta, en este estudio se definen los procesos de mezcla no relacionados con la doble difusión (e.g. rompimiento de ondas internas y cizalla vertical) como la difusividad debida a la mezcla turbulenta (K_{st}).

Siguiendo el modelo ponderado de St. Laurent & Schmitt (1999) se examinó y calculó la contribución de ambos procesos de mezcla a la difusividad turbulenta vertical total para la sal ($K_s = P_t(K_{st}) + P_f(K_{sf})$) donde $P_t = 1 - P_f$ y P en general corresponde al factor ponderado. La distinción entre los mecanismos de mezcla se establece a partir de la eficiencia de mezcla observada (Γ_{obs}) y de la razón de estabilidad ($R\rho$) a partir del ángulo de Turner ($Tu = 70-90$, dedos de sal y $-45 < Tu < 70$, turbulencia) (McDougall

& Ruddick, 1992; St. Laurent & Schmitt, 1999). Los flujos difusivos verticales de nutrientes a escala de estructura fina (10 m) son calculados a partir de la ecuación: ($F_z = -K_s (\Delta n / \Delta z)$) donde K_s es la correspondiente difusividad turbulenta vertical total para la sal (nutrientes) ($K_{st} + K_{sf}$) y $\Delta n / \Delta z$ es el gradiente vertical de la concentración de nutrientes (Csanady, 1973).

a) Escala de microestructura

Asumiendo que ambos procesos siguen el estado estacionario de las ecuaciones de la energía cinética turbulenta (TKE, por sus siglas en inglés) y de varianza térmica usando principalmente los modelos de McDougall & Ruddick (1992) y St. Laurent & Schmitt (1999) la difusividad para la sal se calcula como se presenta a continuación. Primero, las tasas de disipación son computadas de las fluctuaciones de la velocidad ($\epsilon \approx \nu (15/2) (\overline{u_z'^2} + \overline{v_z'^2})$) y de la varianza térmica ($\chi \approx 2\kappa (3\overline{\theta_z'^2})$) a escala de microestructura, donde a nivel molecular ν es la viscosidad y κ la difusividad térmica. La difusividad turbulenta vertical de la sal es estimada como se expresa a continuación (Osborn, 1980; Oakey, 1988):

$$K_{st} = \Gamma_t \epsilon / N^2 \quad (1)$$

Donde $\Gamma_t \approx 0.26$ es la tasa de disipación (o eficiencia de mezcla) térmica debida a la turbulencia utilizada en este estudio (Osborn, 1980; Hamilton et al., 1993) y N^2 es la frecuencia de flotabilidad al cuadrado. La eficiencia de mezcla observada debida a ambos procesos $\Gamma_{obs} = N^2 \chi / 2\epsilon (\overline{\theta_z'^2})$ es calculada para discriminar entre turbulencia y dedos de sal $\epsilon_f = (\Gamma_{obs} - \Gamma_t / \Gamma_f - \Gamma_t) \epsilon_{obs}$ (McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993) así como, para estimar la eficiencia de mezcla $\Gamma_f = Y(R_p - 1) / R_p(1 - Y)$ y la tasa del flujo $Y = 1 / (1 + [(R_p - 1) / R_p]^{1/2})$ debido a los dedos de sal (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992; St. Laurent & Schmitt, 1999). La razón de estabilidad $R_p = \alpha \overline{\theta_z} / \beta \overline{S_z}$ se usa para identificar el régimen de

doble difusión. Los coeficientes de expansión térmica (α) y contracción halina (β) fueron calculados utilizando los algoritmos de McDougall (1987). Finalmente, la difusividad debida a los dedos de sal es estimada de la siguiente forma (Hamilton et al., 1989; McDougall & Ruddick, 1992):

$$\frac{K_{sf}}{K_T} = R_\rho + (R_\rho - 1)/\Gamma_f \quad (2)$$

La difusividad turbulenta térmica $K_T = \chi/2(\theta_z)^2$ (Osborn & Cox, 1972) asume que en un sistema de dedos de sal no es equivalente a la de la sal y/o densidad, a diferencia de lo que ocurre en un sistema únicamente turbulento.

b) Escala de estructura fina

En este estudio se aplica el modelo de parametrización a escala de estructura fina de Zhang et al. (1998) (ZSH98) para la estimación de la difusividad turbulenta vertical total para la sal (K_s). Este esquema dependiente de R_ρ combina la turbulencia y la doble difusión constituyéndose en una actualización de la relación *ad hoc* establecida por Schmitt (1981) en una zona circunscrita en la Cuenca de Canarias. El modelo aunque tiende a sobrestimar la difusividad es apropiado para gradientes a gran escala; así mismo, ha sido validado respecto a su adecuada dependencia cualitativa de la razón de estabilidad y de los flujos de flotabilidad (St. Laurent & Schmitt; 1999, Inoue et al., 2007). El cálculo de la difusividad turbulenta de la sal sigue la forma:

$$K_\rho(K_{st}) = \frac{R_\rho K_T K_s}{R_\rho - 1} \quad (3)$$

Asumiendo una ecuación localmente lineal donde $K_T = K_S = K^\infty$ y la tasa de difusividad es una constante que representa la mezcla debida a ondas internas. Aunque es posible incluir, a partir de otros esquemas, la turbulencia debida a la cizalla vertical en función del número de gradiente de Richardson (Ri, e.g. Yu & Schopf 1997; Pacanowski & Philander, 1981; Martínez-Marrero et al., 2008) en este caso se prefiere adoptar sin modificaciones el modelo propuesto por ZSH98. Por un lado, para contrastar la relación de la difusividad para la sal a diferentes escalas con estudios previos y por otro, debido a su frecuente uso en modelos oceánicos de circulación global. La difusividad turbulenta vertical para la sal en un régimen favorable a los dedos de sal se calcula:

$$K_{sf} = \frac{k^*}{\left(1 + \left(\frac{R_p}{R_c}\right)^n\right)} + k^\infty \quad (4)$$

Donde $k^* = 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ es la difusividad diapicna máxima debida a los dedos de sal; $k^\infty = 3 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ es la constante de la difusión diapicna debida a otros procesos no relacionados con la doble difusión como el rompimiento de ondas internas; $R_c = 1.6$ es la razón de estabilidad (R_p) sobre la que la mezcla diapicna debido a los dedos de sal disminuye drásticamente debido a la ausencia de escaleras (*staircases*) y $n = 6$ es el índice para controlar el decaimiento de K_{sf} con el incremento de R_p .

Adicionalmente, el número de gradiente de Richardson $Ri = N^2/S^2$ se calculó para examinar la inestabilidad de la columna de agua a la cizalla vertical de las corrientes horizontales. La frecuencia de flotabilidad al cuadrado es $N^2 = (-g/\rho_0)(\partial\rho/\partial z)$ donde g es la aceleración debida a la gravedad, ρ_0 es la densidad de referencia y $\partial\rho/\partial z$ es el gradiente vertical de densidad sobre el intervalo de profundidad. La cizalla vertical como $S^2 = (\Delta u/\Delta z)^2 + (\Delta v/\Delta z)^2$, u y v corresponden a los componentes horizontales de la velocidad a la misma profundidad. El ángulo de Turner ($Tu = \tan^{-1}(R_p + 1/R_p - 1)$) se utiliza como indicador en la confirmación del tipo de régimen

difusivo a partir de la razón de estabilidad (R_p) (Turner, 1973; Ruddick, 1983).

5.3 Interpretación de la microestructura y estructura fina

El diagrama θ -S de las 14 estaciones hidrográficas señala la región de interés para este estudio (isopícnas 26.4-27.3, NACW) (Fig 5.1). La capa de referencia, de aquí en adelante establecida por debajo de la capa de mezcla (46.15, \pm 15.56 m, DS) oscila entre los 30 a 80 m de profundidad (56.15, \pm 15.56 m, DS). En esta zona dominada por la presencia de la NACW (\sim 600 m de profundidad), la turbulencia (involucrando el rompimiento de ondas internas y la doble difusión) domina la mezcla manifestándose en la estrecha relación θ -S observada (Schmitt, 1981; Ferrari & Polzin, 2005). La Figura 5.2 muestra un perfil promedio (Estaciones.24 y de la 34 a la 50) hacia cada celda de profundidad que combina las medidas a microestructura (ϵ , χ) y estructura fina (R_p , R_i). Los valores más altos de los parámetros derivados de las medidas de microestructura se observan alrededor de 90-110 m de profundidad (Fig. 5.2) cercano al rango en el que oscila la zona por debajo de la base de la capa de mezcla entre estaciones (30-80 m).

Las tasas de disipación (ϵ) y varianza térmica (χ) muestran una alta variabilidad en profundidad (Fig. 5.2). Hacia los 100 m (e.g.) se obtiene un promedio de 4.31 (\pm 3.41, IC 95%) $\times 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ y de 1.20 (\pm 0.68, CI95%) $\times 10^{-9} \text{ }^\circ\text{C}^2 \text{ s}^{-1}$. Respecto a estos valores, la distribución logarítmica de un amplio número de medidas de microestructura obtenidas en las aguas centrales en el interior de la Cuenca Canaria durante el *North Atlantic Tracer Release Experiment* (región del NATRE, 26°N/28°W,) revela la presencia de dos modos disipativos (alto y bajo) con relación a los mecanismos de mezcla coexistentes (turbulencia y dedos de sal) (St. Laurent & Schmitt, 1999; Ruddick et al., 1997). Bajo este modelo estadístico de distribución bimodal se han establecido rangos de ϵ entre $\sim 2 \times 10^{-10}$ a $7 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ (modo bajo, dedos de sal) y de $\sim 7 \times 10^{-9}$ a $2 - 3 \times 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ (modo alto, turbulencia) (St. Laurent & Schmitt; 1999; Ruddick et al.,

1997). En relación a la tasa de varianza térmica (χ) St. Laurent & Schmitt (1999) encuentran como valor umbral de $\chi > \chi_{75} \sim 1.0 \times 10^{-9} \text{ } ^\circ\text{C}^2 \text{ s}^{-1}$ para discriminar un régimen favorable a los dedos de sal.

Aunque las medidas de microestructura obtenidas (ϵ y χ) se encuentran entre los rangos encontrados en estudios previos, debe tenerse en cuenta que su elevada variabilidad natural y desviación de su distribución estadística requiere de un amplio número de perfiles, además de un riguroso método de promediado para obtener estimas aproximadas sobre la difusividad (Ruddick et al, 1997). Sin embargo, dado que la eficiencia de mezcla (Γ_{obs}) derivada de la microestructura está relacionada con los parámetros de estabilidad (R_ρ y R_i) (St. Laurent & Schmitt, 1999) y para este caso en particular, estos indicadores adimensionales sí pueden ser más determinantes en la caracterización del proceso de mezcla en la columna de agua. Hacia los 100 m de profundidad se obtienen valores promedio de $R_\rho = -2.61 (\pm 8.57)$ y de $\log_{10}(R_i) = 0.59 (\pm 0.36)$ ($\pm \text{CI}95\%$) (Fig. 5.2). Los valores negativos de R_ρ hacia este rango de profundidad son indicativos de un régimen estable de doble difusión (ausencia de dedos de sal y de régimen difusivo, Ruddick, 1983) congruente con la ocurrencia de la base de la capa de mezcla ya mencionada donde domina un ambiente turbulento producido mecánicamente (Fig. 5.2).

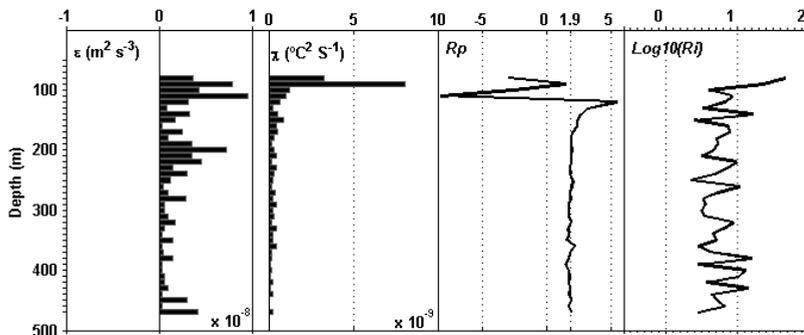


Figura 5.2 Perfiles promedio de todas las estaciones hidrográficas de izquierda a derecha sobre las observaciones de disipación (ϵ , m^2s^{-3}), varianza térmica (χ , $^\circ\text{C}^2 \text{s}^{-1}$), razón de estabilidad (R_ρ) y Log_{10} del número de Richardson (R_i).

Los valores de R_i en general (>1), muestran una moderada inestabilidad del sistema, debida en este caso a una débil cizalla vertical (Fig. 5.2). Por debajo de los ~ 130 m la columna de agua mantiene un $R_p = 1.9$ indicando un sistema favorable a los dedos de sal (Ruddick, 1983). En un régimen favorable a los dedos de sal tanto la turbulencia mecánica como los dedos actúan como mecanismos disipativos (St. Laurent & Schmitt, 1999). Mientras que, en un régimen doblemente estable (e.g valores negativos de R_p) para procesos de doble difusión como puede ser hacia la capa de mezcla en este caso, la turbulencia es el proceso disipativo dominante (St. Laurent and Schmitt, 1999) (Fig. 5.2).

Por otro lado, la eficiencia de mezcla (Γ_{obs}) procedente de la microestructura sí permiten corroborar con mayor claridad la coexistencia de ambos procesos de mezcla (turbulencia y dedos de sal) a partir de los rangos establecidos de manera consistente con trabajos de laboratorio y de aplicación oceanográfica (Fig. 5.3) (Osborn, 1980; Hamilton et al. 1989; McDougall & Ruddick, 1992; Hamilton et al., 1993; Ruddick et al., 1997; St. Laurent & Schmitt, 1999).

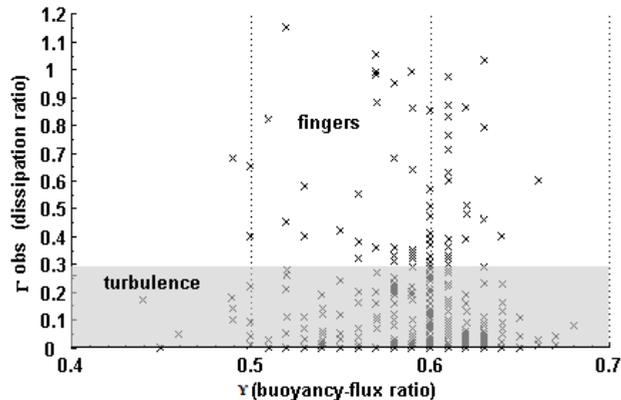


Figura 5.3 Gráfico de dispersión de todas las medidas obtenidas desde la capa de referencia hasta los 600 m de profundidad de la eficiencia de mezcla observada Γ_{obs} versus la tasa del flujo de flotabilidad (Υ). Se distingue el área en términos de Γ_{obs} que corresponde a cada proceso de mezcla (turbulencia: gris, dedos de sal: no sombreada).

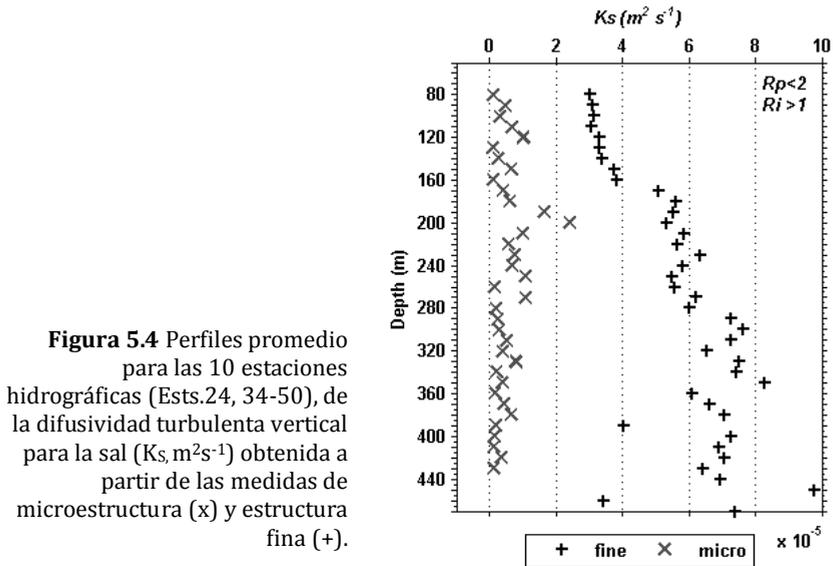
La expresión derivada de la tasa del flujo de flotabilidad (Y) (Fig. 5.3) muestra un rango de $0.4 < Y < 0.7$ encontrándose el mayor número de observaciones entre 0.5 y 0.7 consistente también con el modelo de dedos de sal derivado de trabajos de laboratorio y el encontrado hacia la región del NATRE ($0.6 < Y < 0.7$) (St. Laurent & Schmitt, 1999). Finalmente, y aunque se examinará en mayor detalle más adelante, la zona de interés se caracteriza por exhibir un régimen favorable a los dedos de sal ($Ri > 1$, $R_p < 2$) (St. Laurent & Schmitt, 1999).

5.4. Mezcla diapicna

5.4.1 Difusividad vertical

Si bien la difusividad vertical turbulenta para la sal (K_s) en este estudio será en definitiva evaluada a escala de estructura fina para el cálculo de los flujos es importante presentar su correspondencia a escala de microestructura. La Figura 5.4 muestra los dos perfiles promedio (Estaciones 24 y de la 34 a la 50) sobre la difusividad turbulenta vertical para la sal a microestructura y a escala de estructura fina siguiendo en ambos casos hacia cada nivel de profundidad el modelo ponderado de St. Laurent & Schmitt (1999) para la turbulencia y los dedos de sal. La desviación de las escalas es visible. Ambas estimas conservan el mismo orden de magnitud (10^{-5}) pero con una desviación entre capas de $\sim 3.59 (\pm 1.17) \times 10^{-5} (\pm DS) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. La sobrestimación de la difusividad para la sal a partir de la parametrización a escala de estructura fina de ZSH98 respecto las medidas de microestructura ya ha sido establecida e igualmente validada en su relación y dependencia cualitativa de R_p (St. Laurent & Schmitt, 1999; Inoue et al., 2007). Presentada la correspondencia obtenida, de aquí en adelante este estudio se centrará en evaluar la difusividad turbulenta vertical total para la sal y el cálculo de los flujos difusivos verticales de nutrientes a escala de estructura fina en todas las estaciones hidrográficas siguiendo el método inicialmente descrito. La contribución promedio de ambos procesos (dedos de sal y turbulencia) por debajo de la capa de mezcla más profunda ($\sim 80 \text{ m}$) hasta los 600 m se muestra en la

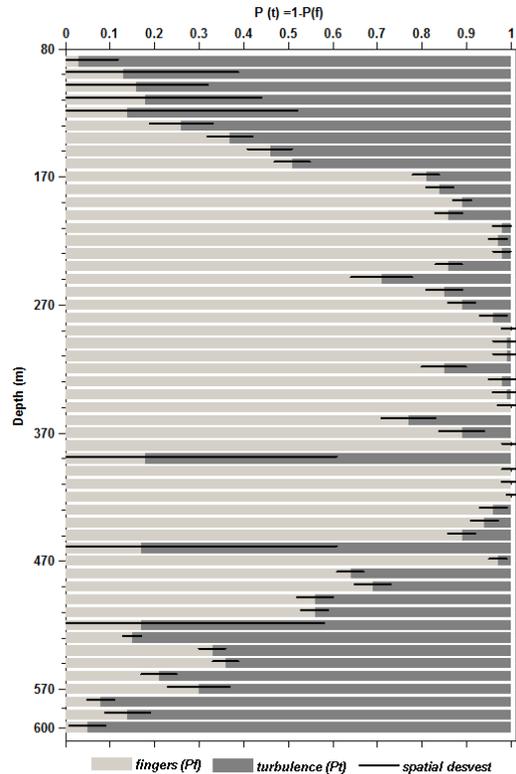
Figura 5.5. Se observa principalmente cómo el régimen favorable a los dedos de sal empieza a dominar desde los ~170 m hasta los ~470 m de profundidad. La turbulencia por el contrario actúa con mayor intensidad próxima a la base de la capa de mezcla y en los límites de confinamiento en profundidad de la NACW (~600 m).



Aun así, los bajos valores superficiales de Energía Cinética Turbulenta (EKE, por sus siglas en inglés) derivados de la *Sea Level Anomaly* (SLA) de AVISO durante el mes de octubre de 2010 para la sección bajo estudio ($<20 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$) corroboran la prevalencia de un entorno estratificado (Le Traon & Morrow, 1999) de acuerdo a la débil cizalla vertical encontrada ($Ri > 1$). La ponderación de los procesos hacia cada celda de la columna de agua a escala espacial por otro lado, permite examinar la variabilidad encontrada entre estaciones (Fig. 5.5). La mayor desviación (contribución ± 0.45) se observa en algunas de las celdas de profundidad (e.g. 390 m profundidad, Fig. 5.5) donde el proceso dominante es la turbulencia, pudiéndose

establecer en este caso, como el forzamiento físico responsable de la fluctuación observada. Igualmente se establece que, aunque con una variabilidad espacial notable, el régimen de dedos de sal es el mecanismo de mezcla dominante.

Figura 5.5 Gráfica de barras mostrando la contribución promedio de los procesos de mezcla en la columna de agua (dedos de sal: gris claro, turbulencia: gris oscuro). La línea continua negra muestra la desviación estándar (DS) en cada celda de profundidad (10 m).



La difusividad turbulenta vertical para la sal mantiene el patrón esperado respecto a la contribución de los mecanismos de mezcla (Fig. 5.6). En general, muestra una alta y característica intermitencia en parte dirigida por la combinación de una cizalla de baja frecuencia y de las ondas internas (Ruddick, 1997). Los valores más elevados se encuentran desde los 150 m de profundidad, siendo este el rango aproximado donde el régimen favorable a los dedos de sal empieza a dominar en la columna de agua (Fig.

5.6). Diferentes estudios han establecido que el transporte difusivo vertical de las sales (nutrientes) asociado al gradiente de densidad (hacia arriba) en un régimen favorable a los dedos de sal es superior al de la turbulencia (Hamilton et al., 1989; Hamilton & Oakey, 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999; Oschlies et al., 2002; Dietze et al., 2004). En promedio, en la capa de referencia (30-80 m) donde finalmente domina la turbulencia, la difusividad turbulenta para la sal alcanza los 3.0×10^{-5} ($\pm 3.33 \times 10^{-9}$, DS) $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

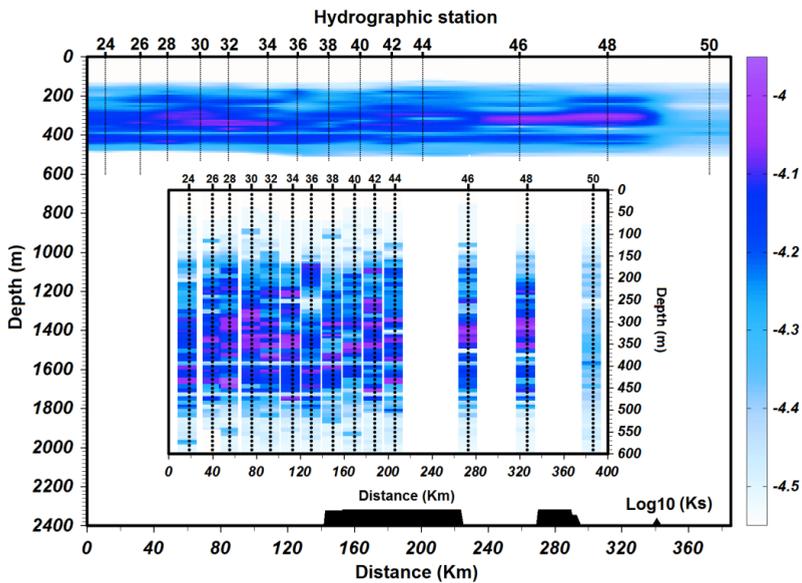


Figura 5.6 Sección vertical del Log_{10} de la difusividad turbulenta vertical para la sal (K_s , $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) de todas las estaciones hidrográficas a escala de estructura fina. El zoom pretende resaltar la inherente variabilidad vertical de K_s .

En la estación 50, se observan valores inferiores de la difusividad que a los encontrados en el resto de estaciones donde puede que un entorno menos estratificado este dificultando un mejor desarrollo del régimen de dedos de sal. El valor promedio obtenido sobre la difusión se encuentra entre el rango de estimas obtenidas con anterioridad ($1-7 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) en la Cuenca de Canarias (Hamilton et al., 1993; Ruddick et al., 1997; St. Laurent & Schmitt, 1999; Dietze et al., 2004). La difusividad reportada hacia la capa

de referencia se constituye en la magnitud efectiva respecto al transporte de nutrientes en las aguas superficiales, en términos de proximidad a la base de la capa de mezcla. Sin embargo, la zona de mayor eficiencia para el transporte de sales (nutrientes) se puede establecer entre los 150 y 500 m de profundidad, alcanzando un promedio máximo de $7.94 (\pm 0.88) \times 10^{-5}$, $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ (IC95%) a los 300 m de profundidad. En definitiva, es claro que ambos procesos (dedos de sal y turbulencia) coexisten en la región de estudio y, por tal razón; deben ser involucrados en la valoración del proceso de mezcla y en la estimación de los flujos difusivos verticales locales.

5.4.2 Gradientes y flujos

En general, se observa una fluctuación significativa en la distribución vertical de los nutrientes entre todas las estaciones, relacionada posiblemente con la dinámica al norte del filamento de Cabo Ghir y de la Corriente de Canarias (Pelegrí et al. 2005a, 2005b). A partir de imágenes de satélite MODIS durante el periodo de estudio tanto de la temperatura superficial del mar como de clorofila (SST y Chl, por sus siglas en inglés respectivamente) (Fig. 5.7) se evidencia claramente el afloramiento costero y que las estaciones hidrográficas se encuentran próximas a la zona de influencia del filamento de Cabo Ghir.

El filamento ha sido anteriormente localizado en su límite norte hacia los $\sim 31^{\circ}\text{N}$ (30.6°N), caracterizándose además la zona entre los 31 a 34°N por ser una región de intercambio con el océano abierto (Pelegrí et al. 2005b; Machín et al., 2006; Mason et al., 2012). La Figura 5.8 corrobora, a partir de los nitratos como trazador, el límite de confluencia de aguas procedentes del afloramiento costero (*onshore*) y del océano abierto (*offshore*).

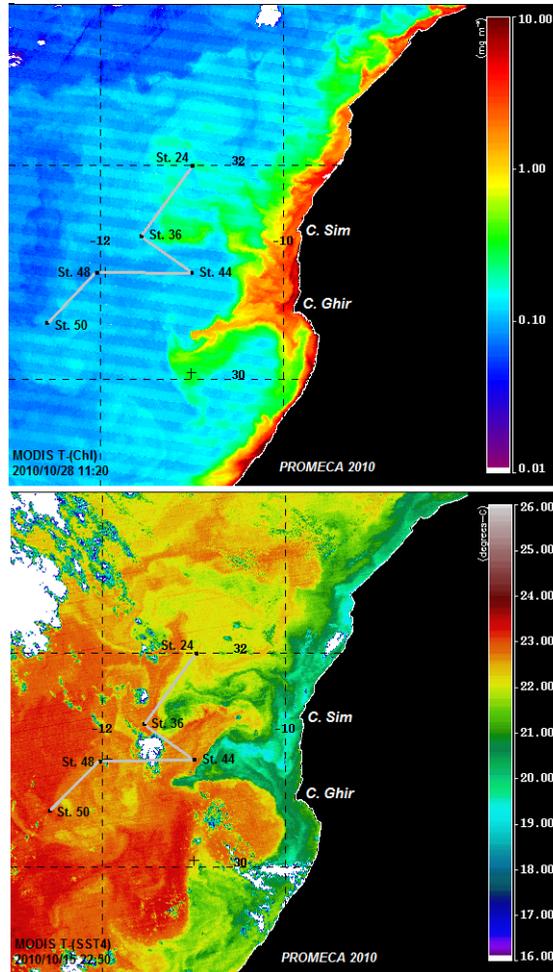


Figura 5.7. Imágenes de satélite MODIS de la región del filamento de Cabo Ghir durante el periodo en el que fueron realizadas las observaciones. **Arriba:** Clorofila (Chl) durante el 28 de Octubre. **Abajo:** temperatura superficial del mar (SST) durante el 15 de octubre. Se muestra la localización de las estaciones hidrográficas durante la Campaña PROMECA.

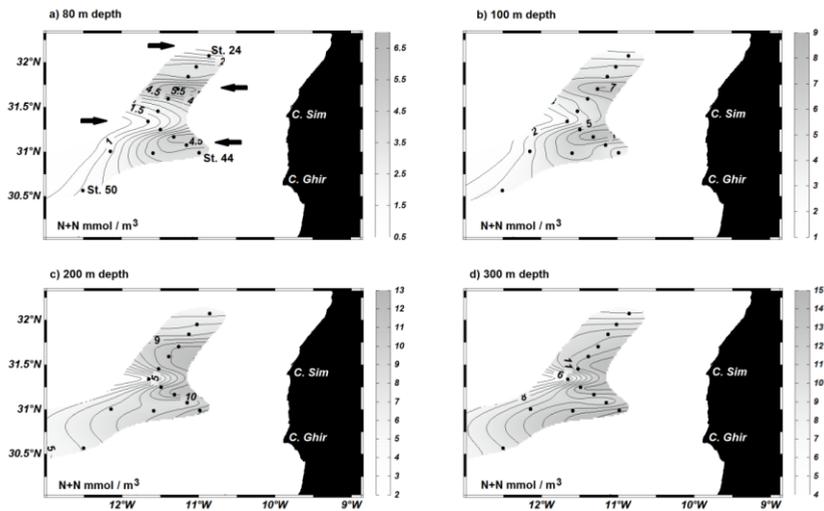


Figura 5.8 Mapas de isosuperficies de $N+N$ ($\text{mmol}\cdot\text{m}^{-3}$) a las diferentes profundidades en las que se identifica el límite de las aguas procedentes del océano abierto (*offshore*) y del afloramiento costero (*onshore*): a) 80 m; b) 100 m; c) 200 m y d) 300 m. En la figura 5.8a se señalan como referencia algunas de las estaciones hidrográficas. Las flechas negras indican los puntos aproximados donde se identifican los diferentes tipos de aguas y su origen.

Las estaciones con las concentraciones de nitratos más elevadas en la profundidad de referencia (Ests. 26-32 y 40-44, *onshore*) se espera que correspondan a las aguas más densas y ricas en nutrientes procedentes de zonas de afloramientos (Jacox & Edwards, 2011; Lachkar & Gruber, 2011), en este caso del filamento costero entre los Cabos Ghir y Sim (Fig. 5.8a) (García-Muñoz et al., 2005; Pelegrí et al., 2005a). El límite de la zona de transición es detectable al menos desde la máxima profundidad de referencia (80 m) hasta los ~300 m de profundidad (Fig. 5.8a-d). Así mismo, las secciones verticales de los nutrientes, particularmente la de los nitratos, confirman y hacen más evidentes los puntos de inflexión entre estaciones donde se puede observar la presencia de ambos tipos de aguas. El levantamiento de las isóclinas de los nitratos coincidentes con las capas de mezcla más someras comienza hacia las estaciones 26 y 40 corroborando la presencia de las aguas procedentes del afloramiento costero (*onshore*) (Fig. 5.9).

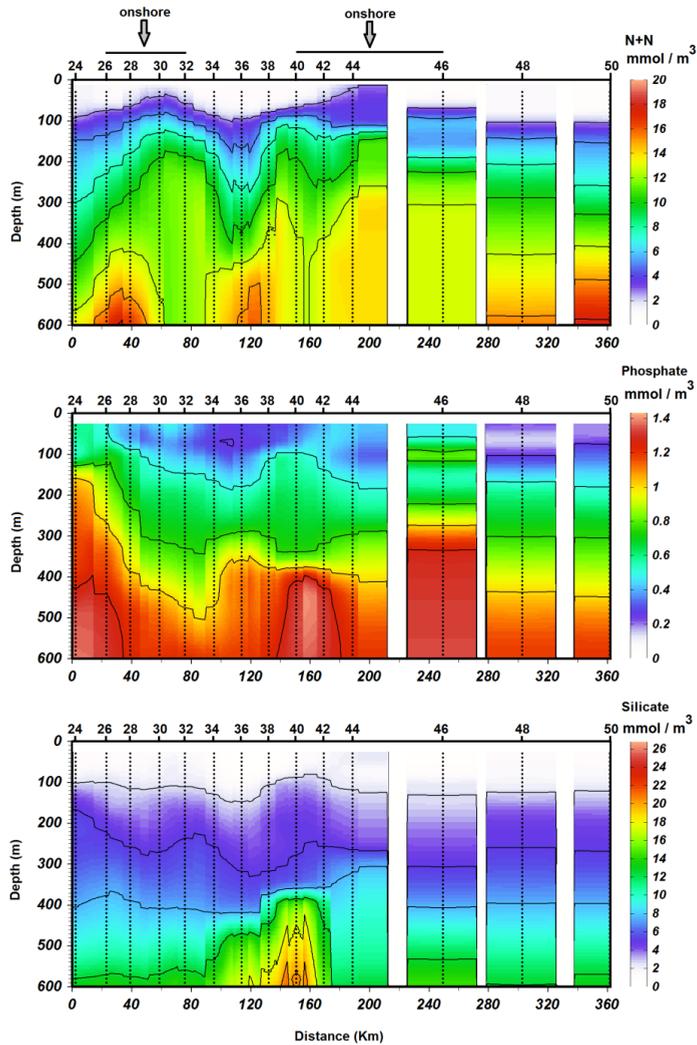


Figura 5.9 Secciones verticales de los diferentes nutrientes en cada una de las estaciones hidrográficas. De arriba hacia abajo: N+N (mmolm^{-3}), Fosfatos (mmolm^{-3}) y silicatos (mmolm^{-3}). En la sección vertical para los nitratos (arriba) se indican con flechas las estaciones hidrográficas que caracterizan la zona *onshore*, las restantes corresponden a las aguas *offshore*.

En este caso se observa que la distribución y el agotamiento de los nitratos y de los silicatos son más similares, como se observa de forma característica en los giros subtropicales (Sarmiento & Gruber, 2006). Por otro lado, los fosfatos en mayor medida muestran zonas donde los gradientes de concentración no son favorables a la dirección de los flujos hacia aguas superficiales, posiblemente debido al hundimiento o utilización de estos en las capas más someras (Fig. 5.9) (Froelich et al., 1982; Palter et al., 2011). La nutriclina es más superficial en las estaciones influenciadas por las aguas *onshore*, oscilando en general entre los 92.14 (± 28.05), 100 (± 25.72) y 86.42 (± 27.62) m ($\pm DS$) para los nitratos, los fosfatos y los silicatos, respectivamente.

En la profundidad de referencia (57.86 \pm 8.51 m, DS) se obtienen gradientes verticales promedio para todas las estaciones de nitratos de 0.36, de -2.55×10^{-3} para los fosfatos y de 0.12 para los silicatos (mmol m^{-4} , Tabla 1). El valor obtenido respecto al gradiente vertical de nitratos es significativamente superior al reportado en otras zonas alejadas del sistema de afloramiento costero en el interior de la Cuenca de Canarias (Lewis et al., 1986; Mouriño-Carballido et al., 2011). Sin embargo, en comparación a concentraciones medidas en regiones de intensos afloramientos (e.g. Mauritania) es claramente inferior (Schafstall et al., 2010).

Los rangos obtenidos sobre los gradientes verticales de los nutrientes permiten establecer que corresponden a una evidente zona de transición entre las aguas del océano abierto y las del afloramiento del noroeste africano. Si se examinan en esta misma profundidad de referencia los gradientes verticales de nitratos y de silicatos discriminando por su procedencia (*offshore/onshore*) (Tabla 5.1) se observa como el gradiente vertical más alto se relaciona claramente con las aguas *onshore* (0.45 y 0.12 mmol m^{-4} , respectivamente).

El promedio de los gradientes verticales de los nitratos y silicatos en toda la columna de agua (hasta los 600 m de profundidad) para todas las estaciones muestran concentraciones favorables a la dirección del flujo hacia aguas superficiales (Tabla 5.1). Mientras que el comportamiento de los fosfatos es algo diferente. El promedio total del gradiente vertical en la

profundidad de referencia muestra un déficit de este nutriente de $2.55 \times 10^{-3} \text{ mmol m}^{-4}$ en mayor proporción procedente de las aguas offshore (Tabla 5.1). A partir de los 100 hasta los 600 m, sin embargo, se mantiene una entrada favorable y continuada hacia arriba análoga a la de los nitratos y a la de los silicatos (Tabla 5.1). Respecto a los fosfatos se ha observado que son fuertemente agotados respecto al nitrato por debajo de la zona eufótica en el Atlántico Norte Subtropical (Wu et al., 2000; Mather et al., 2008; Palter et al., 2011). En relación a los flujos difusivos verticales a escala de estructura fina, se obtienen magnitudes promedio en la profundidad de referencia de 0.09, -6.61×10^{-4} y de $0.03 \text{ mmolm}^{-2}\text{d}^{-1}$ para los nitratos, fosfatos y silicatos, respectivamente (Tabla 5.1).

Tabla 5.1 Valores promedio de la difusividad turbulenta vertical total para la sal (K_s), los gradientes verticales de los nutrientes (Δ) y de los flujos difusivos verticales (F_z) en los diferentes niveles de profundidad de las 14 estaciones hidrográficas durante PROMECA 2010. Se muestran las estimas obtenidas discriminando entre las estaciones afectadas por el afloramiento (*onshore*) y las del océano abierto (*offshore*) en la profundidad de referencia. Los valores negativos de los gradientes verticales indican concentraciones favorables a los flujos difusivos hacia la superficie.

Profundidad (m)	K_s (m^2s^{-1})	N+N		Fosfatos		Silicatos	
		Δ ($mmolm^{-4}$)	F_z ($mmolm^{-2}d^{-1}$)	Δ ($mmolm^{-4}$)	F_z ($mmolm^{-2}d^{-1}$)	Δ ($mmolm^{-4}$)	F_z ($mmolm^{-2}d^{-1}$)
	3×10^{-5}			2.55×10^{-3}	-6.61×10^{-4}		
57.86 (8.51)	(1.89×10^{-9})	-0.36 (0.28)	0.09 (0.073)	(2.45×10^{-2})	(6.36×10^{-3})	-0.12 (0.13)	0.03 (0.03)
	3.13×10^{-5}				9.54×10^{-3}		
100	(1.95×10^{-6})	-0.65 (0.24)	0.18 (0.09)	-0.03 (0.02)	(8.40×10^{-3})	-0.29 (0.13)	0.08 (0.04)
	5.47×10^{-5}				8.32×10^{-3}		
200	(5.69×10^{-6})	-0.26 (0.10)	0.13 (0.05)	-0.01 (3.76×10^{-3})	(2.26×10^{-3})	-0.13 (0.03)	0.06 (0.02)
	7.49×10^{-5}				0.01		
300	(8.87×10^{-6})	-0.19 (0.08)	0.12 (0.06)	-0.02 (9.73×10^{-3})	(5.90×10^{-3})	-0.17 (0.06)	0.11 (0.04)
	6.78×10^{-5}				0.01		
400	(6.08×10^{-6})	-0.13 (0.08)	0.07 (0.04)	-0.02 (0.01)	(7.24×10^{-3})	-0.34 (0.24)	0.21 (0.16)
	4.09×10^{-5}				2.62×10^{-3}		
500	(4.95×10^{-6})	-0.10 (0.07)	0.03 (0.02)	(4.15×10^{-3})	(1.44×10^{-3})	-0.29 (0.05)	0.10 (0.02)
	3.02×10^{-5}				1.14×10^{-3}		
600	(1.56×10^{-9})	-0.08 (0.06)	0.02 (0.01)	(4.33×10^{-3})	(1.18×10^{-3})	-0.30 (0.07)	0.07 (0.02)
	2.58×10^{-5}			6.69×10^{-3}	4.92×10^{-4}	3.91×10^{-2}	
<i>offshore</i> ¹	(4.27×10^{-6})	-0.03 (0.16)	0.06 (0.03)	(2.47×10^{-2})	(6.47×10^{-3})	(9.34×10^{-2})	0.01 (0.02)
	2.34×10^{-5}				-2.76×10^{-4}		
<i>onshore</i> ¹	(6.87×10^{-6})	-0.45 (0.35)	0.13 (0.09)	1.57×10^{-2}	(4.10×10^{-3})	-0.12 (0.17)	0.04 (0.04)

* (IC 95%); ¹ en la profundidad de referencia

Pese a la entrada adicional de nutrientes procedentes del afloramiento costero, los valores en la profundidad de referencia se acercan a los valores más bajos reportados en el interior de la Cuenca de Canarias siendo, en general, más característicos de entornos estratificados del océano abierto (e.g. Lewis et al., 1986; Planas et al., 1999; Gruber & Sarmiento, 1997; Dietze et al., 2002; Bahamón et al., 2003; Mouriño et al., 2004; González-Dávila et al., 2006; Mouriño-Carballido et al., 2011). Igualmente es apropiado reiterar que la baja difusividad vertical asociada a la profundidad de referencia en este estudio y la leve influencia del afloramiento durante la estación otoñal interviene en las magnitudes encontradas sobre los flujos difusivos verticales para esta época del año (Barton et al., 1998; Pelegrí 2005a, 2005b). Sin embargo, a mayores profundidades (100-300 m) la magnitud de los flujos es más elevada coincidiendo con una mayor difusividad derivada principalmente de los dedos de sal y de los gradientes verticales favorables a la dirección del mismo flujo. Es preciso señalar que, independiente a la alta variabilidad espacio-temporal encontrada en la zona de transición costera en la Cuenca de Canarias (Barton et al., 1998; Pelegrí et al. 2005a, 2005b; Machín et al., 2006; Mason et al., 2012), se presenta además una elevada incertidumbre entre las estimas reportadas sobre los flujos difusivos verticales de nutrientes para el Atlántico Norte derivada de los diferentes métodos y profundidades de referencia utilizados.

5.5 Recapitulación & conclusiones

En definitiva, la turbulencia y los dedos de sal coexisten en la región de estudio y deben ser involucrados en la valoración de los procesos de mezcla conducente a la estimación de los flujos difusivos verticales turbulentos locales. La zona de transición examinada al norte de la región de afloramiento de Cabo Ghir se caracteriza por debajo de la capa de mezcla (56.15 ± 15.56 m) por exhibir un régimen favorable a los dedos de sal. Las difusividades calculadas a escalas de microestructura y de estructura fina aplicando el modelo ponderado combinado de St. Laurent &

Schmitt (1999) y la parametrización para la difusividad turbulenta vertical para la sal de Zhang et al (1998) muestran correspondencia con estudios previos.

La mayor fluctuación espacial obtenida en la zona se relaciona con los gradientes verticales de los nutrientes guardando un estrecha relación con la magnitud y la dirección final del flujo difusivo vertical encontrado. El gradiente vertical promedio de los nutrientes es alto. Sin embargo, el flujo difusivo vertical efectivo por debajo de la capa de mezcla donde finalmente domina la turbulencia, es bajo e inferior a otras estimas obtenidas para el Atlántico Norte (Lewis et al., 1986; Planas et al., 1999; Gruber & Sarmiento, 1997; Dietze et al., 2002; Bahamón et al., 2003; Mouriño-Carballido et al., 2004; González-Dávila et al., 2006; Mouriño - Carballido et al., 2011) observándose concretamente un déficit para los fosfatos hacia las aguas superficiales. No obstante, en profundidades donde la contribución por los dedos de sal domina la mezcla en la columna de agua (100-300 m) el flujo difusivo vertical se incrementa favoreciendo el transporte de sales y de nutrientes. El límite donde confluyen las aguas *offshore/onshore* es detectable al menos hasta los ~300 m de profundidad.

Finalmente, se establece que la reconocida variabilidad de la Cuenca de Canarias puede modificar las condiciones que dirigen la magnitud y dirección de los flujos difusivos verticales de nutrientes hacia las aguas superficiales.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos Campaña Oceanográfica PROMECA-2010, CTM2009-06993-E/MAR, y PROMECA, CTM2008-04057. Nuestros más sinceros agradecimientos a la tripulación del B/O García del Cid y a todos los participantes durante la Campaña Oceanográfica PROMECA. Este trabajo es parte de la tesis del programa de Doctorado en Oceanografía de la ULPGC, financiado por la beca del Ministerio de Asunto Exteriores y de Cooperación y de la Agencia Española de Cooperación Internacional (MAEC-AECID) del Gobierno español

PARTE III: EPÍLOGO

Capítulo 6

Síntesis

6.1 Discusión general

La principal contribución de esta tesis reside en la disertación sobre el comportamiento espacio-temporal de la difusión turbulenta vertical a escala de estructura fina y su impacto en la evaluación del suministro de nutrientes en términos de producción nueva en el margen oriental de la Cuenca de Canarias. Esta tesis compila y amplía el inventario de estimaciones realizadas hasta el momento sobre la difusividad y los flujos difusivos verticales de nutrientes en la Cuenca de Canarias. Además, se examina la pertinencia y la optimización de algunas de las parametrizaciones empíricas preestablecidas para el cálculo del coeficiente de difusión vertical de las sales/nutrientes a escala de estructura fina.

Los resultados derivados de esta tesis muestran que en el área bajo estudio, debido a la interacción de los diferentes mecanismos que dirigen la mezcla vertical, sobreviene una variabilidad espacial alta (1.13 CV, 0.44×10^{-5} a $1.90 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) de la difusividad turbulenta vertical para la sal/nutrientes con un valor promedio final de $5.90 (\pm 5.36) \times 10^{-5}$ (IC95%) $\text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Caps. 3-5, Fig. 6.1). Es preciso anotar, que las estimaciones finales presentadas en este capítulo fueron normalizadas a la combinación sin ponderación de los mecanismos de mezcla de las parametrizaciones de PP81 y ZSH98 (Caps. 2 y 4) (ANEXO A). Lo anterior, para realizar la comparación a escala espacial entre las estimaciones obtenidas y eliminar de esta forma la incertidumbre causada, al menos, por el uso de los diferentes esquemas de parametrización para el cálculo de K_z (K_s). La correspondencia obtenida entre las parametrizaciones utilizadas será analizada más adelante.

La fluctuación estacional dirigida principalmente por la intensidad y dirección de las corrientes, inherente al margen oriental de la Cuenca de Canarias, puede introducir de forma general una leve variabilidad adicional entre las zonas de estudio (Hernández-Guerra et al., 2003; Machín et al., 2006; Fraile-Nuez et al., 2010).

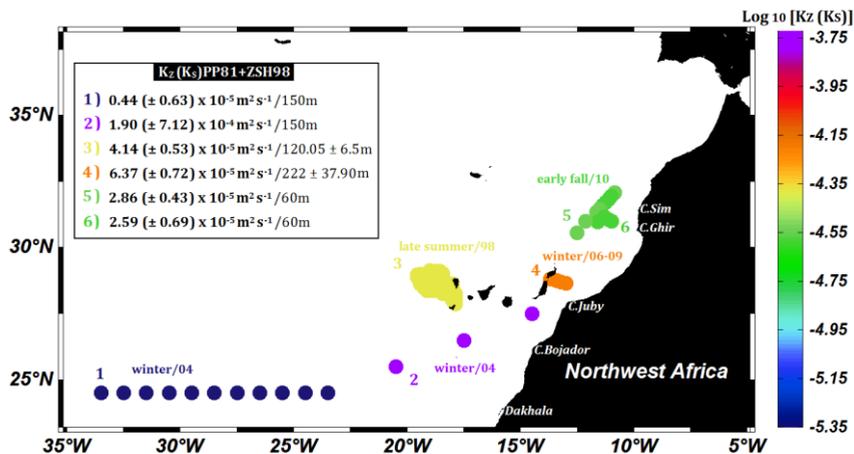


Figura 6.1 Mapa de zonificación de la difusividad turbulenta vertical promedio (Log_{10}) para la sal (nutrientes) a escala de estructura fina aplicando la combinación de los esquemas de parametrización para la cizalla vertical y los dedos de sal sin ponderación como la suma de PP81 y ZSH98, respectivamente. El recuadro en la esquina izquierda muestra el promedio de K_z (K_s , $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) por zona en la profundidad de referencia en la columna de agua (\pm IC 95%): 1) (*offshore*) y 2) (*onshore*) / RRS Discovery Cruise 277/278 -Cap.3-; 3) / BIOCAN98 -Cap.2-; 4) / RAPROCAN (2006-2009) -Cap.4-; 5) (*offshore*) y 6) (*onshore*) / PROMECA2010-Cap.5.

No obstante, los resultados arrojan una marcada zonificación incluso durante la misma época (invierno) sin distinción del año en el que fueron realizadas las observaciones (1, 2 y 3, Fig. 6.1). La fluctuación interanual será igualmente discutida a *posteriori*. Asimismo, las zonas 3 y 5-6 (Fig. 6.1) fueron examinadas con un breve intervalo entre estaciones (~ 1 mes, finales de verano y principios de otoño, respectivamente). Aunque la fluctuación estacional merece ser cuantificada en posteriores estudios, la variabilidad espacial de la difusividad turbulenta vertical para la sal en el margen oriental de la Cuenca de Canarias en este caso es evidente y prevalece, incluso, intrínsecamente en cada una de las zonas estudiadas (Cap. 2-5).

En general, las estimas sobre la difusividad turbulenta vertical obtenidas a escala espacial, excepto para la zona 1 ($0.44 \pm 0.63 \times 10^{-5}$, Fig. 6.1), exceden a las reportadas por el *North Atlantic Tracer Release Experiment* ($1-2 \times 10^{-5}$, NATRE). El NATRE se consolida como el

experimento de mayor envergadura realizado hasta el momento para la consecución de medidas directas de la difusividad turbulenta vertical mediante la liberación de trazadores al sudeste del giro subtropical del Atlántico Norte (Fig. 6.2, Ledwell et al., 1993, 1998). Además, a partir de estas medidas y para la misma área (NATRE, Fig. 6.2) han sido posteriormente validadas estimaciones a escalas de microestructura y estructura fina (St. Laurent & Schmitt, 1999; Dietze et al., 2004).

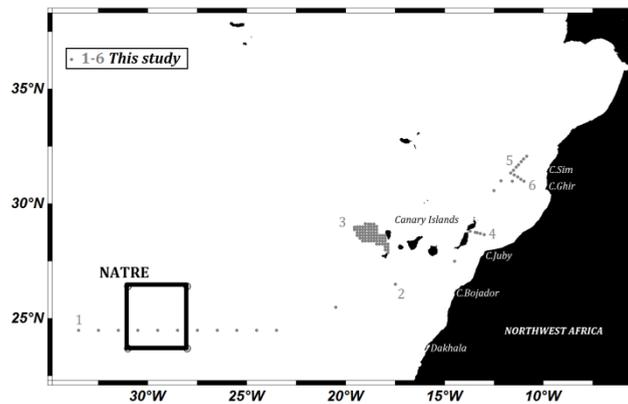


Figura 6.2 Mapa de la localización geográfica del experimento NATRE (recuadro negro, Ledwell et al., 1993, 1998) y de las estaciones de cada una de las zonas evaluadas en este estudio (gris, 1-69).

La Figura 6.1 muestra que la difusividad turbulenta vertical para la sal en orden de mayor a menor magnitud para este estudio ocurre al sur del Archipiélago Canario paralelo a la costa africana (zona 2), en el Pasaje de Lanzarote (zona 4), al oeste de la Isla de la Palma (zona 3), al norte de la región de afloramiento de Cabo Ghir (zona 5-6) y por último hacia la 24.5°N (zona 1). Si bien aún no han sido realizadas medidas directas de la difusividad turbulenta vertical en el margen oriental de la Cuenca de Canarias; en el marco del programa de liberación de trazadores en el océano (SF_6 *Tracer Release Experiment*, TRES) ha sido ampliamente evaluada la Cuenca de California en el Pacífico Norte (*Santa Monica Basin* -

SMB-; *San Pedro Basin* -SPB- y *Santa Cruz Basin* -SCB) (Ledwell & Watson, 1991; Ledwell & Hickey, 1995; Ledwell & Bratkovich, 1995). Los resultados de estos estudios concatenados evidencian que la difusividad turbulenta vertical puede verse ampliamente incrementada por una mayor intensidad de los procesos asociados al margen oriental de la Cuenca ($1 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$, SMB) comparado con el interior de la misma ($0.25 \pm 0.08 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$, SMB) (Ledwell & Watson, 1991; Watson & Ledwell, 2000). Entre estos procesos destacan la EKE y la reflexión de ondas internas (Ledwell & Watson, 1991).

Pese a que Ledwell & Watson (1991) inducen a pensar que las dimensiones de las Cuencas (SMB; SPB y SCB) y la resolución espacial de sus estudios pudieran no ser lo suficientemente amplias para extrapolar esta suposición a otras zonas del océano global bien merece tenerse en consideración. En concreto, el área de interés circunscrita en la Cuenca de Canarias corresponde en mayor medida al extremo oriental de la misma donde, como se expone en la parte introductoria de esta tesis (Cap.1), se despliega el complejo Sistema de la Corriente de Canarias constituido por el Sistema de Afloramiento del Noreste Africano (CUS, por sus siglas en inglés), filamentos y remolinos que ejercen importantes efectos a mayor escala en el interior de la misma (Johnson & Stevens, 2000; Machín et al., 2006; Capet et al., 2008; Arístegui et al., 2009; Lachkar & Gruber, 2011).

En los capítulos 2 y 4 de esta tesis se examina la magnitud de la EKE (zonas 1-2 y 4, Fig. 6.1) como indicador de la variabilidad espacial e influencia de la cizalla vertical de las corrientes horizontales y de la actividad a mesoescala en los procesos de mezcla. En este caso, los resultados obtenidos se corresponden con la premisa de Ledwell & Watson (1991) respecto a que la difusión turbulenta vertical sea más elevada en la zona donde puede existir un mayor forzamiento de los procesos de mezcla producido por la interacción e intensidad de las corrientes en el extremo oriental (zonas 2 y 4) que hacia el interior de la Cuenca (zona 1). Lo anterior, se pone de manifiesto en los valores más altos obtenidos (EKE) y la concurrencia geográfica de la principal fuente de EKE al este del Atlántico Norte Subtropical (Sangrà et al., 2009). Esto permite a

continuación aclarar y desarrollar, en relación a la variabilidad espacial, varios aspectos.

Por un lado, que los valores más bajos obtenidos sobre la difusividad turbulenta vertical en el área de interés (zona 1, 24.5°N) son igualmente inferiores a los reportados en la región del NATRE. Aunque es innegable que en la zona 1 (Cap. 3) la magnitud de la difusividad turbulenta vertical es la más baja para toda el área de estudio, la estimación final como se discutió en el capítulo 3, puede estar siendo subestimada por el uso de datos climatológicos en este caso, en contra de la verdadera difusión dirigida por los dedos de sal (Zhang et al., 1998). Al respecto, cabe mencionar e introducir la discusión sobre la contribución de los mecanismos de mezcla evaluados: cizalla vertical y los dedos de sal.

Es claro que la mayor contribución para la columna de agua en la zona y bajo el dominio de la NACW (desde la base de la capa de mezcla hasta los 600 m de profundidad de forma aproximada) es de los dedos de sal (Caps. 2-5). Sin embargo, su intensidad es débil pese a la reconocida importancia como mecanismo de mezcla que favorece la surgencia de solutos desde las capas más profundas (nutrientes) a partir de movimientos convectivos (Cap. 1, Schmitt, 1981; Hamilton et al., 1989; Hamilton & Oakey, 1993; Duda & Jacobs, 1995; St Laurent & Schmitt, 1999; Oschlies et al., 2003; Dietze et al., 2004). Sumado a esto, e independiente de la relevancia ya mencionada sobre el sistema de corrientes asociado al margen oriental de la Cuenca de Canarias, la cizalla vertical teniendo en cuenta la estratificación y comparada con la originada por otros sistemas de fuertes corrientes (e.g. de frontera oeste), es igualmente débil e insuficiente para producir una elevada inestabilidad ($10 > Ri > \infty$) que pudiera favorecer de forma considerable aun más la mezcla (Zhang et al., 1998; Le Traon & Morrow, 1999; Marshall & Schott, 1999; Kimura et al., 2011). Además se ha observado (Cap 2-5) que los procesos de doble difusión, en concreto los dedos de sal, comienzan a alcanzar su máximo desarrollo por debajo de la profundidad establecida como referencia del mayor transporte de sales y nutrientes donde finalmente, se registra la difusividad turbulenta vertical total en cada capítulo de este tesis (127 ± 49.66 m, IC95%). Es decir, se puede establecer que nos encontramos

ante un sistema donde ambos procesos cizalla vertical y dedos de sal compiten en relación al flujo neto vertical de sales y solutos combinando un régimen de dedos de sal débil e inestabilidad moderada debida igualmente a una baja cizalla vertical (Hamilton et al., 1989; Hamilton et al., 1993; St. Laurent & Schmitt, 1999).

La contribución de los mecanismos de mezcla evaluados en la zona de estudio muestra una distribución vertical definida y una importancia relativa a escala espacial. Por tal razón, a nivel superficial donde actúa con mayor intensidad el complejo sistema de corrientes (incluidos remolinos, filamentos y surgencia costera) en el margen oriental de la Cuenca de Canarias, la difusividad turbulenta vertical puede verse incrementada. Sin embargo, el mecanismo dominante de reabastecimiento en el caso que nos ocupa respecto al suministro de nuevos nutrientes de forma permanente e irreversible desde las capas más profundas serían los procesos de doble difusión concretamente, los dedos de sal (Hales et al., 2005). Asimismo, en el interior de la Cuenca cobran mayor importancia como mecanismos de mezcla en términos de difusividad turbulenta vertical los dedos de sal y en el margen oriental con la mayor variabilidad, la cizalla vertical. La distribución vertical de los procesos de mezcla de acuerdo a su intensidad y contribución introduce una variabilidad adicional en la profundidad que se establece como referencia del mayor transporte de nutrientes.

Respecto a la variabilidad temporal examinada en el Pasaje de Lanzarote se observa (Cap. 4, Fig. 6.3), que en la medida en que la estabilidad de la columna de agua fluctúa debido a la influencia del sistema de corrientes y a los gradientes verticales de temperatura y salinidad (contribución de la cizalla vertical y los dedos de sal, respectivamente) también lo hace la difusividad turbulenta vertical para la sal/ nutrientes. La variabilidad interanual oscila durante un periodo de cuatro años entre el 20 al 31% (CV%, Cap.4) con la mayor magnitud y fluctuación espacial para los años 2006 y 2009 (Fig.6.3). De acuerdo a estudios previos con una alta representatividad espacial y temporal del Pasaje de Lanzarote en relación al transporte de masa y estructura vertical de la NACW, es posible que las estimas registradas sobre la difusividad turbulenta vertical en este estudio correspondan a las magnitudes máximas anuales coincidiendo con lo

esperado durante la estación invernal (Hernández-Guerra et al., 2003; Fraile-Nuez et al., 2010). Sin embargo, como se mencionó anteriormente, para realizar conclusiones más determinantes sobre la variabilidad estacional de la difusividad en el interior del Pasaje se requiere evaluar directamente su comportamiento dinámico. Por otro lado, Fraile et al. (2010) encuentran una fluctuación periódica de cinco años de la NACW no significativa lo que permitiría establecer, sin ser definitivo, en una correspondencia aproximada el porcentaje de variación obtenido en este estudio (20-31%) como patrón inter-lustral al interior del Pasaje de Lanzarote para la difusividad turbulenta vertical.

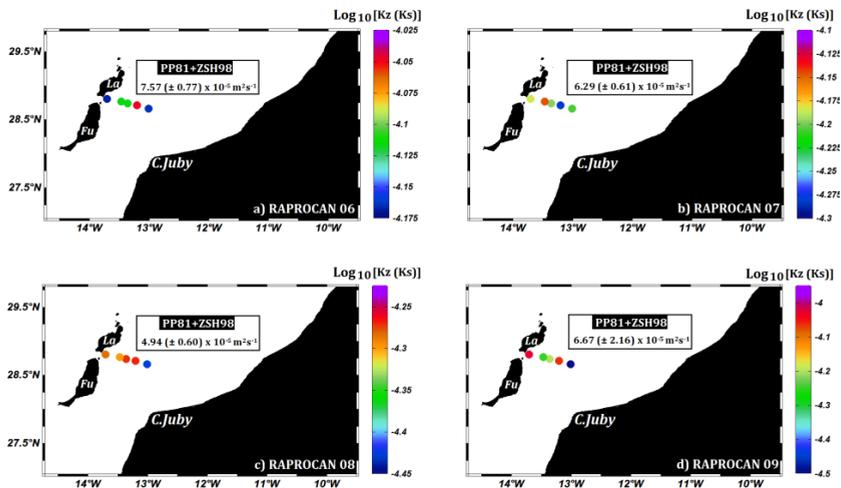


Figura 6.3 Mapas de la difusividad turbulenta vertical promedio (Log_{10}) para la sal (nutrientes) a escala de estructura fina aplicando la combinación de los esquemas de parametrización para la cizalla vertical y los dedos de sal sin ponderación como la suma de PP81 y ZSH98, respectivamente en el Pasaje de Lanzarote (Cap.4). El recuadro muestra el promedio de K_z ($K_s, \text{m}^2\text{s}^{-1}$) en el Pasaje de Lanzarote durante cada año (\pm IC 95%): a) 2006, b) 2007, c) 2008 y d) 2009.

Previo a la comparación espacial final de las estimaciones sobre los flujos turbulentos verticales de nutrientes se hace pertinente abordar a continuación de forma concisa el análisis sobre los esquemas de parametrización y escalas de medición utilizados para el cálculo de la

difusividad turbulenta vertical. La correspondencia obtenida entre las parametrizaciones utilizadas indica que el KPP sobreestima la magnitud de K_z (K_s) respecto a la combinación elegida para efectuar la comparación espacial (PP81+ZSH98, sin ponderación) en un factor de 3.31 y el esquema de ZSH98 (K_p (K_{st}) + K_{sf}) la subestima en 1.11 (ANEXO A).

Analizando los parámetros de estabilidad utilizados para la normalización ($Ri=100$, $R_p=1.5$) y las parametrizaciones empíricas en cuestión (KPP, ZSH98) se deriva lo siguiente. Por un lado, para involucrar la cizalla vertical y cuantificar su efecto en el proceso de mezcla el rango entre el Ri_g (gradiente local) y el $Ri_o=0.7$ (crítico) propuesto por el esquema del KPP (Large et al., 1994) para la zona puede ser insuficiente teniendo en cuenta los elevados valores encontrados de Ri . Sin embargo, lo anterior estaría subestimando la difusividad turbulenta vertical eludiendo la mezcla causada por una débil cizalla. La verdadera causa de la sobrestimación de la difusividad con el uso del KPP en este caso, se encuentra en el esquema relacionado con los procesos de doble difusión. Large et al. (1994) involucran las constantes que relacionan la razón de estabilidad (R_p) y la difusividad para la sal (K_s) establecidas por Schmitt (1981) -S81- que como se examinó en el capítulo 4, tiende a sobrestimar la difusividad en comparación a la actualización realizada por ZSH98 sobre estas mismas constantes (Zhang et al., 1998). Por otro lado, el esquema de ZSH98 (K_p (K_{st}) + K_{sf}) (Zhang et al., 1998) que comprende tanto la turbulencia mecánica como la doble difusión subestima claramente la primera eludiendo completamente la cizalla vertical dependiente de Ri e incluyendo constantes relacionadas con el rompimiento de ondas internas respecto a las difusividades de temperatura y salinidad dependientes de la misma razón de estabilidad (R_p). Estas consideraciones permiten reafirmar el uso de las combinaciones de PP81 (K_{st})+ ZSH98 (K_{sf}) y YuS07 (K_{st})+ ZSH98 (K_{sf}) como esquemas recomendados para el cálculo de la difusividad turbulenta vertical en el área de interés para este estudio. Así como, se reivindica la importancia de ponderar los mecanismos de mezcla (dedos de sal y cizalla vertical) para evitar la sobrestimación de la difusividad dada la variabilidad espacial y temporal encontrada (Cap.4).

La incertidumbre que aún existe en las estimaciones sobre la contribución real de la difusión turbulenta vertical de los nutrientes en términos de producción nueva a las tasas de carbono exportado en el Atlántico Nordeste subtropical deriva en parte, como puede observarse haciendo una recapitulación de esta tesis, en la espacio-temporalidad, diversidad de métodos, escalas de medición, contribución de los mecanismos de mezcla involucrados y esquemas de parametrización utilizados. Lo anterior, no permite establecer comparaciones a escala espacial y estimaciones indirectas sobre la producción nueva del todo confiables. El reto persiste en la estandarización y normalización de los anteriores elementos. Dado que las medidas más directas con las que se cuentan al Nordeste del Atlántico subtropical sobre la difusividad turbulenta vertical son las obtenidas mediante la liberación de trazadores con el coste que esto además representa, se deben seguir aunando los esfuerzos necesarios para en la medida de lo posible buscar las relaciones entre las escalas de microestructura y estructura fina. Ambas mediciones *in situ* son válidas siempre y cuando se parametricen e involucren correctamente los mecanismos de mezcla presentes en el área de interés para la posterior obtención de la difusividad. Sin embargo, continúa manifestándose un reconocimiento especial a las medidas obtenidas a escala de microestructura.

La microestructura comprende la disipación final del espectro de variabilidad oceánica y la estructura fina actúa como medio transfiriendo varianza hacia las escalas más pequeñas para su destrucción (disipación) (Schmitt et al., 1988). Por lo tanto, la dificultad realmente reside en establecer las relaciones matemáticas entre las dos escalas (Schmitt et al., 1988). Pero desde que se desarrollaron los instrumentos de alta resolución de caída de libre (microperfiladores) con el objetivo de estudiar la relación entre la estructura fina y la microestructura de manera simultánea, no han dejado de utilizarse de forma independiente para la estimación de la difusividad en el océano (Schmitt et al., 1988; Watson & Ledwell, 2000). Esto ha producido una compilación de medidas de microestructura y una demanda a escala de estructura fina, siendo la primera no adecuada para

forzar modelos oceánicos de circulación global (Schmitt et al., 1988; Watson & Ledwell, 2000).

Igualmente la aleatoriedad e intermitencia del movimiento turbulento a pequeñas escalas se incrementa dificultando la distinción entre éste y el ruido instrumental que, por tal razón, demanda un mayor número de medidas (Helmut et al., 2005). Además, las medidas de estructura fina coadyuvan a revelar el papel de los gradientes verticales donde actúan la cizalla vertical y la doble difusión que dirigen la mezcla de calor y sal (Watson & Ledwell, 2000). Por lo tanto, es necesario continuar con las mediciones *in situ* de forma simultánea a escalas de estructura fina y microestructura para afinar las relaciones matemáticas existentes. Por último, teniendo en cuenta la variabilidad espacio-temporal de la difusividad turbulenta vertical en el margen oriental de la Cuenca de Canarias es importante establecer correlaciones *ad hoc* de los parámetros de estabilidad (R_p y R_i) con el apoyo de la microestructura (ϵ y χ). Lo anterior, para ajustar en la medida de lo posible los esquemas de parametrización a los modelos preestablecidos con el fin de mejorar la estimación a escala local y regional.

Finalmente, se observa que las magnitudes de los flujos difusivos verticales de los nutrientes a escala espacial no reproducen con exactitud el mismo patrón que la difusividad vertical (Fig. 6.4, Tabla 6.1.). Esto confirma que la magnitud final de los flujos mantiene una estrecha relación tanto con la difusividad como con el gradiente vertical local y el tipo de nutriente. A escala espacial el conjunto de variables es relevante permitiendo esgrimir una nueva zonificación para el área de interés en lo que respecta a los flujos difusivos verticales de nutrientes (Fig. 6.3, Tabla 6.1). La mayor magnitud para los flujos de nitratos (1.01 ± 0.35) y silicatos ($27 \pm 17 \times 10^{-2}$) $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ se obtienen para la zona *onshore* al norte de la Región de afloramiento de Cabo Ghir (zona 6, Fig. 6.4, Tabla 6.1), que como se discutió en el capítulo 5 corresponde a las aguas procedentes del mismo afloramiento y que son transportadas *offshore* por el filamento permanente de Cabo Ghir que avanza en su penetración en la columna de agua hasta los 300m de profundidad.

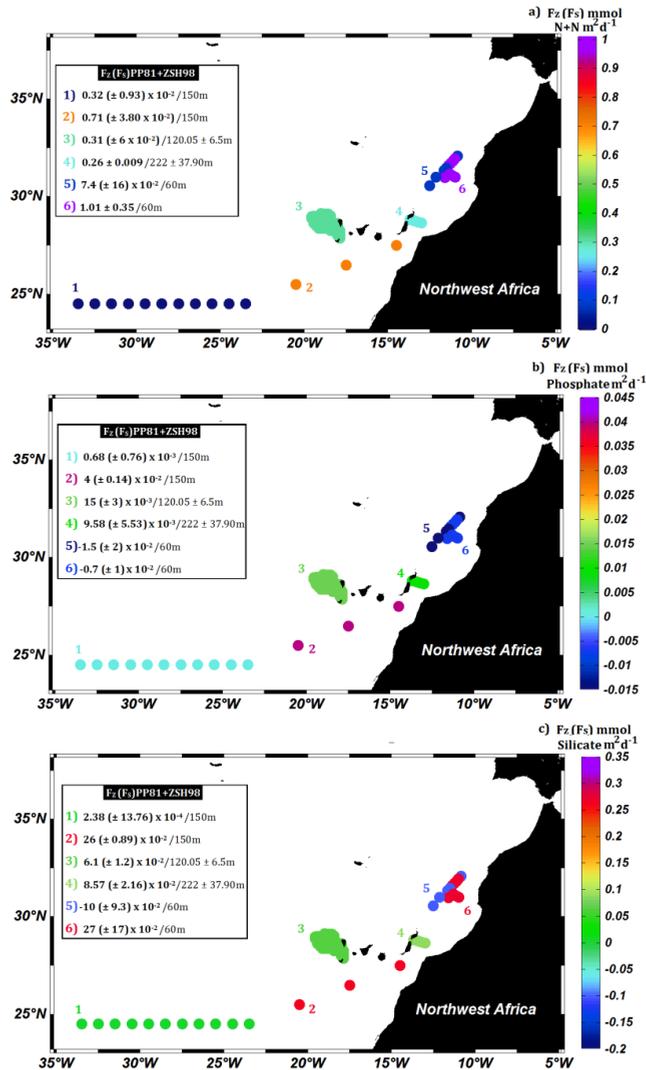


Figura 6.4 Mapa de zonificación del flujo turbulento vertical promedio de nutrientes (a. N+N, b. fosfatos y c. silicatos) a escala de estructura fina aplicando la combinación de los esquemas de parametrización para la difusividad turbulenta vertical para la sal sin ponderación como la suma de PP81 (cizalla vertical) y ZSH98 (dedos de sal). El recuadro en la esquina izquierda muestra el promedio de F_z (F_s , $mmol\ m^{-2}d^{-1}$) por zona hacia la capa de referencia en la columna de agua \pm IC 95%: 1) (offshore) y 2) (onshore) / RRS Discovery Cruise 277/278 -Cap.3-; 3) / BIOCANA98 -Cap.2-; 4) / RAPROCAN (2006-2009) -Cap.4-; 5) (offshore) y 6) (onshore) / PROMECA2010-Cap.5. Los valores negativos indican flujos hacia abajo.

Tabla 6.1 Zonificación del área de estudio respecto a la magnitud relativa espacial del flujo difusivo vertical de nutrientes y difusividad turbulenta vertical.

Variable	Magnitud relativa espacial(> a <)																	
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
Fz(N+N)						■	■	■							■	■		
Fz(Fosfatos)				■			■	■						■	■			
Fz(Silicatos)					■			■	■							■	■	
Ks						■	■									■	■	
	ZONA 1						ZONA 2						ZONA 3					
Fz(N+N)				■							■		■					
Fz(Fosfatos)			■	■								■	■					■
Fz(Silicatos)																		■
Ks		■								■			■					■
	ZONA 4						ZONA 5						ZONA 6					

Los fosfatos, sin embargo, alcanzan la mayor magnitud ($4 \pm 0.14 \times 10^{-2} \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) ($\pm \text{IC95\%}$) en la sección *onshore* de la zona al sur de las Islas Canarias paralela a la costa africana (zona 2, Fig. 6.3, Tabla 6.1). Las magnitudes más bajas para los nitratos ($0.32 \pm 0.93 \times 10^{-2}$), fosfatos ($-1.5 \pm 2 \times 10^{-2}$) y silicatos ($-10 \pm 9.3 \times 10^{-2}$) ($\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1} \pm \text{IC95\%}$) se obtienen para las zonas de la 24.5° N (zona 1) y la zona *offshore* al norte de la región de afloramiento de Cabo Ghir (zona 5), respectivamente (Fig. 6.3, Tabla 6.1). Esta zona (5, Fig. 6.4, Tabla 6.1) se consolida como la más pobre en nutrientes correspondiendo a las aguas procedentes del océano abierto en el límite de la zona de transición *offshore-onshore* (Cap. 5).

En contraste, la zona que en conjunto presenta las magnitudes sobre los flujos difusivos verticales de todos los nutrientes más altas corresponde a la zona al sur de las Islas Canarias y paralela a la costa africana (zona 2, Fig. 6.4, Tabla 6.1). En general, se observa un déficit de fosfatos relacionado, como se ha discutido en los anteriores capítulos (2 y 5), con el característico hundimiento y agotamiento de este nutriente por debajo de la zona eufótica en el Atlántico Norte Subtropical (Wu et al., 2000; Mather et al., 2008; Palter et al., 2011). Lo más llamativo de la carencia de fosfatos, en contraposición a los nitratos y silicatos, es que ocurre en sección *onshore* al norte del afloramiento de Cabo Ghir (zona 6) donde se asume un aporte adicional de nutrientes. Sin embargo, puede que

una rápida bio-utilización de un nutriente que no es muy abundante pueda igualmente acelerar el agotamiento de este respecto a los otros. De cualquier forma, hasta no realizar los estudios pertinentes sobre la productividad fitoplanctónica para cotejarlo con las tasas de reciclaje de este elemento (P) y la entrada de otras fuentes exógenas oceánicas, no puede establecerse si este nutriente está siendo limitante para la sostenibilidad de la producción primaria en el área de estudio (Benítez-Nelson & Buesseler, 1999). Las estimas promedio totales derivadas de este estudio con una alta variabilidad espacial para los nitratos (0.98 CV), fosfatos (2.68 CV) y silicatos (2.14 CV) en el margen oriental de la Cuenca de Canarias son $0.39 (\pm 0.31)$, $7.23 (\pm 15) \times 10^{-3}$ y $5.71 (\pm 9.80) \times 10^{-3}$ mmol $m^{-2}d^{-1}$. Los datos muestran que la elevada variabilidad espacial encontrada además difiere entre los respectivos nutrientes siendo la más amplia para los fosfatos.

En definitiva, estos resultados corroboran la alta sensibilidad de los flujos difusivos turbulentos verticales de nutrientes a escala espacial ampliando la incertidumbre a la hora de establecer comparaciones (Cap.2). Sin embargo, teniendo en cuenta la zonificación obtenida (zona 1) y cotejando el valor promedio en este estudio ($0.39 (\pm 0.31)$ mmolN $m^{-2} s^{-1}$) con el obtenido por Dietze et al. (2004) (0.27 ± 0.13 mmolN $m^{-2} s^{-1}$), por considerarse el de mayor confiabilidad por similitud en los métodos utilizados (Cap.2), se puede establecer que hacia el margen oriental de la Cuenca de Canarias los valores se muestran más elevados decreciendo hacia el interior de ésta. Por otro lado, las tasas reportadas sobre la fijación de nitrógeno (N_2) en el Atlántico Nordeste subtropical reflejan valores de ~ 2 y 3 órdenes de magnitud menores al promedio total encontrado para este estudio (Mouriño-Carballido et al., 2011; Benavides et al., 2011; Großkopf et al., 2012). Esto, sin ser determinante, puede inducir a pensar que, en términos de producción nueva, la difusividad turbulenta vertical de los nitratos exhibe una importancia relativa mayor a la fijación de nitrógeno en el margen oriental de la Cuenca de Canarias.

6.2 Conclusiones

A continuación, para dar respuesta a las hipótesis y objetivos planteados en esta tesis se exponen las principales conclusiones:

1. La contribución de la cizalla vertical y los dedos de sal como mecanismos de mezcla en el margen oriental de la Cuenca de Canarias exhibe una distribución vertical variable y una importancia relativa a escala espacial. A nivel superficial, donde actúa con mayor intensidad el complejo sistema de corrientes (remolinos, filamentos y surgencia costera) la difusividad turbulenta vertical puede verse incrementada por la cizalla vertical. Sin embargo, el mecanismo dominante de reabastecimiento respecto al suministro de nuevos nutrientes de forma permanente e irreversible desde las capas más profundas serían los dedos de sal. En el interior de la Cuenca cobran mayor importancia, en términos de difusividad turbulenta vertical, los dedos de sal y en el margen oriental con la mayor variabilidad, la cizalla vertical.

2. La variabilidad espacial de la difusividad turbulenta vertical para la sal/nutrientes en el margen oriental de la Cuenca de Canarias es alta (1.13 CV, 0.44×10^{-5} a $1.90 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) principalmente debido a la interacción de los diferentes mecanismos que dirigen la mezcla vertical. En general las estimas obtenidas para el margen oriental, donde a un nivel más superficial puede existir un mayor forzamiento de los procesos de mezcla producido por la interacción e intensidad de las corrientes, exceden a las reportadas anteriormente para el interior de la Cuenca.

3. La variabilidad temporal examinada en el Pasaje de Lanzarote muestra que en la medida en que la estabilidad de la columna de agua fluctúa debido a la influencia del sistema de corrientes y a los gradientes verticales de temperatura y salinidad (contribución de la cizalla vertical y los dedos de sal, respectivamente) también lo hace la difusividad turbulenta vertical para la sal/nutrientes. La variabilidad interanual oscila durante un periodo de cuatro años entre el 20 al 31% con la mayor magnitud y fluctuación espacial de la difusividad turbulenta vertical para los años 2006 y 2009. De

acuerdo a estudios previos, es posible que las estimas registradas sobre la difusividad en el Pasaje de Lanzarote correspondan a las magnitudes máximas anuales coincidiendo con la estación invernal.

4. La incertidumbre que aún existe en las estimaciones sobre la contribución de la difusión turbulenta vertical de los nutrientes en términos de producción nueva a las tasas de carbono exportado en el Atlántico Nordeste subtropical deriva en parte de la espacio-temporalidad, diversidad de métodos, escalas de medición, contribución de los mecanismos de mezcla involucrados y esquemas de parametrización utilizados. Lo anterior, no permite establecer comparaciones a escala espacial y estimaciones indirectas sobre la producción nueva del todo confiables. El reto persiste en la estandarización y normalización de los anteriores elementos. Así mismo, dada la variabilidad espacial y temporal encontrada, es necesario ponderar los mecanismos de mezcla (dedos de sal y cizalla vertical) al aplicar los esquemas de parametrización más apropiados para evitar la sobreestimación del coeficiente de difusión turbulenta vertical. Por el momento, persiste una preferencia notable en la obtención de medidas *in situ* de la difusividad a escala de microestructura sobre la estructura fina que ralentiza, en este caso, realizar representaciones más amplias sobre la dinámica de los flujos difusivos turbulentos verticales de nutrientes.

5. La magnitud final de los flujos difusivos verticales de nutrientes mantiene una estrecha relación tanto con la difusividad como con el gradiente vertical local y el tipo de nutriente. Las estimaciones muestran una marcada zonificación en el interior de la Cuenca de Canarias con una elevada variabilidad espacial para los nitratos (0.98 CV), silicatos (2.14 CV) y en especial, para los fosfatos (2.68 CV). Estos últimos, presentan un déficit hacia las aguas superficiales. Sin embargo, por ahora no puede establecerse si este nutriente está siendo limitante para la sostenibilidad de la producción primaria en el área de estudio. La elevada sensibilidad de los flujos difusivos verticales de nutrientes a escala espacial amplia la incertidumbre a la hora de realizar comparaciones entre las estimas

reportadas. No obstante, se puede establecer que hacia el margen oriental de la Cuenca de Canarias los valores se muestran más elevados decreciendo hacia el interior de ésta. Por último, sin ser determinante, la difusividad turbulenta vertical de los nitratos en términos de producción nueva muestra una importancia relativa mayor a la fijación de nitrógeno (N_2) en el margen oriental de la Cuenca de Canarias.

6.3 Futuras líneas y recomendaciones

A continuación se presentan brevemente los aspectos identificados en el transcurso de la elaboración de esta tesis que merecen priorizarse a corto y mediano plazo en lo concerniente al estudio de la difusividad turbulenta vertical y el suministro de nutrientes de origen oceánico en la Cuenca de Canarias:

En orden a obtener estimaciones cada vez más aproximadas sobre los flujos difusivos turbulentos de nutrientes y su contribución neta en términos de producción nueva, es requerida investigación adicional a escalas espacio - temporales más amplias sobre la difusividad turbulenta vertical.

La fluctuación estacional merece ser cuantificada para realizar conclusiones más determinantes sobre la variabilidad temporal de la difusividad turbulenta vertical en el interior de la Cuenca de Canarias.

Se deben seguir aunando los esfuerzos necesarios para continuar con las mediciones *in situ* de forma simultánea de estructura fina y microestructura para afinar, en la medida de lo posible, las relaciones matemáticas existentes entre ambas escalas. Es importante, teniendo en cuenta la naturaleza aleatoria e intermitente de la turbulencia, llevar a cabo un mayor número de medidas *in situ* por perfil hidrográfico. Por otro lado, el LADCP (*Lowered Acoustic Doppler Current Profiler*) en lo que respecta a la obtención de medidas *in situ* ofrece posibilidades adicionales a la combinación CTD-ADCP que deben considerarse para su implementación

en próximos estudios. El LADCP permite aumentar la resolución y el rango vertical de las medidas, así como obtener una mayor sinopticidad y sincronicidad con las muestras para el análisis de nutrientes. Además permite la obtención simultánea de medidas de la componente vertical (w) de la velocidad de las corrientes.

Dada la variabilidad espacio-temporal de la difusividad turbulenta vertical en el margen oriental de la Cuenca de Canarias es importante establecer correlaciones *ad hoc* de los parámetros de estabilidad (R_p y R_i) con el apoyo de la microestructura (ϵ y χ) para mejorar la estimación a escala local y regional.

Para finalizar, sería también de gran utilidad conducir estudios paralelos sobre la cuantificación de las tasas de reciclaje e *input* atmosférico de nutrientes en la Cuenca de Canarias.

Referencias

- Arístegui, J., Sangrá, P., Hernández-León, S., Cantón, M., Hernández-Guerra, A., Kerling, J., 1994. Island-induced eddies in the Canary Islands, *Deep-Sea Res. II*, 41(10), 1509-1525.
- Arístegui, J., Tett, P., Hernández-Guerra, A., Basterretxea, G., Montero, M. F., Wild, K., Sangrà, P., Hernández-León, S., Cantón, M., García-Braun, J. A., Pacheco, M., & Barton, E.D., 1997. The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria, *Deep-Sea Res I*, 44(1), 71-96.
- Arístegui, J., Barton, E.D., Álvarez Salgado, X.A., Santos, A.M.P., Figueiras, F.G., Kifani, S., Hernández-León, S., Mason, E., Machu, E., Demarcq, H., 2009. Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. *Progress in Oceanography*, 83: 33-48.
- Bahamón, N., Velasquez, Z., Cruzado, A., 2003. Chlorophyll a and nitrogen flux in the tropical North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research Part I* 50, 1189-1203.
- Barton, E. D., Arístegui, J., Tett, P., Canton, M., García-Braun, J., Hernández-León, S., Nykjaer, L., Almeida, C., Almunia, J., Ballesteros, S., Basterretxea, G., Escáñez, J., García-Weill, L., Hernández-Guerra, A., López-Laatzén, F., Molina, R., Montero, M. F., Navarro-Pérez, E., Rodríguez, J. M., van Lenning, K., Vélez, H., and Wild, K., 1998. The transition zone of the Canary Current upwelling region. *Prog. Oceanogr.*, 41(4):455_504.
- Barton, E. D., Arístegui, J., Tett, P., & Navarro-Pérez, E., 2004. Variability in the Canary Islands area of filament-eddy exchanges. *Prog. Oceanogr.*, 62(2-4):71_94.
- Basterretxea, G., Barton, E.D., Tett, P., Sangrá, P., Navarro-Pérez, E., Arístegui, J., 2002. Eddy and deep chlorophyll maximum response to wind-shear in the lee of Gran Canaria. *Deep-Sea Res.* 49, 1087–1101.
- Baumert H. Z, Simpson, J. H. & Sündermann, J.eds., 2005. *Marine Turbulence: Theories, observations and models*. Edited by Cambridge University Press, pp. xxi+629. ISBN 0 521 83789 8.

- Behrenfeld, M.J. & Falkowski, P.G., 1997. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42:1-20.
- Benavides, M., Agawin, N.S.R., Arístegui, J., Ferriol, P., Stal, L.J., 2011. Nitrogen fixation by *Trichodesmium* and small diazotrophs in the subtropical northeast Atlantic. *Aquatic Microbial Ecology* 65:43-53.
- Benítez-Barrios, V. M., Hernández-Guerra, A., Vélez-Belchí, P., Machiín, F., & Fraile- Nuez, E., 2008. Recent changes in subsurface temperature and salinity in the Canary region, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07603.
- Benitez-Nelson, C.R. & Buesseler, K. O., 1999. Temporal variability of inorganic and organic phosphorus turnover rates in the coastal ocean. *Nature*, 398, 502-505.
- Benítez-Nelson, C. R. & McGillicuddy Jr., D. J., 2008. Mesoscale physical-biological-biogeochemical linkages in the open ocean: An introduction to the results of the E-Flux and EDDIES programs, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 55, 1133-1138.
- Buesseler, K.O. 2001. Ocean biogeochemistry and the global carbon cycle: An introduction to the U.S. Joint Global Ocean Flux Study. *Oceanography* 14(4):5.
- Capet X., Colas, F., Penven, P., Marchesiello, P., McWilliams, J., 2008. Ocean modeling in an Eddying regime, *Geophysical monograph series*, Vol. 177.
- Carlson, C. A., Ducklow, H. W. & Michaels, A. F., 1994. Annual flux of dissolved organic carbon from the euphotic zone of the northwest Sargasso Sea. *Nature* 371, 405-408 (1994).
- Castro, C.G., Pérez, F.F., Holley, S., Ríos, A.F., 1998. Characterization and modelling of wáter masses in the Northeast Atlantic. *Prog.Oceanogr.* 41(3), 249-279.
- Cermeño, P., Dutkiewicz, S., Harris, R., Follows, M., Schofield, O., Falkowski, P., 2008. The role of nutricline depth in regulating the ocean carbon cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(51), 20344-20349.

- Cianca, A., Helmke, P., Mouriño, B., Rueda, M.J., Llinás, O., Neuer, S., 2007. Decadal analysis of hydrography and in situ nutrient budgets in the western and eastern North Atlantic subtropical gyre. *Journal of Geophysical Research* 112, C07025.
- Comas-Rodríguez, I., 2011. The Azores Current System and the Canary current from CTD and ADCP data. Doctoral thesis, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Spain.
- Csanady, G. T. 1973. *Turbulent Diffusion in the Environment*, Geophysics and Astrophysics Monographs, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, pp.248.
- Cullen J. J., Franks P. J. S., Karl D. M., Longhurst A., 2002. Physical influences on marine ecosystem dynamics. *The Sea* 2002; 12:297-335.
- Cunningham, S.A., 2005. A Transatlantic hydrography section at 24.5N. RRS "Discovery" Cruise D277/278, February-March 2004. Southampton, UK, Southampton Oceanography Centre, 103 pp. (Southampton Oceanography Centre Cruise Report, (53)).
- Denman, K. L., & Gargett, A. E., 1983. Time and space scales of vertical mixing and advection of phytoplankton in the upper ocean. *Limnol. Oceanogr.* 28: 801–815.
- Deutsch, C., Sarmiento, J.L., Sigman, D.M., Gruber, N., & Dunne, J.P., 2007. Spatial coupling of nitrogen inputs and losses in the ocean. *Nature* 445:163–167.
- Dietze, H., Oschlies, A., Kähler, P., 2004. Internal-wave-induced and double-diffusive nutrient fluxes to the nutrient-consuming surface layer in the oligotrophic subtropical North Atlantic. *Ocean Dyn.* 54 (1), 1-7.
- Duda, T. F. & Jacobs, D. C., 1995. Comparison of shear measurements and mixing predictions with a direct observation of diapycnal mixing in the Atlantic thermocline. *Journal of Geophysical Research* 100, 13,481-13,498.
- Dugdale R. C & Goering J J., 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.* 12:196-206.
- Eden, C., & Dietze, H., 2009. Effects of mesoscale eddy/wind interactions on biological new production and eddy kinetic energy, *J. Geophys. Res.*, 114, C05023.

- Emerson, S., Quay, P., Karl, D., Winn, C., Tupas, L., & Landry, M. 1997. Experimental determination of the organic carbon flux from open-ocean surface waters. *Nature* 389:951–954.
- Falkowski, P.G., 1997. "Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO₂ in the ocean". *Nature* 387 (6630): 272–275.
- Fasham, M. J.R., (ed). 2003. *Ocean Biogeochemistry: The Role of the Ocean Carbon Cycle in Global Change*. International Geosphere-Biosphere Programme Book Series. Springer-Verlag, ISBN: 3 540 42398 2.
- Feely, R.A., Sabine, C.L., Takahashi, T. & Wanninkhof, R., 2001. Uptake and Storage of Carbon Dioxide in the Ocean: The Global CO₂ Survey *Oceanography* 14(4):18–32.
- Ferrari, R., Polzin, K. L., 2005. Finescale Structure of the T-S Relation in the Eastern North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 1437–1454.
- Firing, E., Ranada J., Caldwell P., 1995. Processing ADCP Data with the CODAS Software System Version 3.1., Joint Inst. for Mar. and Atmos. Res. /NODC, Univ. of Hawaii at Manoa, Honolulu.
- Fischer, J., & Visbeck M., 1993. Deep velocity profiling with self-contained ADCPs. *J. Atmos. and Oceanic Tech.*, 10:764–773.
- Fraile-Nuez, E., Machín, F., Vélez-Belchí, P., López-Laatzén, F., Borges, R., Benítez-Barrios, V. & Hernández-Guerra, A., 2010. Nine years of mass transport data in the eastern boundary of the North Atlantic Subtropical Gyre, *J. Geophys. Res.*, 115, C09009.
- Fritsch, F. N., Carlson, R. E., 1980. Monotone Piecewise Cubic Interpolation, *SIAM J. Numerical Analysis*, Vol. 17, 1980, pp.238-246.
- Froelich, P.N., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., and De Vries, T., 1982. The marine phosphorous cycle, *Am. J.Sci.*,282, 474-511.
- García-Muñoz, M., Arístegui, J., Pelegrí, J.L., Antoranz, A., Ojeda, A., Torres, M., 2005. Exchange of carbon and nutrients by an upwelling filament off Cape Guir (NWAfrica). *J. Mar. Syst.* 54, 83–95, this issue.
- Garrett, C. J., & Munk, W., 1972: Space–time scales of internal waves. *Geophys. Fluid Dyn.*, 2, 255–264.

- Garrett, C. J., & Munk, W., 1975: Space-time scales of internal waves: A progress report. *J. Geophys. Res.*, 80, 291–297.
- Gargett, A. E., 1984. Vertical eddy diffusivity in the ocean interior, *J. Mar. Res.*, 42, 359–393.
- Gargett, A., & Marra, J., 2002. Effects of upper ocean physical processes (turbulence, advection and air-sea interaction) on oceanic primary production, in *The Sea*, vol. 12, edited by A. Robinson, J. McCarthy, and B. Rothschild, pp. 19– 49, John Wiley, Hoboken, N. J.
- González-Dávila, M., Santana-Casiano, J. M., de Armas, D., Escáñez, J., Suarez-Tangil, M., 2006. The influence of island generated eddies on the carbon dioxide system, south of the Canary Islands. *Marine Chemistry* 99, 177–190.
- Gregg, M. C., 1989: Scaling turbulent dissipation in the thermocline. *J. Geophys. Res.*, 94, 9686–9698.
- Großkopf, T., Mohr, W., Baustian, T., Schunck, H., Gill, D., Kuypers, M. M. M., Lavik, G., Schmitz, R. A., Wallace, D. W. R., LaRoche, J., 2012.: Doubling of marine N₂ fixation rates based on direct measurements. *Nature*, 488.
- Gruber, N., & Sarmiento, J. L., 1997. Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification, *Global Biogeochem. Cycles*, 11(2), 235– 266.
- Gruber, N., 2004. The dynamics of the marine nitrogen cycle and its influence on atmospheric CO₂, in: *The Ocean Carbon Cycle and Climate*, edited by: Follows, M., and Oguz, T., Kluwer Academic, Dordrecht, 97-148, 2004. ISBN: 1402020864.
- Gruber, N., Lachkar, Z., Frenzel, H., Marchesiello, P., Munnich, M., McWilliams, J. C., Nagai, T., & Plattner, G., 2011. Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems, *Nat. Geosci.*, 4, 787-792.
- Hales, B., Moum, J. N., Covert, P., & Perlin, A., 2005. Irreversible nitrate fluxes due to turbulent mixing in a coastal upwelling system, *J. Geophys. Res.*, 110, C10S11.

- Hamilton, J. M., Lewis, M. R. & Ruddick, B. R., 1989. Vertical Fluxes of Nitrate Associated with Salt Fingers in the World's Oceans, *J. Geophys. Res.*, 94(C2), 2137–2145.
- Hamilton, J.M., Oakey, N. S., Kelley, D. E., 1993. Salt finger signatures in microstructure measurements. *J. Geophys. Res.*, 98, 2453–2460.
- Hansen, H.P., Grasshoff, K., 1983. Automated chemical analysis. In: Grasshoff, K. (Ed.), *Methods of Seawater Analysis*. Verlag Chemie, Weinheim, pp. 347–395.
- Helmut, Z., Baumert, J.S. & Sündermann, J. (eds) 2005. *Marine Turbulence: Theories, Observations, and Models. Results of the CARTUM Project*. Published by Cambridge University Press. Cambridge University.
- Harvey, J., 1982. θ -S relationships and water masses in the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 29(8):1021-1033.
- Herzog H.J., Drake, E. & Adams, E., 1997. CO₂ capture, reuse and storage technologies for mitigating global climate change. A White Paper (Final report), MIT Energy Laboratory, Cambridge, M.A.
- Herzog H.J., 1998. Ocean sequestration of CO₂ –an overview. Proceedings of the AWMA's Second International Specialty Conference, Oct 13-15, 1998, Washington, DC, Air & Waste Management Association. Pittsburgh, PA.
- Hernández-Guerra, A., Arístegui, J., Cantón, M., & Nykjaer, L., 1993. Phytoplankton pigments patterns in the Canary Islands as determined using Coastal Zone Colour Scanner data, *Int. J. Remote Sens.*, 14, 1431–1437.
- Hernández-Guerra, A., F. Machín, A. Antoranz, J. Cisneros-Aguirre, C. Gordo, A. Marrero-Díaz, A. Martínez, A. W. Ratsimandresy, A. Rodríguez-Santana, P. Sangrà, F. López-Laatzén, G. Parrilla, and J. L. Pelegrí, 2002. Temporal variability of mass transport in the Canary Current. *Deep-Sea Res. II*, 49, 3415-3426.
- Hernández-Guerra, A., Fraile-Nuez, E., Borges, R., López-Laatzén, F., Vélez-Belchí, P., Parrilla, G., and Müller, T. J., 2003. Transport variability in the Lanzarote passage (Eastern Boundary Current of the North Atlantic Subtropical Gyre), *Deep Sea Res. Part I*, 50, 189–200.

- Hernández-Guerra, A., Fraile-Nuez, E., López-Laatzén, F., Martínez, A., Parrilla, G., Vélez-Belchi, P., 2005. Canary Current and North Equatorial Current from an inverse box model. *Journal of Geophysical Research* 110, C12019.
- Hunter, P. & Macnab, R., 2003. The GEBCO Digital Atlas published by the British Oceanographic Data Centre on behalf of IOC and IHO. North Atlantic region.
- Ingham, M.C., 1996. The salinity extrema of the World Ocean. Ph.D. dissertation, Oregon State University, 63 pp.
- Inoue, R., Yamazaki, H., Wolk, F., Kono, T., Yoshida, J., 2007. An Estimation of Buoyancy Flux for a Mixture of Turbulence and Double Diffusion. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 611–624.
- Jacox, M. G. & Edwards, C. A., 2012. Upwelling source depth in the presence of nearshore wind stress curl, *J. Geophys. Res.*, 117, C05008.
- Jenkins, W.J. 1982. Oxygen utilisation rates in the North Atlantic subtropical gyre and primary production in oligotrophic systems. *Nature* 300: 246–248
- Johnson, J. & Stevens, I., 2000. A fine resolution model of the eastern North Atlantic between the Azores, the Canary Islands and the Gibraltar Strait. *Deep-Sea Research*, 47, 875-899.
- Kahaner, D., Cleve, M., Nash, S., 1988. *Numerical Methods and Software*, Prentice Hall.
- Kähler, P.; Oschlies, A.; Dietze, H. & Koeve, W., 2010. Oxygen, carbon, and nutrients in the oligotrophic eastern subtropical North Atlantic. *Biogeosciences* Vol. 7, No. 3, pp. (1143-1156), 1726-4189.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., Hurlburt, H. E., 2000. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J. Geophys. Res.*, 105 (C7), 16803–16821.
- Kerouel, R., & Aminot, A., 1997. Fluorometric determination of ammonia in sea and estuarine waters by direct segmented flow analysis. *Mar. Chem.* 57: 265–275.
- Kimura, S., Smyth, W., Kunze, E., 2011: Turbulence in a Sheared, Salt-Fingering-Favorable Environment: Anisotropy and Effective Diffusivities. *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 1144–1159.

- Kirkwood, D.S., 1989. Simultaneous Determination of Selected Nutrients in Sea Water. ICES CM-1989/C:29- Hydrographic Committee.-Ref : Marine Environmental Quality Committee.
- Knoll, M., Hernandez-Guerra, A., Lenz, B., Lopez Laatzén, F., Machin, F., Müller, T. J. & Siedler, G., 2002. The Eastern Boundary Current System between the Canary Islands and the African Coast. Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography, 49 (17). pp. 3427-3440.
- Kunze, E., 1987. Limits on growing, finite-length salt fingers: A Richardson number constraint. Journal of Marine Research., 45, 533-556.
- Lachkar, Z. & Gruber, N., 2011. What controls biological productivity in coastal upwelling systems? Insights from a comparative modeling study, Biogeosciences 8, 2961-2976.
- Lampitt, R.; Favali, P.; Barnes, C.R.; Church, M.J.; Cronin, M.F.; Hill, K.L.; Kaneda, Y.; Karl, D.M.; Knap, A.H.; McPhaden, M.J. *et al.*, 2009. *In Situ* Sustained Eulerian Observatories. In Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society, Venice, Italy, 21–25 September 2009.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., & Doney, S. C., 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, Rev. Geophys., 32(4), 363–403.
- Lasternas, S., Piedeleu, M., Sangrà, P., Duarte, C. M., and Agustí, S., 2012. Carbon fluxes forced by anticyclonic mesoscale eddies generated by islands at the subtropical NE Atlantic Ocean, Biogeosciences Discuss., 9, 10241-10283.
- Law, C.S., Liddicoat, M.I., Watson, A.J. & T. Stanton, 1998. Sulphur hexafluoride as a tracer of biogeochemical and physical processes in an open-ocean iron fertilisation experiment. Deep-Sea Res. II, 45, 977-994.
- Law, C.S., Martin, A.P., Liddicoat, M.I., Watson, A.J., Richards, K. J., and E.M.S. Woodward, A Lagrangian, 2001. SF6 tracer study of an anticyclonic eddy in the North Atlantic: patch evolution, vertical mixing and nutrient supply to the mixed layer. Deep-Sea Res. II, 48, 705-724.

- Law, C. S., Abraham, E. R., Watson, A. J. & Liddicoat, M. I., 2003. Vertical eddy diffusion and nutrient supply to the surface mixed layer of the Antarctic Circumpolar Current, *J. Geophys. Res.*, 108(C8), 3272.
- Ledwell, J. R. & Watson A. J., The Santa Monica Basin Tracer Experiment: A study of diapycnal and isopycnal mixing, *J. Geophys. Res.*, 96 (C5), 8695-8718 1991.
- Ledwell, J. R., Watson, A. J., Law, C. S., 1993. Evidence for slow mixing across the pycnocline from an open-ocean tracer-release experiment. *Nature*, 364, 701-703.
- Ledwell, J. R., & Hickey, B. M., 1995. Evidence for enhanced boundary mixing in Santa Monica Basin, *J. Geophys. Res.*, 100 (C10), 20,665-20,680.
- Ledwell, J. R., & Bratkovich, A., 1995. A tracer study of mixing in Santa Cruz Basin, *J. Geophys. Res.*, 100 (C10), 20,681-20,704.
- Ledwell, J. R., Watson, A. J., Law, C. S., 1998. Mixing of a tracer in the pycnocline, *J. Geophys. Res.*, 103 (C10), pp. 21,499-21,529.
- Ledwell, J. R., McGillicuddy, D. J. Jr., Anderson, L. A., 2008. Nutrient flux into an intense deep chlorophyll layer in a mode-water eddy, *Deep-Sea Research II*, 55, p 1139-1160.
- Le Traon P.-Y. & Morrow R.A, 1999. Ocean Currents and Eddies (Chapter 3). In *A Handbook of Techniques and Applications* (L.-L. Fu and A. Cazenave, Eds). <http://archimer.ifremer.fr/doc/00090/20102/>.
- Lewis, M. R., Harrison, W. G., Oakey, N. S., Hebert, D., & Platt, T., 1986. Vertical nitrate fluxes in the oligotrophic ocean. *Science*, 234, 870-873.
- Li, X., Chao, Y., McWilliams, J.C. & Fu, L.-L., 2001. A comparison of two vertical mixing schemes in a Pacific Ocean general circulation model. *J. Climate* 14:1377-1398.
- Longhurst, A., 1998. *Ecological geography of the sea*. i-xiii, 1-398 Academic Press.
- Machín, F., 2003. Variabilidad espacio-temporal de la Corriente de Canarias. Tesis doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Spain.

- Machín, F., Hernández-Guerra, A., & Pelegrí, J., 2006. Mass fluxes in the Canary Basin, *Progress in Oceanography*, 70, 416-447.
- Mahadevan, A., & Tandon, A., 2006. An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts, *Ocean Modell.*, 14(3-4), 241-256.
- Marmorino, G. O., 1990. "Turbulent mixing" in a salt-finger staircase. *Journal of Geophysical Research*, 95, 12,983-12,994.
- Marshall, J., & Schott, F., 1999. Open-ocean convection: Observations, theory, and models, *Rev. Geophys.*, 37(1), 1-64.
- Martin, A. P. & Pondaven P., 2003. On estimates for the vertical nitrate flux due to eddy pumping, *J. Geophys. Res.*, 108(C11), 3359.
- Martínez-Marrero, A., Rodríguez-Santana, A., Hernández-Guerra, A., Fraile-Nuez, E., López-Laatzén, F., Vélez-Belchí P., & Parrilla, G., 2008. Distribution of water masses and diapycnal mixing in the Cape Verde Frontal Zone *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07609
- Martin, A., Lucas, M., Painter, S., Pidcock, R., Prandke, H., Prandke, H., Stinchcombe, M., 2010. The supply of nutrients due to vertical turbulent mixing: A study at the Porcupine Abyssal Plain study site in the Northeast Atlantic. *Deep-Sea Research II*. 57, 1293-1302.
- Mason, E., 2009. High-resolution modelling of the Canary Basin oceanic circulation. Doctoral thesis, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Spain.
- Mason, E., Colas, F. & Pelegrí J. L., 2012. A Lagrangian study tracing water parcel origins in the Canary Upwelling System. *Sci. Mar.* 76S1: 79-94.
- Mann, K.H., Lazier, J.R.N., 2006. *Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-Physical Interactions in the Oceans*. Third Edition. Blackwell Publishing. pp. 166-167, 194-204.
- McDougall, T. J., 1987. Neutral surfaces. *Journal of Physical Oceanography*, 17(11): 1950-1964 19.
- McDougall, T. J. & Ruddick, B. R., 1992. The use of ocean microstructure to quantify both turbulent mixing and salt-fingering. *Deep-Sea Research*, 39(11/12): 1931-1952 31.

- McGillicuddy Jr., D.J., Robinson, A.R., 1997. Eddy induced nutrient supply and new production in the Sargasso Sea. *Deep Sea Research, Part I* 44 (8), 1427–1450.
- McGillicuddy Jr., D.J., Robinson, A.R., Siegel, D.A., Jannasch, H.W., Johnson, R., Dickey, T.D., McNeil, J., Michaels, A.F., Knap, A.H., 1998. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea. *Nature* 394, 263–266.
- McGillicuddy, D., Johnson, R., Siegel, D.A., Michaels, A.F., Bates, N.R., Knap, A.H., 1999. Mesoscale variations of biogeochemical properties in the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 104 (C6), 13,381–13,394.
- McGillicuddy, D., Anderson, L., Bates, N., Bibby, T., Buesseler, K., Carlson, C., Davis, C., Ewart, C., Falkowski, P., Goldthwait, S., Hansell, D., Jenkins, W., Johnson, R., Kosnyrev, V., Ledwell, J., Li, Q., Siegel, D., Steinberg, D., 2007. Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms. *Science*. 316, 1021-1026.
- Michaels, A. F., Olson, D., Sarmiento, J. L., Ammerman, J. W., Fanning, K., Jahnke, R., Knap, A. H., Lipschultz, F., & Prospero J. M., 1996. Inputs, losses and transformations of nitrogen and phosphorus in the pelagic North Atlantic Ocean, *Biogeochemistry*, 35, 181–226.
- Michaels, A.F., Karl, D.M. & Capone, D.G., 2001. Element Stoichiometry, New Production and Nitrogen Fixation *Oceanography* 14(4):68–77.
- Moum, J.N., 1998. Quantifying vertical fluxes from turbulence in the ocean. *Oceanography*, 10, 111-115.
- Moum J. N. & Smyth, W. D., 2001. “Upper Ocean Mixing Processes,” Oregon State University, Corvallis, OR. 2001 Academic Press.
- Mouriño, B., Fernández, E., Alves, M., 2004. Thermohaline structure, ageostrophic vertical velocity fields and phytoplankton distribution and production in the northeast Atlantic subtropical front, *J. Geophys. Res.*, 109, C04020.
- Mouriño-Carballido, B., Graña, R., Fernández, A., Bode, A., Varela, M., Domínguez, J.F., Escánez, J., de Armas, D., Marañón, E., 2011. Importance of N₂ fixation vs. nitrate eddy diffusion along a

- latitudinal transect in the Atlantic Ocean. *Limnol. Oceanogr.* 56, 999–1007.
- Naveira Garabato, A.C., Strass, V.H., Kattner, G., 2002. Fluxes of nutrients in a three-dimensional meander structure of the Antarctic Polar Front. *Deep-Sea Research II*, 49, (18), 3771-3792.
- Oakey, N. S., 1988: Estimates of mixing inferred from temperature and velocity microstructure. *Small Scale Turbulence and Mixing in the Ocean*, J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart, Eds., Elsevier Oceanography Series Vol. 46, 239–247.
- Osborn, T.R. & C. S. Cox, 1972: Oceanic fine structure. *Geophys. Fluid Dyn.*, 3, 321–345.
- Osborn, T. R., 1980. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 83–89.
- Oschlies, A., Garçon, V., 1998. Eddy induced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean, *Nature*, 394, 266– 269.
- Oschlies, A., 2002. Nutrient supply to the surface waters of the North Atlantic: A model study. *Journal of Geophysical Research*. 107.
- Oschlies, A., Dietze, H., & Kähler, P., 2003. Salt finger driven enhancement of upper ocean nutrient supply, *Geophys. Res. Lett.*, 30(23), 2204.
- Oudot, C., Montel, Y., 1988. A high sensitivity method for the determination of nanomolar concentrations of nitrate and nitrite in sea water with a Technicon Auto Analyzer II. *Mar. Chem.* 24, 239–252
- Pacanowski, R. C., & Philander, S. G. H., 1981. Parameterization of Vertical Mixing in Numerical Models of Tropical Oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1443-1451.
- Palter, J. B., Lozier, M. S., Sarmiento, J. L., and Williams, R. G., 2011. The supply of excess phosphate across the Gulf Stream and the maintenance of subtropical nitrogen fixation, *Global Biogeochem. Cycles*, 25, GB4007.
- Parrilla, G., 2002. Canary Islands, Azores, Gibraltar Observations (CANIGO). Volumen 49, Número 17 de Deep-sea research: Topical studies in oceanography.

- Pasquero, C., Bracco, A. & Provenzale, A., 2005. Impact of the spatiotemporal variability of the nutrient flux on primary productivity in the ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, C07005.
- Pelegrí J.L., Arístegui J., Cana L., González M., Hernández-Guerra A., Hernández-León S., Marrero-Díaz A., Montero M.F., Sangrá P., Santana-Casiano M. 2005a. Coupling between the open ocean and the coastal upwelling region off Northwest Africa: Water recirculation and offshore pumping of organic matter. *J. Mar. Syst.* 54: 3-37.
- Pelegrí J.L., Marrero A., Ratsimandresy A.W., Antoranz A., Cisneros J., Gordo C., Grisolia D., Hernández-Guerra A., Láiz I., Martínez A., Parrilla G., Pérez-Rodríguez P., Rodríguez-Santana A., Sangrá P. 2005b. Hydrographic cruises off northwest Africa: The Canary Current and the Cape Ghir region. *J. Mar. Syst.* 54: 39-63.
- Peters, H., Gregg, M. C., & Toole, J. M., 1988. On the parameterization of equatorial turbulence, *J. Geophys. Res.*, 93(C2), 1199–1218.
- Piedeleu, M., Sangrá, P., Sánchez-Vidal, A., Fabrés, J., Gordo, C., Calafat, A., 2009. An observational study of oceanic eddy generation mechanisms by tall deep-water islands (Gran Canaria), *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14605.
- Planas, D., Agusti, S., Duarte, C., Granata, T., 1999. Nitrate uptake and diffusive nitrate supply in the Central Atlantic. *Limnology and Oceanography* 44, 116–126.
- Polzin, K. L., Toole, J. M., Schmitt, R. W., 1995. Finescale parameterizations of turbulent dissipation. *Journal of Physical Oceanography*. 25, 306-328.
- Poole, R. & Tomczak, M., 1999, Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Research* 1, 46, pp. 1895–1921.
- Raimbault, P., Slawyk, G., & Gentilhomme, V., 1990. Direct measurements of nanomolar nitrate uptake by the marine diatom *Phaeodactylum tricornutum* (Bohlin). Implications for studies of oligotrophic ecosystems. *Hydrobiologia* 207: 311–318.

- Ratsimandresy, A.W., Pelegrí, J.L., Marrero-Díaz, A., Hernández-Guerra, A., Antoranz, A., Martínez, A., 2001. Seasonal variability of the upper warmwatersphere in the Canary Basin. *Sci. Mar.* 65 (S1), 251–258.
- Ruddick, B. R., 1983. A practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity, *Deep-Sea Res.*, 30, 1105.
- Ruddick, B., Walsh, D. & Oakey, N. 1997. Variations in the apparent mixing efficiency in the North Atlantic central water. *J. Phys. Oceanogr.* 27: 2589–2662.
- Ruddick, B., & Gargett, A. E., 2003. Oceanic double-infusion: Introduction-Progress In Oceanography, 56 (3-4), 381-393.
- Sangrà, P., 1995. Perturbación de un flujo geofísico por un obstáculo: Aplicación a la isla de Gran Canaria. PhD thesis, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 201pp.
- Sangrà, P., López-Laatzén, F., Parrilla, G., Pelegrí, J.L., 2002. Temporal variability of mass transport in the Canary Current. *Deep-Sea Research II* 49, 3415–3426.
- Sangrà P., Pelegrí, J. L., Hernández-Guerra, A., Arregui, I., Martín, J. M., Marrero-Díaz, A., Martínez, A., Ratsimandresy, A. W., & Rodríguez-Santana, A., 2005. Life history of an anticyclonic eddy, *J. Geophys. Res.*, 11, C03021.
- Sangrà, P., Auladell, M., Marrero-Díaz, A., Pelegrí, J. L., Fraile-Nuez, E., Rodríguez-Santana, A., Martín, J. M., Mason, E., & Hernández-Guerra, A., 2007. On the nature of oceanic eddies shed by the island of Gran Canaria, *Deep-Sea Res I*, 54, 687-709.
- Sangrà P., Pascual, A., Rodríguez-Santana, Á., Machín, F., Mason, E., McWilliams, J. C., Pelegrí, J. L., Dong, C., Rubio, A., Arístegui, J., Marrero-Díaz, A., Hernández-Guerra, A., Martínez-Marrero, A., Auladell, M., 2009. The Canary Eddy Corridor: A major pathway for long-lived eddies in the subtropical North Atlantic. *Deep-Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*.
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., Brzezinski, M.A., Dunne, J.P., 2004. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity, *Nature*, 427,56-60.

- Sarmiento, J.L., Gruber, N., 2006. Ocean biogeochemical dynamics. Princeton University Press Princeton, NJ, 526pp, 2006.
- Schafstall, J., Dengler, M., Brandt, P. & Bange, H., 2010. Tidal-induced mixing and diapycnal nutrient fluxes in the Mauritanian upwelling region, *J. Geophys. Res.*, 115, C10014.
- Schmitt, R. W. & Evans, Jr.D.L., 1978. An estimate of the vertical mixing due to salt fingers based on observations in the North Atlantic central water, *J. Geophys. Res.*, 83(C6), 2913–2919.
- Schmitt, R. W., 1981. Form of the Temperature-Salinity Relationship in the Central Water: Evidence for Double-Diffusive Mixing. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1015–1026.
- Schmitt, R. W., Toole, J. M., Koehler, R. L., Mellinger, E. C., & Doherty K. W., 1988. The development of a fine- and microstructure profiler. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 5, 484–500.
- Schmitt, R. W., 1994. Double Diffusion in Oceanography. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 26, 255-285.
- Schmitt, R. W., Ledwell, J. R., Montgomery, E. T., Polzin, K. L., Toole, J. M., 2005. Enhanced Diapycnal Mixing by Salt Fingers in the Thermocline of the Tropical Atlantic, *Science*, 308, 685-688.
- Schmitz Jr., W. J., McCartney, M. S., 1993. On the North Atlantic Circulation, *Rev. Geophys.*, 31, 29–49.
- St. Laurent, L. & Schmitt, R. W., 1999. The Contribution of Salt Fingers to Vertical Mixing in the North Atlantic Tracer Release Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1404–1424.
- Stramma, L., Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North Atlantic, *J. Mar. Res.*, 42, 537–558, 1984.
- Sweeney, E., McGillicuddy Jr., D., Buesseler, K., 2003. Biogeochemical impacts due to mesoscale eddy activity in the Sargasso Sea as measured at the Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS). *Deep-Sea Research II*. 50, 3017-3039.
- Thorpe, S.A., 2005. *The turbulent ocean*. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 439 p., ISBN: 978-0-521-83543-5.
- Tippins, D. & Tomczak, M., 2003. Meridional Turner angles and density compensation in the upper ocean. *Ocean Dynamics* 53, 332-342.

- TMTools, 2008. *Data Processing and Analysis Software for Use with TurboMAP Profilers*. ALEC ELECTRONICS CO., LTD ALEC ELECTRONICS CO., LTD
- Tomczak, M., Godfrey, J.S., 1994. *Regional oceanography: An Introduction*. Pergamon Press, Oxford, 422pp.
- Tomczak, M. & Godfrey, J. S., 2001. *Regional Oceanography: An Introduction*. ISBN 10: 8170353076 / ISBN 13: 9788170353072.
- Tréguer, P., Le Corre, P., 1975. *Manuel d'Analyse des Sels Nutritifs dans l'Eau de Mer. (Utilisation de l'Autoanalyser II Technicon (R))*, 2e`me edition. Laboratoire d'Océanologie Chimique, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Turner, J.S., 1973. *Buoyancy Effects in Fluids*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.368 pp.
- Watson, A. J., & Ledwell, J. R., 2000. Oceanographic tracer release experiments using sulphur hexafluoride, *J. Geophys. Res.*, 105(C6), 14325–14337.
- Yu, Z. & Schopf, P.S., 1997. Vertical Eddy mixing in the Tropical upper Ocean: Its Influence on Zonal Currents. *Journal of Physical Oceanography*. 27, 1447-1458.
- Zhang, J., Schmitt, R.W., Huang, R. X., 1998. Sensitivity of the GFDL modular ocean model to parameterization of double-diffusive processes. *J.Phys.Oceanogr.*, 28, 589–605.

ANEXO A: Normalización de K_z (K_s)

La normalización de las estimaciones de la difusividad turbulenta vertical para la sal utilizando la combinación PP81+ ZSH98 sin ponderación consistió:

1º Cálculo de K_z (K_s) aplicando todas las parametrizaciones utilizadas en este estudio con los mismos valores sobre los parámetros de estabilidad (R_i y R_ρ) (Tabla A.A)

2º El factor de desviación que se obtuvo para el KPP (Cap.3) y ZSH98, incorporando para este último la turbulencia mecánica y los dedos de sal según el mismo esquema (Cap.5), se aplicó a los resultados obtenidos sobre la difusividad turbulenta vertical en cada caso. El KPP sobreestima la K_z (K_s) respecto a la combinación elegida en un factor de 3.31 y el ZSH98 (K_ρ (K_{st}) + K_{sf}) subestima la difusividad turbulenta vertical total en 1.11 (Tabla A.A).

Tabla A.A Factores para la normalización de los esquemas de parametrización utilizados en este estudio. Las dos primeras columnas muestran el cómputo de K_s (m^2s^{-1}) con los diferentes esquemas utilizando respectivamente $R_i=100$ o $R_\rho=1.5$

Parametrización (parámetro de estabilidad dependiente)	K_z (K_s) m^2s^{-1} ($R_i=100$; $R_\rho=1.5$)	Combinación	PP81+ ZSH98 ($9.98 \times 10^{-5} m^2s^{-1}$) Factor
PP81	1.01×10^{-5}	Cap. 2-BIOCAN98 PP81+ ZSH98	x 1
YuS07	2.04×10^{-5}	Cap. 3- RRS Discovery Cruise 277/278 KPP	x 1/3.31
K_{sf} ZSH98	8.96×10^{-5}	Cap. 4- RAPROCAN (2006-2009) (PP81+ ZSH98) ^A	x 1
K_ρ ZSH98	2.7×10^{-9}	Cap. 5- PROMECA2010 ZSH98(K_ρ (K_{st}) + K_{sf})	x 1.11
S81	9.87×10^{-4}		
KPP	3.30×10^{-4}		

*When you can measure what you are speaking about,
and express it in numbers, you know something about it:
but when you cannot measure it,
when you cannot express it in numbers,
your knowledge is of a meagre and unsatisfactory kind.
Lord Kelvin, 1824-1907*

