

Listas de contenidos disponibles en ScienceDirect

Investigación en aguas profundas II

Página web de la revista:
www.elsevier.com/locate/dsr2

Masas de agua en el sistema de la corriente de Humboldt: Propiedades, distribución y el deficit de nitrato como trazador químico de masas de agua para el Agua Subsuperficial Ecuatorial frente a Chile.

Nelson Silva^{*}, Nora Rojas, Aldo Fedele

Laboratorio de Biogeoquímica Marina, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Casilla 1020, Valparaíso, Chile.

artículo en forma

Disponible en línea el 24 de diciembre de 2008

Palabras clave:

Salinidad
Oxígeno disuelto
Nutrientes
Masas de agua
Deficit de nitrato
Trazador químico de masas de agua Pacific Sur Oriental
Perú
Chile

abstracto

Se utilizan tres secciones para analizar las características físicas y químicas de las masas de agua del Pacífico Sur oriental y sus distribuciones. Los datos oceanográficos proceden de los cruceros SCORPIO (mayo-junio de 1967), PIQUERO (mayo-junio de 1969) y KRILL (junio de 1974). Se utilizaron secciones verticales de temperatura, salinidad, S_y , oxígeno disuelto, nitrato, nitrito, fosfato y silicato para analizar la estructura de la columna de agua. Mediante diagramas $T-S$ se identificaron cinco masas de agua en la zona: Agua subantártica, agua subtropical, agua subsuperficial ecuatorial, agua intermedia antártica y agua profunda del Pacífico. Sus proporciones en la mezcla de agua marina se calculan mediante el método del triángulo de mezcla. Se utilizaron secciones verticales para describir las distribuciones geográficas de los núcleos de masa de agua en los 1500 m superiores. Se analizaron varios rasgos oceanográficos característicos de la zona de estudio: el desplazamiento hacia el ecuador del mínimo de salinidad poco profundo, el máximo de salinidad subsuperficial ecuatorial asociado a una zona de mínimo de oxígeno disuelto y un desplazamiento hacia el sur de alto contenido en nutrientes, y el mínimo de salinidad antártico intermedio hacia el ecuador asociado a un máximo de oxígeno disuelto. El deficit de nitrato generado en la zona de denitrificación frente a Perú y el norte de Chile se propone como trazador químico conservador de las Aguas Subsuperficiales Ecuatoriales frente a la costa de Chile, al sur de 251S.

& 2009 Elsevier Ltd. Todos los derechos reservados.

1. Introducción

El Sistema de la Corriente de Humboldt (SCH) es una de las principales características de la circulación oceánica general en el Pacífico Sur oriental. La Corriente Circumpolar Antártica, o Deriva del Viento del Oeste, incide en el continente sudamericano alrededor de 42-481S, dividiéndose en un componente norte, la Corriente de Humboldt (HC), y un componente sur, la Corriente del Cabo de Hornos (CHC) (Silva y Neshyba, 1977, 1980; Strub et al., 1998) (Fig. 1). La HC transporta agua subantártica superficial (SAAW) hacia el Ecuador. El CHC se mueve inicialmente hacia el sur y luego gira hacia el este siguiendo el contorno de la costa sudamericana, transportando SAAW que se mezcla con agua superficial menos salina proveniente de fiordos y canales cercanos (Silva, 1977; Silva y Neshyba, 1980). El SAAW no sólo se desplaza hacia el norte y el sur, sino que también penetra en los canales y fiordos del sur de Chile, donde se mezcla con agua dulce procedente de la lluvia, los ríos, la escorrentía costera y el deshielo glaciar, generando uno de los mayores sistemas estuarinos del planeta (Silva et al., 1997; Palma y Silva, 2004).

Otros componentes de la HCS son la Contracorriente del Perú (PC), que transporta Agua Subtropical (STW) más cálida y salina hacia el sur; y la Subcorriente Perú Chile (PCU), que transporta Agua Subsuperficial Ecuatorial (ESSW) hacia el sur y se caracteriza por un máximo de salinidad subsuperficial (Gunther, 1936; Wooster y Gilmartin, 1961; Wyrki, 1963; Silva y Konow, 1975; Strub et al., 1998) (Fig. 1). Esta subcorriente se mueve como corriente costera desde la zona frente a Perú (101S) hasta Golfo Penas (481S) (Silva y Neshyba, 1979). En el nivel intermedio, el Agua Intermedia Antártica (AAIW) se desplaza hacia el norte desde la zona frente al Frente Polar y se caracteriza por un mínimo de salinidad (Reid, 1965; Johnson, 1973; Tsuchiya y Talley, 1996, 1998).

La distribución de las propiedades físicas (temperatura, salinidad) y químicas (oxígeno disuelto) de los componentes del agua HCS frente a las costas de Chile sólo ha sido analizada profusamente en los 150 km costeros entre 181S y 231S, que es donde se ha concentrado la mayor parte de la investigación oceanográfica chilena (Robles et al., 1975; Silva y Fonseca, 1983; Rojas y Silva, 1996; Blanco et al., 2001). Esto se debe a que la zona alberga una de las mayores fisqueras de anchoveta y sardina del país (Yáñez et al., 1995, 2001) y a que es el área marina chilena más afectada por los eventos de El Niño (Robles et al., 1975; Strub et al., 1998; Ulloa et al., 2001; González et al., 2002; Escribano et al., 2004).

^{*} Autor correspondiente. Tel: +56 32 227 3000; fax: +56 32 227 3183.
Dirección de correo electrónico: nsilva@ucv.cl (N. Silva).

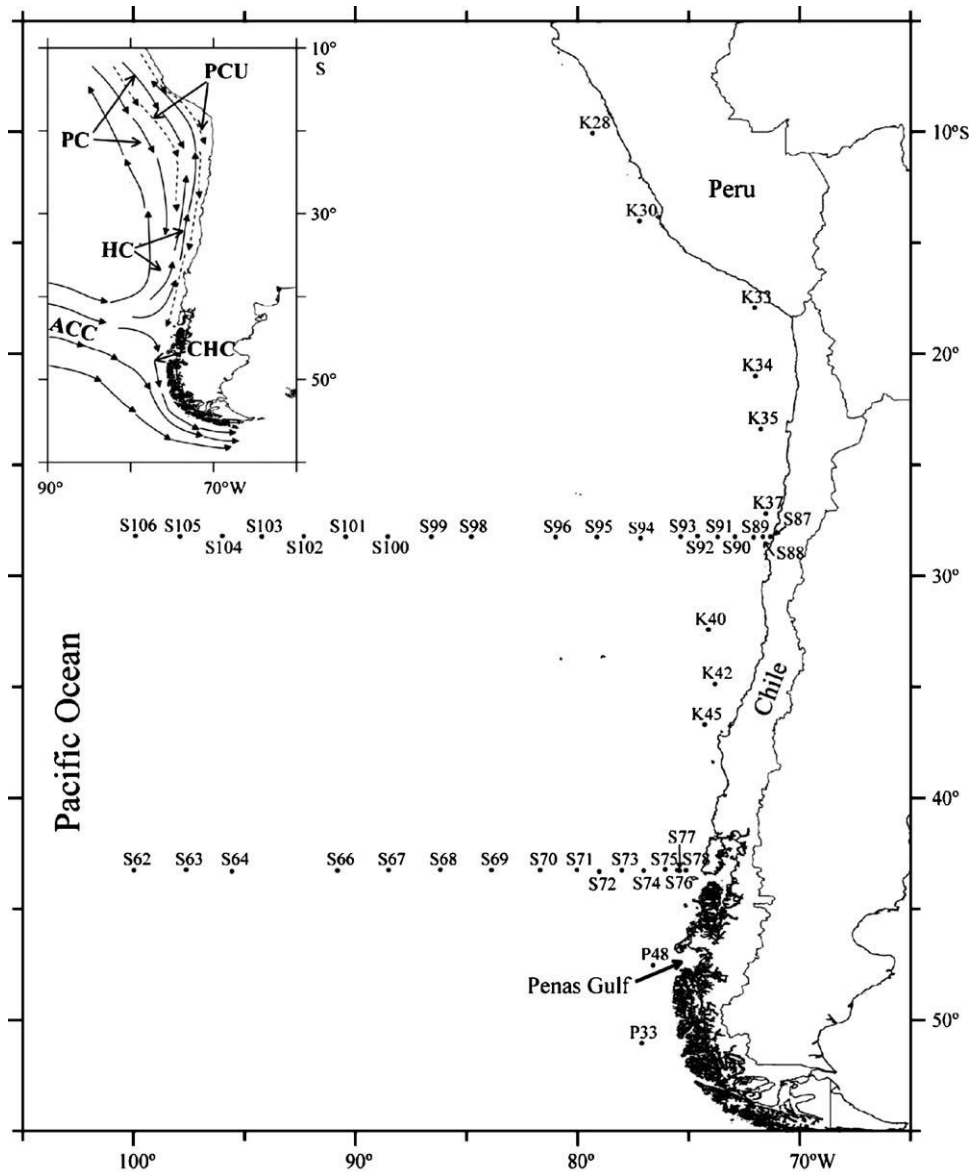


Fig. 1. Posición geográfica de las estaciones oceanográficas de las expediciones KRILL, SCORPIO y PIQUERO. En el recuadro se muestran las principales corrientes frente a Perú y Chile: ACC $\frac{1}{4}$ Corriente Circumpolar Antártica; HC $\frac{1}{4}$ Corriente de Humboldt; CHC $\frac{1}{4}$ Corriente del Cabo de Hornos; PC $\frac{1}{4}$ Contracorriente del Perú; PCU $\frac{1}{4}$ Subcorriente Perú-Chile.

El objetivo principal de este trabajo es presentar las principales propiedades de las masas de agua (temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nutrientes) y describir algunas características importantes de su distribución longitudinal y latitudinal frente a las costas de Chile y Perú. También se presentan las distribuciones verticales (hasta 1500 m) de las masas de agua, su participación en la mezcla de agua de mar y sus características físicas y químicas. Debido a la presencia de una relación molar anómala $N^{3-4} : PO_4^{3-}$ en comparación con

Redfield's, el nitrato deficit, en términos de N^* (Deutsch et al., 2001), se propone como trazador químico de la masa de agua para el ESSW frente a las costas del centro y sur de Chile.

2. Métodos

La zona de estudio se sitúa frente a las costas de Perú y Chile desde 101S hasta 511S y desde la costa hasta 1001W. Dado que ningún crucero oceanográfico cubrió toda esta zona, basamos

análisis oceanográfico en tres expediciones. Se seleccionaron dos secciones latitudinales (perpendiculares a la costa), una de 2500 km de longitud en 281S y la otra de 2000 km en 431S. Una tercera sección longitudinal, de 5000 km de longitud, se definió a lo largo de la costa de Perú y Chile (Fig. 1). En las secciones latitudinales se incluyeron las estaciones más orientales de las secciones transpacíficas del crucero SCORPIO (Sta. S87-S106 en mayo de 1967 y Sta. S62-S78 en junio de 1967). La sección longitudinal, casi paralela a

nuestra

la costa, utilizó algunas estaciones del crucero KRILL Leg 4 (Sta. K28, K30, K33, K34, K35, K37, K40, K42, K45; junio de 1974), cubriendo

la zona comprendida entre 101S y 361S; una estación adicional de La sección longitudinal 431S del crucero SCORPIO (Sta. S77; Junio 1967) y dos estaciones del crucero PIQUERO (Sta. P33, P48; Junio 1969) ampliaron la sección longitudinal hasta 511S (Fig. 1). Esta sección longitudinal compuesta es la primera sección costera realizada a distancias menores de 250 km de la costa de Perú y Chile, desde el Callao hasta el Estrecho de Magallanes. Los datos de los cruceros PIQUERO y SCORPIO fueron tomados de los respectivos Informes de Datos.

(Scripps Institution of Oceanography, 1969, 1974); los datos del crucero KRILL fueron proporcionados por el Dr. T. Antezana, Universidad de Concepción.

Pensamos que los desfases temporales en las secciones combinadas no invalidaron los resultados y conclusiones de este estudio, ya que las variables cartografiadas mostraron continuidad espacial independientemente de las diferencias temporales. Además, todos los cruceros se realizaron durante años sin eventos de El Niño ni de La Niña (NOAA, 2006). Por lo tanto, no hubo periodos cálidos/fríos que pudieran sesgar nuestra comparación. Los tres cruceros registraron la temperatura con termómetros reversibles y las muestras de agua para los análisis químicos se tomaron con botellas reversibles a profundidades estándar. Los análisis químicos se realizaron de la siguiente manera: salinidad mediante un salinómetro de inducción, oxígeno disuelto mediante el método de Winkler modificado por Carpenter (1965) y nutrientes mediante espectrofotometría visible (Strickland y Parsons, 1972). El porcentaje de saturación del oxígeno disuelto se calculó utilizando las concentraciones de saturación de Weiss (1970). Se consideró que la profundidad de la capa mixta para una estación oceanográfica dada era la profundidad común más profunda de la capa isotérmica e isohalina, con ambas capas aislantes presentes simultáneamente.

Para analizar la distribución de las propiedades del agua, el Para cada transecto se cartografiaron los siguientes datos: temperatura, salinidad, densidad (S_T), oxígeno disuelto, nitrato, nitrito, fosfato y silicato. Estos datos se analizaron hasta 1500 m, la

profundidad máxima para los tres cruceros.

La distribución de las masas de agua se analizó utilizando diagramas T - S para las estaciones oceanográficas y el método del triángulo de mezcla (Mamayev, 1975). Según el método del triángulo de mezcla, para calcular los porcentajes de la relación de mezcla, es necesario definir los diferentes índices termohalinos (T , S) que son típicos para cada masa de agua en un triángulo dado. Para la zona frente a Perú y Chile se utilizaron los pares T - S de Silva y Konow (1975) correspondientes a un período invernal (Tabla 1; Fig. 2).

Se realizaron ajustes cuando el par T - S de un registro específico no se incluyó en uno de los triángulos de mezcla respectivos, ya fuera debido a temperaturas más altas/bajas o a la salinidad. Las desviaciones debidas a temperaturas más altas se corrigieron manteniendo constante el valor de salinidad y disminuyendo la temperatura hasta que el par T - S cayera en el triángulo más cercano. Las desviaciones debidas a la salinidad se corrigieron manteniendo constante el valor de la temperatura y ajustando la salinidad. Esta técnica se considera válida siempre que los puntos T - S desviados puedan responder a una situación local de calentamiento y/o evaporación. Además, el índice termohalino seleccionado corresponde a un único par T - S para una masa de agua determinada y representa a todo un grupo de pares T - S de la zona generadora de la masa de agua, todos ellos igualmente válidos para representarla.

ESSW-AAIW-PDW	Agua intermedia antártica (AAIW)	3.0	34.0
	Aguas subterráneas ecuatoriales (ESSW)	12.5	34.9
	Agua intermedia antártica (AAIW)	3.0	34.0
	Aguas profundas del Pacífico (PDW)	1.75	34.68

Cuadro 1

Masas de agua y sus índices termohalinos (T , S) para cada uno de los triángulos de mezcla utilizados para calcular la participación de la masa de agua en la mezcla de agua de mar (Silva y Konow, 1975).

Triángulos	Masas de agua	T (°C)	S
STW-SAAW-ESSW	Agua subtropical (STW)	20.0	35.2
	Agua subantártica (SAAW)	11.5	33.8
	Aguas subterráneas ecuatoriales (ESSW)	12.5	34.9
SAAW-ESSW-AAIW	Agua subantártica (SAAW)	11.5	33.8
	Aguas subterráneas ecuatoriales (ESSW)	12.5	34.9

361S); y *Cucalo' n* (1983) mostró cómo se distribuían las masas de agua frente a las costas de Ecuador (a lo largo de

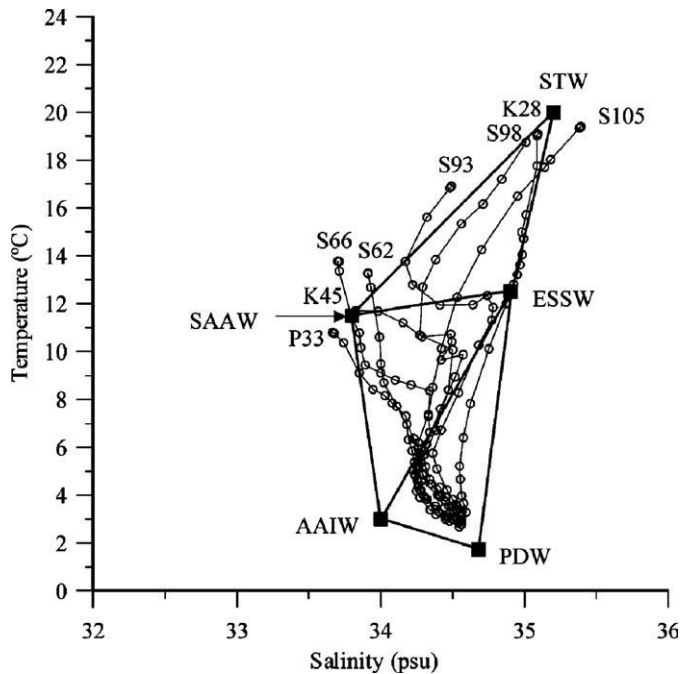


Fig. 2. Diagrama TS para estaciones KRILL, SCORPIO y PIQUERO seleccionadas frente a Perú y Chile y triángulos de mezcla. (STW $\frac{1}{4}$ Agua Subtropical; SAAW $\frac{1}{4}$ Agua Subantártica; ESSW $\frac{1}{4}$ Agua Subsuperficial Ecuatorial; AAIW $\frac{1}{4}$ Agua Intermedia Antártica; PDW $\frac{1}{4}$ Agua Profunda del Pacífico).

El déficit de nitrato, definido como $N^* = \text{nitrato} - 16 \times \text{fosfato} + 2,9 \text{ mmol kg}^{-1}$ según Deutsch et al. (2001), se utilizó como trazador químico de la masa de agua. La sección 281S mostró algunos nutrientes por debajo de 600 m que no seguían un patrón de distribución vertical uniforme y, por lo tanto, no se tuvieron en cuenta para los cálculos de N^* .

3. Resultados y debate

3.1. Masas de agua frente a Perú y Chile (101S–511S)

Los diagramas T - S de las tres secciones del área de estudio (Fig. 2) sugieren la presencia de five masas de agua que, según Silva y Konow (1975), son: Agua Subtropical (STW), Agua Subantártica (SAAW), Agua Subsuperficial Ecuatorial (ESSW), Agua Intermedia Antártica (AAIW) y Agua Profunda Pacífica (PDW). De ellas, el STW y el SAAW son aguas superficiales, la primera se encuentra sobre todo en el norte (0231S) y la segunda en el sur (4281S) de la Antártida. área de estudio.

Los análisis de la caracterización y distribución de la masa de agua en las costas de Perú y Chile se han basado principalmente en la determinación de la presencia/ausencia de propiedades conservativas. En ocasiones, también se han utilizado propiedades semiconservativas como el oxígeno disuelto o los nutrientes por debajo de la capa superficial (Gunther, 1936; Wyrski, 1967; Zuta y Guillen, 1970; Sievers y Silva, 1975).

El método del triángulo de mezcla ofrece ventajas en el uso de la distribución espacial cualitativa de las propiedades físicas y químicas de las masas de agua, ya que presenta una visión cuantitativa de la distribución espacial de las masas de agua analizadas. Johnson (1973) estudió la distribución de AAIW en el Pacific Sur a lo largo de 1601W entre Ecuador y 601S; Silva y Konow (1975) analizaron la distribución de las masas de agua a lo largo de las costas de Perú y Chile (10-

82130° W, entre 21°N y 31°S) y cómo les afectó El Niño de 1976.

A medida que las masas de agua entran o salen de la zona de estudio, fluctuando en sus respectivos niveles de densidad, se mezclan entre sí. Esta mezcla erosiona las masas de agua hasta que, en una determinada latitud/longitud, tanto las características conservadoras como las semiconservadoras se erosionan por completo, perdiendo su identidad; en este punto, se considera que la masa de agua ya no existe.

La aplicación de este método dio lugar a tres triángulos de mezcla para las cinco masas de agua de la zona de estudio (Fig. 2; Tabla 1). Los resultados se utilizaron para cartografiar los porcentajes de participación, o proporciones de mezcla, en la mezcla de masas de agua iguales o superiores al 50% de cada masa de agua; es decir, donde era predominante. En algunos lugares, cuando era pertinente, se utilizaron valores inferiores de la proporción de mezcla para mostrar los restos de una masa de agua determinada.

3.2. Aguas subtropicales y subantárticas

En general, la capa superficial sobre la termoclina (0–100–150 m) en la sección longitudinal (10°–51°S) aumentó en temperatura (de 10 a 19 °C) y salinidad (de 33,5 a 35,1) hacia el norte (Figs. 3A y 4A). En la sección norte (28°S), tanto la temperatura como la salinidad aumentaron hacia el oeste (de 13 a 20 °C; de 34,4 a 35,5) (Figs. 3B y 4B). En la sección sur (43°S), la temperatura permaneció alrededor de 13 °C a lo largo de toda la sección y la salinidad aumentó hacia el oeste (de 33,5 a 34,0) (Figs. 3C y 4C). La densidad superficial, en términos de

σ_t , mostraron diferencias latitudinales/longitudinales en la zona de estudio, siendo menos densos en el norte (25,0–25,2) que en el sur (25,4–25,8) (Fig. 5A–C). Estas características generales son típicas de

la frontera oriental del giro del Pacífico Sur. La zona norte del giro está asociada a las zonas de alta presión del Anticiclón Subtropical del Pacífico, en promedio, recibe más radiación solar y tiene mayor evaporación. Esto provoca un aumento de la temperatura y salinidad del agua, dando lugar a la formación de STW en la capa superficial (Wyrki, 1968). La zona sur del giro recibe, en promedio, menos radiación solar y está afectada por el sistema de baja presión subpolar, asociado a altas tasas de precipitación oceánica. Esto, junto con las cordilleras de la Costa y de los Andes, actúa como una barrera topográfica, aumentando la precipitación terrestre local, contribuyendo a la formación de ríos de régimen pluvial, y favoreciendo la acumulación de nieve y hielo glacial, que eventualmente se derriten y llegan al mar a través de ríos de régimen nival. Así, las zonas adyacentes a los fiordos y canales del sur de Chile presentan bajas temperaturas y salinidad (Silva y Neshyba, 1980; Rojas y Silva, 1996; Da'vila et al., 2002), dando lugar a la formación de SAAW en la capa superficial (Wyrki, 1968).

En la sección longitudinal, el STW se encontraba en la capa superficial y tenía unos 50 m de espesor desde 10°S hasta 24°S; la participación del STW en la mezcla de agua de mar se situaba entre el 50% y el 90% (Fig. 6A). En la sección 28°S, al oeste desde 78°W, la participación de STW se situaba entre el 50% y el 99%, y su espesor aumentaba de 100 m en 79°W a 200 m en 100°W (Fig. 6B). Al este, en la zona costera, la participación de STW en la mezcla no superó el 50% y sólo alcanzó alrededor del 40–50% en unos pocos lugares (Sta. 89, 91, 93). En la sección 43°S, el STW no estaba presente, excepto en algunos puntos aislados, con restos inferiores al 12% (Sta. 63, 62) (Fig. 6C).

En la sección longitudinal, el SAAW era preponderante (450%) como una masa de agua superficial que se extendía de 52°S a 28°S con un espesor de unos 80–100 m (Fig. 6A). El núcleo SAAW comenzó a hundirse alrededor de 35°S, en la Convergencia Subtropical, como una lengua centrada en

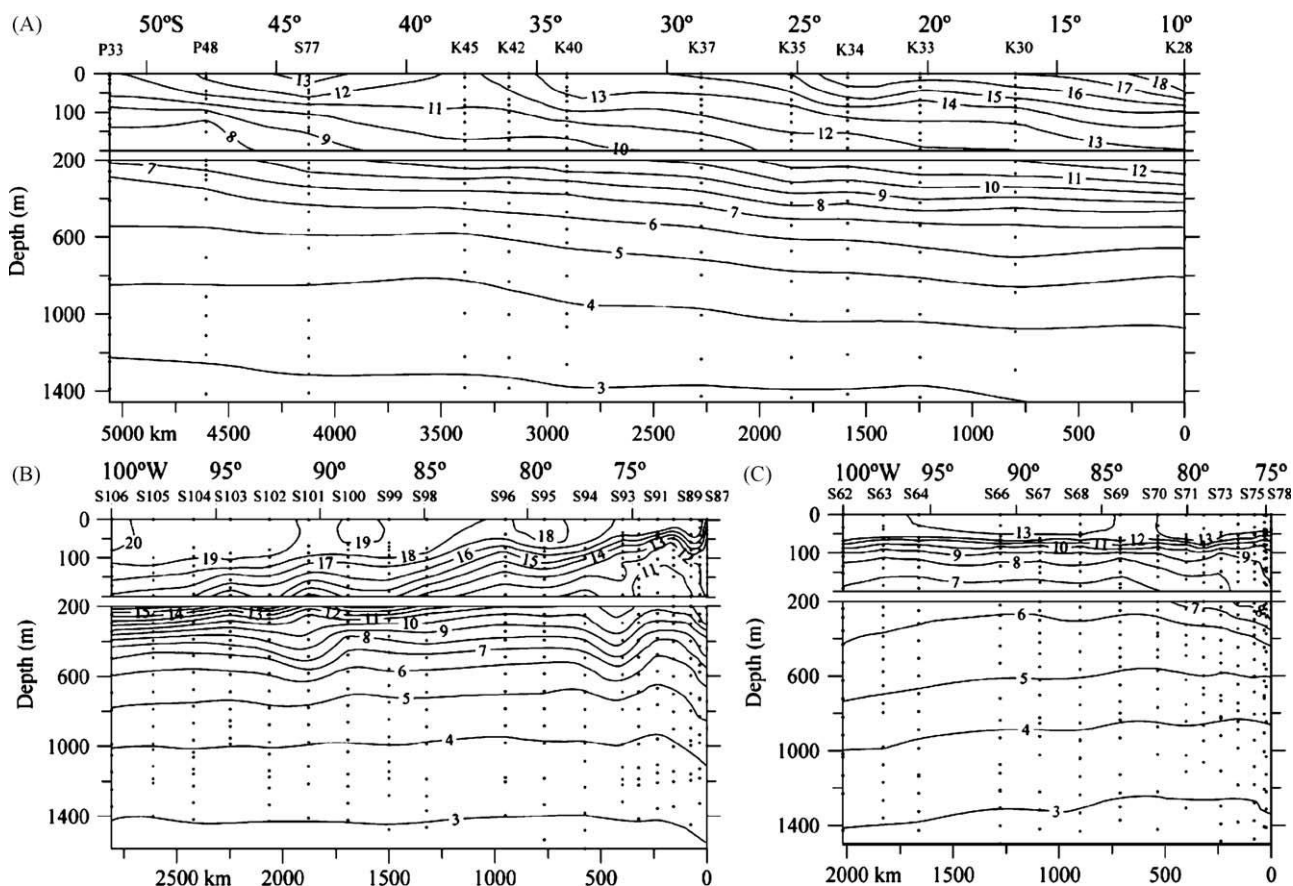


Fig. 3. Distribución vertical de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$). (A) Sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–521S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO), (B) sección latitudinal frente a 281S (expedición SCORPIO), y (C) sección latitudinal frente a 431S (expedición SCORPIO).

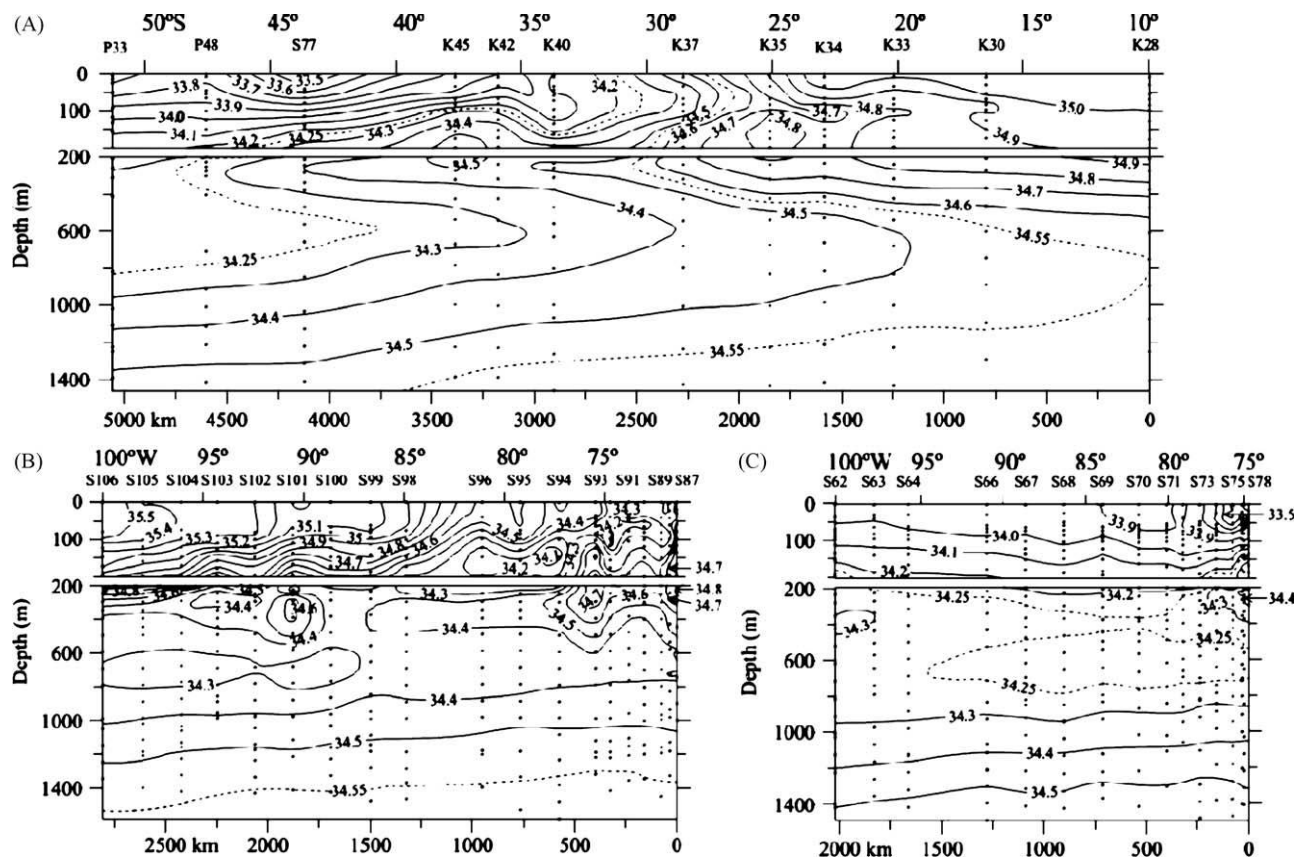


Fig. 4. Distribución vertical de la salinidad. (A) Sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–521S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO), (B) sección latitudinal frente a 281S (expedición SCORPIO), y (C) sección latitudinal frente a 431S (expedición SCORPIO).

al norte de la sección (416 mM nitrato; 41,4 mM

50 m, desplazándose hacia el norte entre el STW superficial y el ESSW subsuperficial, generando un mínimo de salinidad somero (SAAW-ShSM). El SAAW al norte de 251S estaba muy erosionado y sólo era identificable hasta 201S como un remanente (10%) en la mezcla de masas de agua (Figs. 4A y 6A). En la sección 281S, el SAAW era una lengua subsuperficial continua entre la costa y 911W, centrada en 50 m en la zona costera y en 200 m en 901W con una participación del 50–80% en la mezcla (Fig. 6B). La SAAW se situó entre la STW y la ESSW, excepto en la zona costera, donde alcanzó la superficie, desplazando a la STW. Aquí, la posición del núcleo del SAAW correspondió a la del SAAW-ShSM (Figs. 4A y 6B). A lo largo de toda la sección 431S, el SAAW era una capa superficial de 100–120 m de espesor, con una participación en la mezcla de entre el 50% y el 99% (Fig. 6C).

Las masas de agua superficiales (STW, SAAW) incluyen la capa mixta, que era más profunda en el extremo noroeste y shallo-oeste -a veces ausente- en el extremo sureste. A lo largo de toda la sección longitudinal, la capa mixta aparecía como una capa de profundidad variable, sin un patrón de aumento/disminución definido, fluctuando entre 20 m (Sta. K33) y 80 m (Sta. K40) (Figs. 3A,

4A, 5A y 6A). Al norte, la temperatura STW en la capa de mezcla era de 18 °C, la salinidad era de 35,0, y S_y era de 25,2. Al sur, la temperatura SAAW era de 12 °C, la salinidad era de 33,9, y S_y era de 25,2. Al sur, la temperatura SAAW era de 12 °C, la salinidad era de 33,9, y S_y era de

25,7. El oxígeno disuelto en la capa superficial (>10 m) aumentó de norte a sur de 4,6 a 6,2 mL L⁻¹ (Fig. 7A) debido a la mayor capacidad de disolución de las aguas más frías y menos salinas (Figs. 3A, 4A). Así, la saturación de oxígeno disuelto se mantuvo en torno al 90–110% a lo largo del transecto. Una capa homogénea de nutrientes (nitrato, nitrito, fosfato, silicato), de espesor similar a la capa mixta en las distintas estaciones, mostró concentra-

fosfato; 45 mM silicato) y valores más bajos en el centro y sur (08 mM nitrato; 01,0 mM fosfato; 05 mM silicato) (Figs. 8A, 10A y 11A). El nitrito fue inferior a 0,1 mM en toda la capa mixta de la sección longitudinal (Fig. 9A).

La sección 881W WOCE P19C (Tsuchiya y Talley, 1998; Talley, 2005a), entre 101S y 401S, presentaba una capa mixta uniforme de unos 40 m de espesor, con temperaturas y salinidades comparativamente altas (14–23 °C; 34–36) y bajas concentraciones de nutrientes.

(05 mM nitrato; 00,5 mM fosfato; 00,1 mM nitrito; 02 mM silicato). Estos valores bajos de nutrientes son típicos de los giros centrales donde, debido a la piconclina, la aportación de nutrientes a la capa superficial se hace difícil. Estas condiciones no se observaron en nuestra sección longitudinal, que presentó temperaturas relativamente bajas y altos valores de nutrientes debido a que nuestra sección está más cerca de la costa (es decir, 100–300 km). Por lo tanto, está más cerca de las zonas costeras de afloramiento que transportan nutrientes a la superficie (Codispoti, 1981; Ahumada et al., 1991; Morales et al., 1996, 2001; Silva y Valdenegro, 2003).

En la sección 281S, la capa mixta aumentó gradualmente en espesor, temperatura, salinidad y densidad hacia el oeste (Figs. 3B, 4B y 5B). Hacia el este, esta capa mixta tenía unos 40 m de espesor, con una temperatura de 17 °C, una salinidad de 34,4 y S_y de 25,0; parte de ella estaba asociada a SAAW y parte a STW

(Figs. 3B, 4B, 5B y 6B). Hacia el oeste, el espesor de la capa mixta era de unos 120 m, con una temperatura de 20 °C, una salinidad de 35,5, y S_y de 25,2 asociada a STW. En la sección 281S del

Crucero SONNE 102 (junio de 1995; Leth et al., 2004), la profundidad,

temperatura y salinidad de la capa de mezcla fueron similares a los del crucero SCORPIO (junio de 1967). Esta coincidencia puede explicarse por el hecho de que todos los muestreos oceanográficos se realizaron en la misma estación climática (invierno) y los cruceros fueron

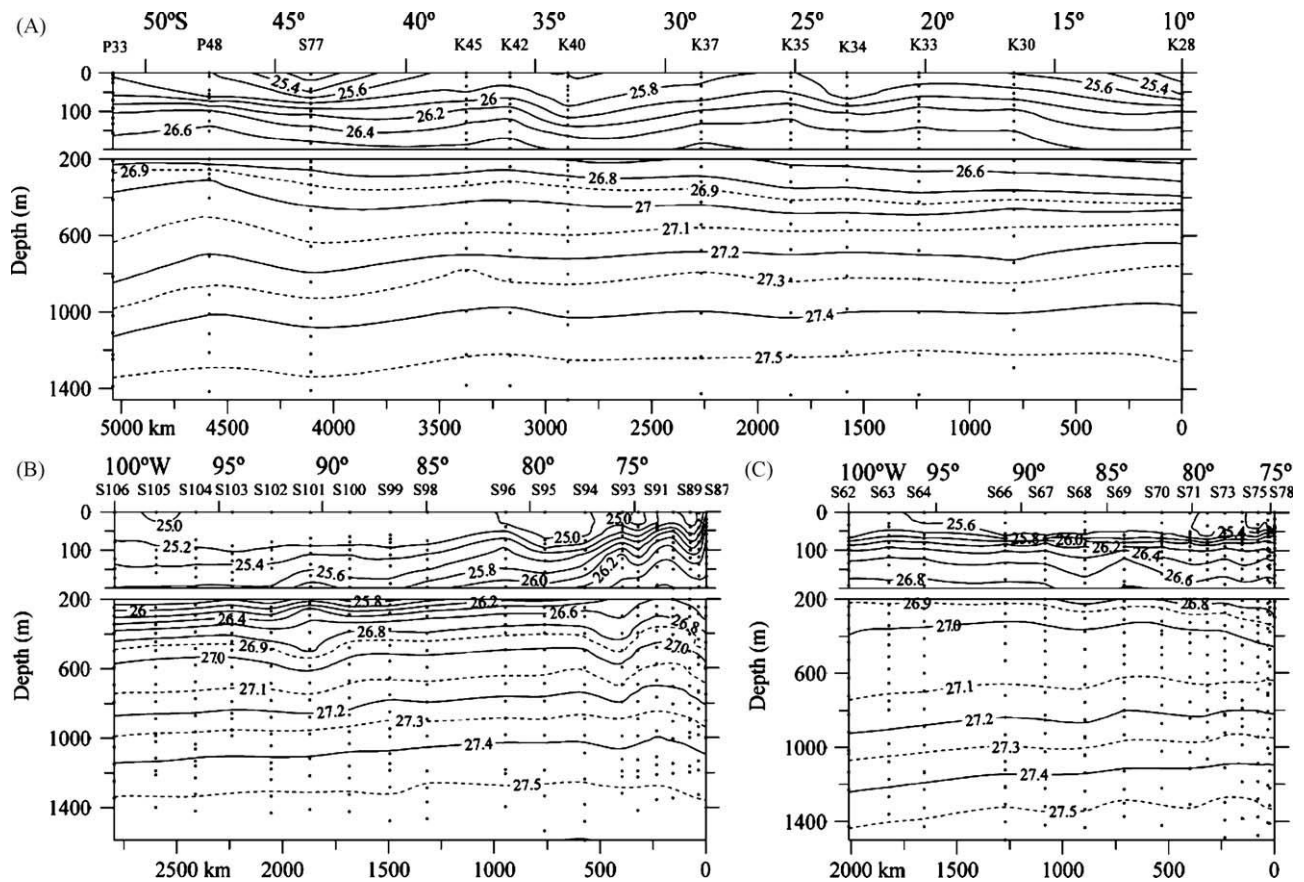


Fig. 5. Distribución vertical de la densidad (en términos de sigma-t). (A) Sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–521S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO), (B) sección latitudinal frente a 281S (expedición SCORPIO), y (C) sección latitudinal frente a 431S (expedición SCORPIO).

realizado durante años climáticos normales sin eventos de El Niño/La Niña (NOAA, 2006). No obstante, es importante tener en cuenta la diferencia de 38 años entre ambos cruceros.

El oxígeno disuelto en la sección 281S era prácticamente homó-

génea ($\sim 5 \text{ mL L}^{-1}$), cubriendo mayores profundidades que las de la capa mixta a lo largo de toda la sección (Fig. 7B). Al oeste del 781W, la capa homo-óxica se encontró a profundidades que casi duplicaban las de la capa mixta, lo que implica una capa bien oxigenada alrededor de los 200 m de profundidad en la zona oceánica, con valores de saturación entre el 72% y el 106%. Los nutrientes también se encontraron como una capa homogénea con espesores similares a los del oxígeno disuelto. No obstante, y a diferencia del oxígeno disuelto, las concentraciones de nutrientes eran bajas

(0.4 mM nitrato; 0.1 mM nitrito; 0.5 mM fosfato; 0.5 mM silicato) y, en algunos casos, las concentraciones de nitrato y silicato estaban por debajo del límite de detección de los análisis químicos (Figs. 8B, 9B, 10B y 11B). Al este de 781W, la capa homogénea de alto oxígeno disuelto y bajos nutrientes era más delgada, similar a la capa de mezcla. Las secciones 281S del crucero SONNE 102 (Leth et al., 2004) y 321S del crucero WOCE P6 (Wijffels et al., 2001; Talley, 2005b) revelaron distribuciones verticales de oxígeno disuelto y nutrientes similares a las del crucero SCORPIO, indicando que éstas son características permanentes de la zona.

En la sección 431S, el espesor de la capa mixta SAAW fue de alrededor de 50 m de profundidad en el este y 60 m en el oeste (Fig. 6C); por lo tanto, era menos profundo que en el transecto 281S (Fig. 6B). Para

Al este de la sección, la capa mixta tenía temperaturas de alrededor de $13 \text{ }^{\circ}\text{C}$, salinidad de 33.5 y S_y de 25.4 . Al oeste, la temperatura era de unos $12 \text{ }^{\circ}\text{C}$, la salinidad de 33.9 y S_y de 25.7 (Figs. 3C, 4C y 5C). En la sección 431S del crucero SONNE

102, la profundidad, temperatura y salinidad de la capa mixta fueron similares a las del crucero SCORPIO; como en la sección 281S, esto puede explicarse

mediante muestreos realizados en la misma estación climática, aunque con 38 años de diferencia.

El SAAW en el extremo sur de Sudamérica llega hasta 901W (Fig. 6C). Esto concuerda con los hallazgos de Reid (1969), Silva y Neshyba (1980), y Da'vila et al. (2002). Según Deacon (1977), el SAAW es transportado hacia el oeste por un flujo anticiclónico, dando lugar a una lengua de baja salinidad hacia el oeste. Posteriormente Neshyba y Fonseca (1980) presentaron información adicional al respecto; sin embargo, aún faltan pruebas concluyentes sobre un flujo anticiclónico hacia el oeste.

El oxígeno disuelto en el SAAW de la sección 431S fue prácticamente homogéneo ($\sim 6 \text{ mL L}^{-1}$) y más profundo que la capa mixta en toda la sección (Fig. 7C). Esto implica una capa bien oxigenada alrededor de 100 m (costera) y 200 m (oceánica) de profundidad, con valores de saturación entre 85% y 105%. Los nutrientes se distribuyeron en una capa homogénea, de espesor similar a la capa mixta, con concentraciones relativamente altas de nitrato (8–12 mM) y fosfato (0,6–1,0 mM) y bajas de nitrito (0,1 mM) y silicato (0,5 mM) (Figs. 8C, 9C, 10C y 11C).

3.3. Mínimo de salinidad superficial

Gunther (1936) observó por primera vez el SAAW-ShSM frente a las costas de Chile y Perú y lo explicó como resultado del hundimiento del SAAW de baja salinidad en la Convergencia Subtropical, continuando luego hacia el norte hasta 101S. Wyrski (1967) ofreció una explicación similar de SAAW moviéndose hacia el norte bajo STW, que se inicia alrededor de 351S en la Convergencia Subtropical. Dado que el Pacífico oriental y el Atlántico presentan SAAW-ShSM similares, Reid (1973a) las consideró características comunes de las corrientes fronterizas orientales. Trabajos posteriores

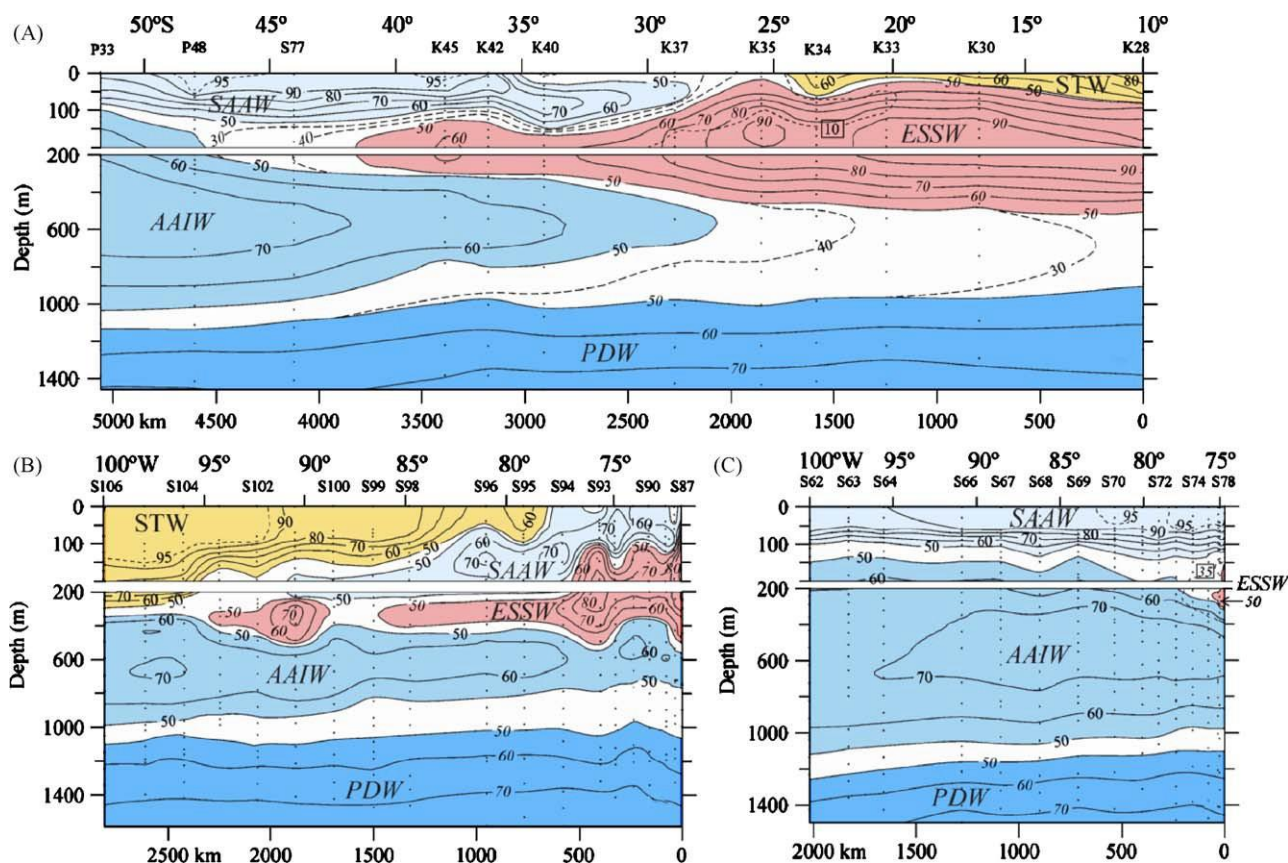


Fig. 6. Distribución vertical de los porcentajes de masa de agua. (A) Sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–521S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO), (B) sección latitudinal frente a 281S (expedición SCORPIO), y (C) sección latitudinal frente a 431S (expedición SCORPIO). (STW $\frac{1}{4}$ agua subtropical; SAAW $\frac{1}{4}$ agua subantártica; ESSW $\frac{1}{4}$ agua subsuperficial ecuatorial; AAIW $\frac{1}{4}$ agua intermedia antártica; PDW $\frac{1}{4}$ agua profunda del Pacífico).

propusieron que el mínimo de salinidad poco profundo en el Pacífico Sur oriental se produce por la subducción de SAAW de baja salinidad directamente en la termoclina cerca de 371S; el SAAW-ShSM es luego transportado hacia el norte y el oeste en el borde oriental del Giro Subtropical del Pacífico Sur por la Corriente de Humboldt o la Corriente del Perú (Reid, 1973a; Tsuchiya y Talley, 1998; Schneider et al., 2003; Leth et al., 2004).

En nuestra sección longitudinal, el SAAW-ShSM se identificó como tal a partir de 341S y se centró cerca de la base de la termoclina (Figs. 4A y 6A), coincidiendo con las observaciones de Tsuchiya y Talley (1998) para la sección 881W (WOCE P19C) y Schneider et al. (2003) para las distribuciones de mínimos de salinidad poco profundos en aguas de Chile y Perú. El SAAW-ShSM se debilitó a medida que se extendía hacia el norte; la salinidad aumentó debido a la mezcla con más salino superficial STW ($S_{434.9}$) y subsuperficial ESSW ($S_{434.8}$). Este mínimo salino apareció como un dedo o una lengua de menor salinidad incrustada en la termoclina y a lo largo de S_y 26.2. Las salinidades del SAAW-ShSM aumentaron de 34,3 (301S) a 34,8 (201S) y esta masa de agua seguía distinguiéndose en torno a 171S como una inflexión.

de la isohalina 34,9 hasta 100 m de profundidad (Fig. 4A).

Para la sección longitudinal 881W, Tsuchiya y Talley (1998) propusieron la doble difusión a través de la erosión salina como un posible mecanismo que actúa para erosionar el SAAW-ShSM desde arriba a medida que es advechado hacia el ecuador. Leth et al. (2004) propusieron la misma explicación para la erosión del SAAW-ShSM en la sección 281S del crucero SONNE 102. En estos dos trabajos, los autores se basaron en el análisis de la erosión del SAAW-ShSM. En estos dos trabajos, los autores se basaron en el ángulo de Turner (Ruddick, 1983), que puede utilizarse para detectar fingerings salinos. Sin embargo, no pudimos calcular los ángulos de Turner para las secciones utilizadas aquí, ya que

disponíamos de datos de botella espaciados a profundidades estándar, que no son adecuados para este cálculo, como lo son los datos continuos de CTD.

Debido a que la profundidad del SAAW-ShSM coincide con la oxiclina y la nutriclina, estas dos últimas caracterizan el SAAW-ShSM, con concentraciones de oxígeno disuelto comparativamente bajas que se incrustan en el gradiente vertical máximo de la oxiclina

(1–4 mL L⁻¹ ; 20–60% de saturación) y nutrientes comparativamente altos incrustados en la nutriclina (12–20 mM de nitrato; 2,2–2,6 mM de fosfato; 5–20 mM de silicato) (Figs. 8A, 10A y 11A). Leth et al.

(2004) consideraron probable que este fuerte gradiente vertical indicara el límite entre las aguas bien ventiladas del sur y las aguas pobres en oxígeno del norte. Estos autores también encontraron un elevado oxígeno disuelto en el SAAW-ShSM y un fuerte gradiente de oxígeno en su base. En cambio, nosotros pensamos que las aguas del SAAW-ShSM se caracterizan por concentraciones de oxígeno disuelto intermedias (4 mL L⁻¹), en su límite superior, a bajas (2 mL L⁻¹) en su límite inferior, debido a su mezcla con el ESSW menos oxigenado (0.1 mL L⁻¹), ventilando así su parte superior. Esto concuerda con la propuesta de De Pol-Holz et al. (2007) para la ventilación de la ESSW frente a las costas de Chile.

En la sección 281S, el SAAW-ShSM se distingue por salinidades inferiores a 34,3, centradas en 100 m en la zona costera y en 200 m en 911W, su límite occidental en nuestro estudio (Figs. 4B y 6B). En la sección 281S del crucero SONNE 102 (Leth et al., 2004), el SAAW-ShSM era identificable por sus salinidades inferiores a 34,3 desde la costa hasta al menos 861W, el límite occidental de este transecto. En el caso de la sección 321S del crucero WOCE P6 (Wijffels et al., 2001; Talley, 2005b), el SAAW-ShSM era distinguible por salinidades inferiores a 34,3 entre la costa y 941W; en ambos casos, como en el crucero SCORPIO, las profundidades del núcleo del SAAW-ShSM eran mayores hacia el oeste. Según Tsuchiya y Talley (1996), el SAAW-ShSM aún puede distinguirse a 1351W (WOCE P17), lo que indica que, aunque sus figuras no muestran

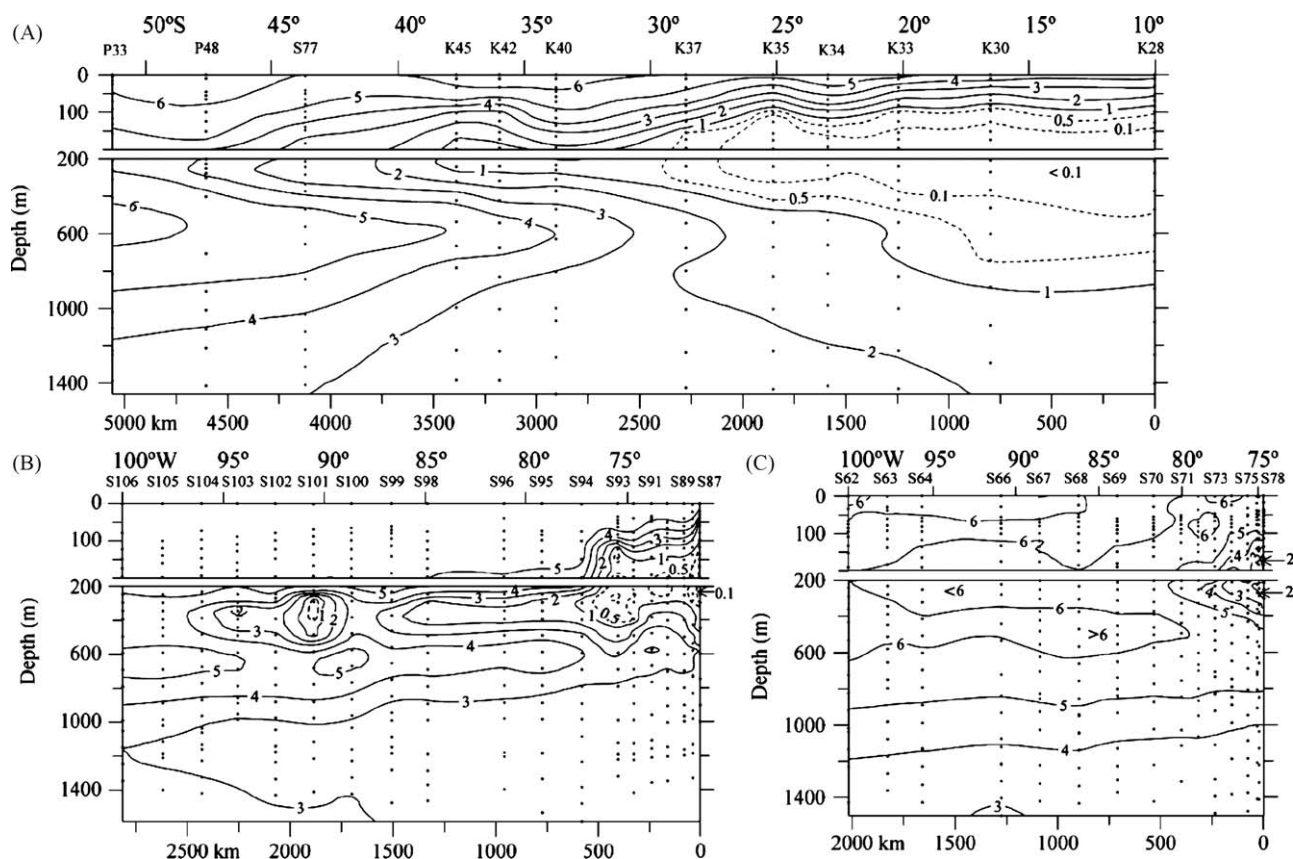


Fig. 7. Distribución vertical del oxígeno disuelto (mL l^{-1}). (A) Sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–521S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO), (B) sección latitudinal frente a 281S (expedición SCORPIO), y (C) sección latitudinal frente a 431S (expedición SCORPIO).

el mínimo de salinidad poco profundo, muestran un débil mínimo vertical de salinidad a 26,6–26,7 S_y centrado alrededor de 400 m en algunas estaciones entre 121S y 151S; estos autores indican que este ser un remanente del SAAW–ShSM. Se puede observar un límite occidental similar en el gráfico de salinidad media dentro del 25,75–26,25st (Schneider et al., 2003). Reid (1973a) señaló que el SAAW–ShSM se ha observado hasta 1101W frente a 101S, y puede extenderse un poco más hacia el oeste, lo que concuerda con los hallazgos de Wijffels et al. (2001). Esto implica una extensión más occidental que la observada en este estudio. En la sección 431S, el SAAW–ShSM no estaba presente (Figs. 4C y 6C).

3.4. Agua subsuperficial ecuatorial y capa mínima de oxígeno disuelto

El ESSW se localizó bajo el STW frente a Perú (10–181S) y bajo el SAAW–ShSM (18–251S) y el SAAW frente a Chile (25–481S). El ESSW, descrito originalmente por Gunther (1936), se caracteriza por un máximo de salinidad subsuperficial asociado a un mínimo de oxígeno disuelto y a una zona de alto contenido en nitratos y fosfatos. La PCU transporta esta masa de agua hacia el sur por debajo del STW frente a Perú y del SAAW frente a Chile y por encima del AAIW (Wooster y Gilmartin, 1961; Wyrski, 1967; Silva y Fonseca, 1983; Strub et al., 1998) hasta que desaparece frente al Golfo de Penas (481S) (Silva y Neshyba, 1979).

En la sección longitudinal, el núcleo de salinidad del ESSW estaba centrado alrededor de 150 m en el norte ($\sim 34,9$) y descendía hasta alrededor de 250 m en el sur (434,3) (Fig. 4A) y su participación en la mezcla de agua de mar disminuyó del 95% (a 101S) al 50% (a 401S) (Fig. 6A). Al sur de 401S, el ESSW estaba muy erosionado

debido a la mezcla, aunque todavía identificable como un núcleo del 10% en 481S (no

(Figs. 6A, 7A, 8A y 10A), asociado con un mínimo de oxígeno disuelto y un máximo de nutrientes, de acuerdo con los hallazgos de Silva y Neshyba (1979).

Al norte del 281S, el máximo de salinidad del ESSW se asoció con oxígeno disuelto extremadamente bajo ($0,1\text{--}1\text{ mL L}^{-1}$; 2–15%.

saturación) (Fig. 7B) y altas concentraciones de nutrientes (20–40 mM de nitrato; 2,6–3,0 mM de fosfato; 25–40 mM de silicato) (Figs. 8B, 10B y 11B). Frente a Perú y el norte de Chile (o201S), el

Las bajas concentraciones de oxígeno disuelto de la zona mínima de oxígeno disuelto (OMZ; $0,1\text{ mL L}^{-1}$) alcanzaron los 1000 m de profundidad y un

espesor de unos 900 m (Fig. 7B) asociado a un máximo de nutrientes (440 mM de nitrato; 43,0 mM de fosfato) hasta unos 1500 m y un espesor de 1000–1200 m (Figs. 8B y 10B).

Según Reid (1962) y Wyrski (1967), el mínimo de oxígeno disuelto y el máximo de nutrientes se encuentran en gran parte del este del Océano Pacífico Sur y Norte y son el resultado de la circulación lenta, el largo tiempo de residencia del agua y la remineralización de la materia orgánica procedente de la capa superficial altamente productiva presente en grandes partes de la región. En esta zona, la extensión de la ESSW, rica en nutrientes, y la extensión de la OMZ no coinciden exactamente, ya que la ESSW responde a procesos conservadores como la formación de masa de agua a lo largo de isopícnicas específicas, mientras que la OMZ responde sobre todo a procesos no conservadores como la remineralización, que se extiende a mayor profundidad en esta zona.

A medida que el ESSW es advectado hacia el sur (por la PCU), su oxígeno disuelto aumenta gradualmente desde $0,1\text{ mL L}^{-1}$ (~2% de saturación) a 101S hasta alrededor de 4 mL L^{-1} (~60% de saturación) a 451S, debido a la mezcla con el SAAW (arriba) y el AAIW (abajo), más oxigenados. Esto provoca una ventilación de la OMZ hacia el sur, aumentando su contenido de oxígeno disuelto y haciendo que desaparezca alrededor de 481S (Fig. 7A). Simultáneamente, el ESSW alto en nutrientes se desplaza hacia el sur

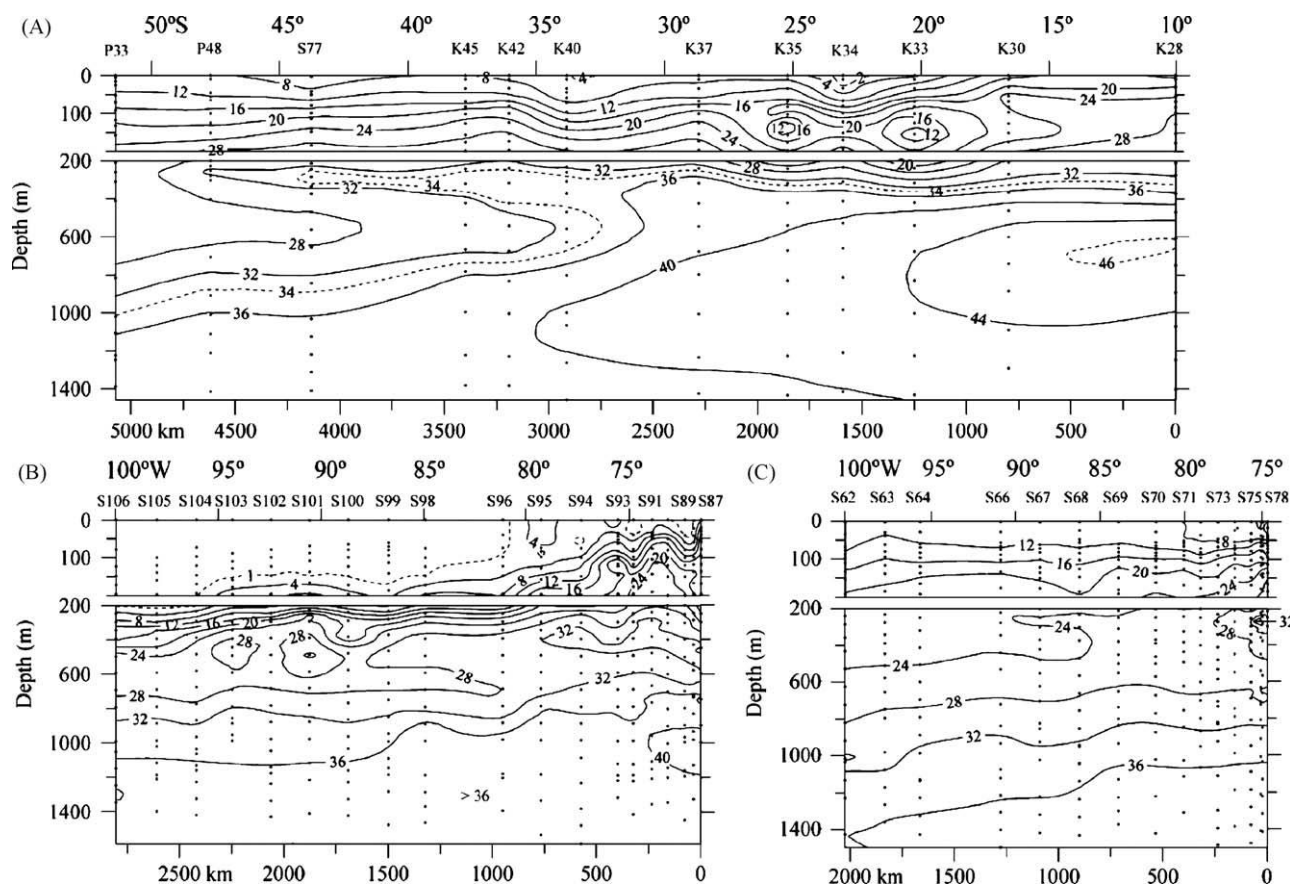


Fig. 8. Distribución vertical del nitrato (mM). Distribución vertical del nitrato (mM). (A) Sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–52°S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO), (B) sección latitudinal frente a 28°S (expedición SCORPIO), y (C) sección latitudinal frente a 43°S (expedición SCORPIO).

entre el SAAW de bajos nutrientes y el AAIW, dando lugar a un máximo de nutrientes en el ESSW al sur de 28°S, que disminuye gradualmente hasta 48°S debido a la mezcla (Figs. 8A y 10A); al sur de este punto, no se ha observado (Silva, 1977; Silva y Neshyba, 1980).

En la capa superficial de la sección longitudinal, las concentraciones de nitrato fueron inferiores a 0,1 mM, con máximos ocasionales de concentración elevada asociados a la termoclina. Estos máximos, que se denominan máximos primarios, tienden a fluctuar entre 0,25 y 0,75 mM y se localizan en torno a los 75–100 m. Los máximos primarios se generan en la termoclina debido a la acumulación de productos extracelulares procedentes de la exudación del plancton. Más profundo en esta sección (~150–200 m), entre 15°S y 28°S, el nitrato presentó dos máximos subsuperficiales con concentraciones

superior a 6 mM (Fig. 9A). Estos llamados máximos secundarios se asociaron con dos núcleos de concentraciones mínimas de nitrato (0,16 mM) (Fig. 8A). Los procesos de desnitrificación en ambientes cuasi-anóxicos (0,2 mL L⁻¹) disminuyen el nitrato, que es utilizado como un

oxidante para descomponer la materia orgánica presente, y acumulan nitrato, que se produce en uno de los pasos intermedios de la degradación (Brandhorst, 1959; Codispoti y Packard, 1980; Anderson et al., 1982). Estos máximos secundarios pueden superar las concentraciones oceánicas normales en un orden de magnitud (es decir, 47 mM, Sta. K33, frente a 25°S) y, en ocasiones, hasta en dos órdenes de magnitud (es decir, 411 mM, frente a 15°S) (Codispoti y Christensen, 1985).

En la sección 28°S, la ESSW apareció como una lengua subsuperficial continua (440% ESSW) entre la costa y 95°W,

centrada en 200 m en la zona costera y en 400 m en el oeste. La ESSW, situada entre la SAAW–ShSM y la AAIW, tenía una relación de mezcla entre el 50% y el 80% (Fig. 6B). La posición del

El núcleo de la ESSW en esta sección correspondía al de la OMZ, a diferencia de la situación en el norte de la sección longitudinal, donde la OMZ era más gruesa que la ESSW.

El máximo de salinidad del ESSW en la sección 281S se extendía de forma más o menos continua desde la costa hasta 961W, con tres núcleos (434,6): uno en el borde de la plataforma continental, otro a 761W y un tercero a 911W (Fig. 4B). Las salinidades de estos núcleos disminuyeron y se profundizaron hacia el oeste, desde valores más de 34,8 a 200 m en el borde del talud continental hasta más de 34,6 alrededor de 350 m en 911W.

Las distribuciones del mínimo subsuperficial de oxígeno disuelto y del máximo de nutrientes en el ESSW fueron similares en extensión y profundidad a las del máximo de salinidad. Cerca del talud continental, las concentraciones de oxígeno disuelto fueron inferiores al 0,5 mL L⁻¹ y los nutrientes eran superiores a 32 mM de nitrato, 2,6 mM de fosfato y 20 mM de silicato (Figs. 7B, 8B, 10B y 11B). Hacia

al oeste, el oxígeno disuelto aumentó hasta alrededor de 2 mL L⁻¹ y los nutrientes disminuyeron hasta 28 mM de nitrato, 2,4 mM de fosfato y 15 mM de silicato en 851W. En 911W, un núcleo de bajo oxígeno disuelto (0,2 mL L⁻¹) y alto contenido en nutrientes (428 mM de nitrato, 42,6 mM de fosfato, 420 mM de silicato) estaba asociado con el núcleo de alta salinidad más occidental, descrito anteriormente. La química características de este núcleo corresponden al ESSW, aunque, en este caso, las aguas no son transportadas hacia el sur por el PCU, que fluye más cerca de la costa.

Leth et al. (2004) también observaron dos núcleos costeros con alta salinidad y bajo oxígeno disuelto, uno más cercano al talud continental y el otro centrado en 761W. Estos autores indicaron que el núcleo más oceánico podría estar causado por un flujo hacia el polo separado de la PCU más costera. La sección 281S del crucero SONNE 102 utilizada por Leth et al. (2004) no proporcionó

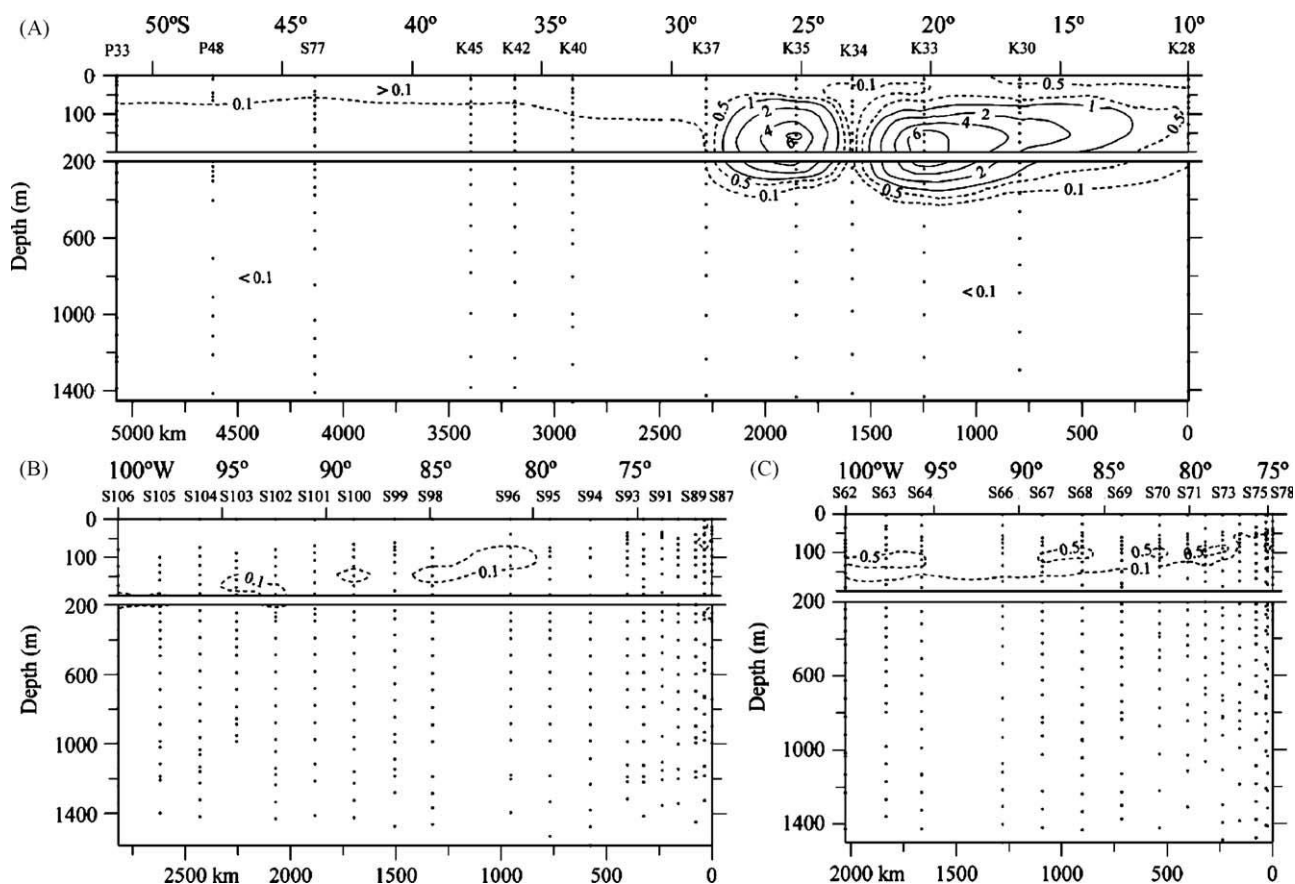


Fig. 9. (A) Sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–521S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO), (B) sección latitudinal frente a 281S (expedición SCORPIO), y (C) sección latitudinal frente a 431S (expedición SCORPIO).

pruebas adicionales de la presencia del núcleo oceánico en 901W, ya que no se realizaron muestreos al oeste de 861W. Al igual que Leth et al. (2004), pensamos que el núcleo centrado en 901W también es el resultado de un flujo hacia el polo separado de la PCU costera.

La sección 271S del crucero CIMAR 5 Islas Oceánicas (octubre–noviembre de 1999) entre la costa y 1101W también presentó tres núcleos de salinidad elevada (434,5) asociados a los mínimos de oxígeno disuelto (0.2 mL L^{-1}). El núcleo más cercano al talud continental se extendió más al oeste y los dos más

Los núcleos oceánicos difieren en posición de los cruceros SCORPIO y SONNE 102, que se situaron en 871W y 961W, respectivamente (Fuenzalida et al., 2000). El núcleo más cercano a la costa se asocia al PCU y los demás a flujos más oceánicos que también implican advección del ESSW. En la sección 241S del crucero STEP I (Wooster y Gilmartin, 1961; Wyrki, 1963), se observaron dos núcleos donde la participación de la ESSW era más intensa: uno cerca del talud continental asociado a la PCU y otro oceánico (801W), asociado a lo que Wyrki (1963) denominó la contracorriente del Perú, flowing south off Perú and Chile.

En las secciones 361S del crucero SCORPIO (Reid, 1973b), 321S de WOCE P6 (Wijffels et al., 2001) y 361S de SONNE 102 (Leth et al., 2004), el ESSW presentó tres núcleos de alta salinidad (434,6) y bajo contenido en oxígeno disuelto (0.1 mL L^{-1}): uno en el borde del talud continental y dos más oceánicos. Sin embargo, ni las posiciones de los núcleos ni sus intensidades coincidieron exactamente, aunque la presencia de un núcleo costero fue un factor importante.

En la sección 431S, la participación predominante de ESSW (450%) se confinó a unos 50 km del borde del talud continental (Fig. 6C). No obstante, su carácter químico-

ísticas se extendieron hacia el oeste hasta 250 km como una amplia banda costera centrada en 200 m de profundidad, con débiles máximos de salinidad (434,3), nitrato (428 mM), fosfato (42,2 mM) y silicato (420 mM) y un mínimo de oxígeno disuelto (0.4 mL L^{-1}) (Figs. 4C, 7C, 8C, 10C y 11C).

En ambas secciones latitudinales (281, 431S), se observaron escasos máximos primarios de nitrato; los máximos en la sección sur fueron más frecuentes y tuvieron mayores concentraciones (40,5 mM) (Fig. 9B,

C). Ninguno de los dos presentaba un máximo secundario de nitrato, como se encontró en la parte norte de la sección longitudinal.

3.5. Agua intermedia antártica

La AAIW del Pacífico Sur, entre 400 y 1200 m de profundidad, se genera al norte del Frente Polar, ya sea por circulación termohalina, como propuso Deacon en 1933, o por un mecanismo de formación de convergencia impulsado por el viento, como propuso Sverdrup en 1940 (en Piola y Georgi, 1982).

Posteriormente, McCartney (1977) propuso un mecanismo de masa de agua modal, al que denominó Agua Modal Subantártica (SAAMW). Según este autor, el SAAMW se forma en el Pacífico oriental frente a la costa sur de Chile por convección invernal del SAAW al norte del Frente Polar, dando lugar a una columna de agua relativamente homogénea desde la superficie hasta 500–600 m de profundidad. Más tarde, en verano, la porción superior de esta columna homogénea se calienta y se estratifica; los remanentes alrededor de 300–600 m de profundidad presentan características o modos uniformes, generando una salinostad y una piconostad directamente sobre la AAIW.

Según Tsuchiya y Talley (1998), a medida que el SAAMW fluye hacia el ecuador en la sección 881W (WOCE, P19), se puede

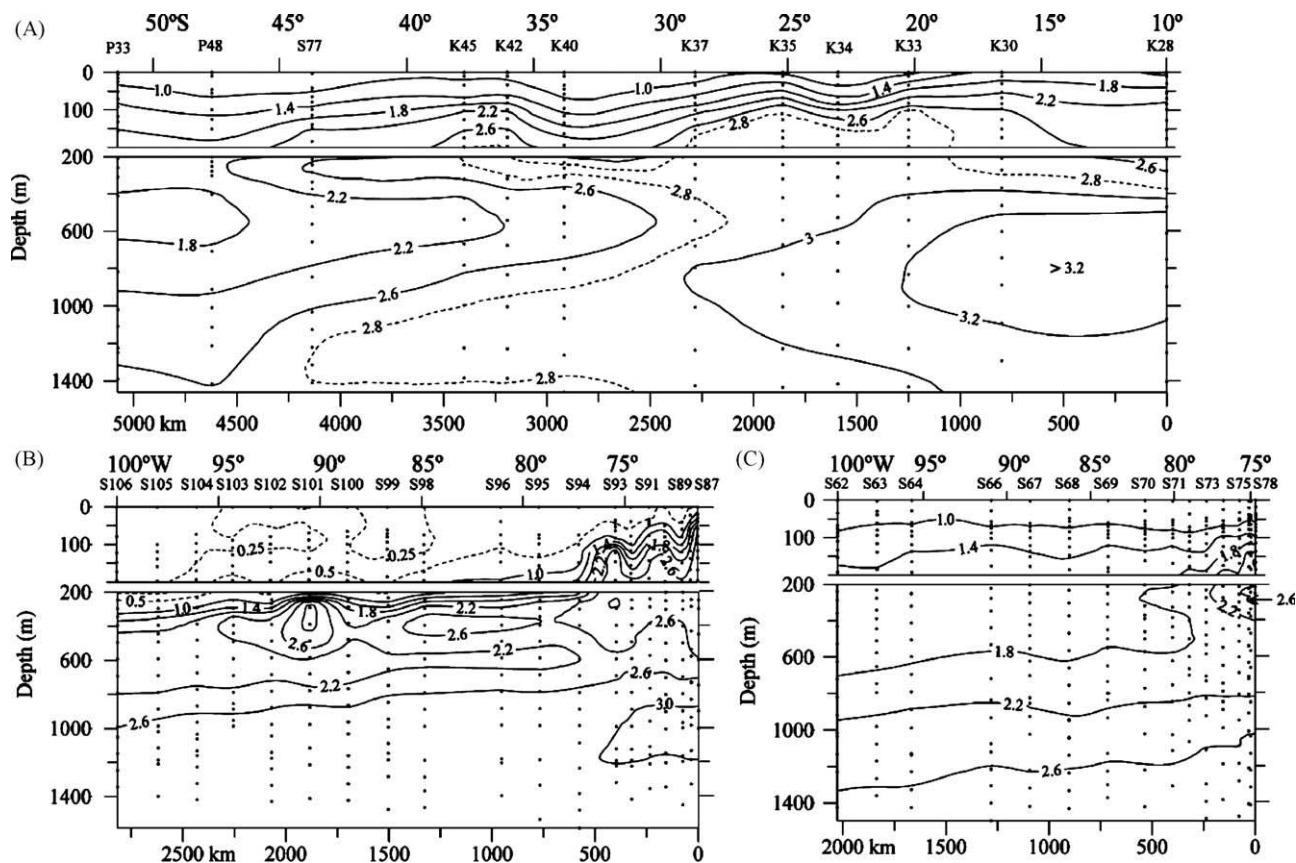


Fig. 10. Distribución vertical del fosfato (mM). (A) Sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–521S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO), (B) sección latitudinal frente a 281S (expedición SCORPIO), y (C) sección latitudinal frente a 431S (expedición SCORPIO).

identificado por su piconstad ($S_y \frac{1}{4}$ 26,9–27,1) hasta 281S; este hallazgo no se repitió en nuestros datos longitudinales o latitudinales a lo largo de 281S (Fig. 5A, B). Piola y Georgi (1982) indicaron que, fuera de

la costa sur de Chile, las características del SAAMW son similares a las del AAIW, lo que sugiere que al menos parte del AAIW procede del SAAMW formado en esta zona.

Como la salinidad y la termoclad estaban prácticamente ausentes en nuestra zona de estudio y como la AAIW y la SAAMW de la zona no diferían mucho en sus características físicas y químicas, la SAAMW no se consideró una masa de agua distinta de la AAIW. Al aplicar el método del triángulo de mezcla, el SAAMW no constituía una masa de agua distinta de la AAIW, sino sólo una variación de esta masa de agua en esta zona que el método no es capaz de discriminar. Por esta razón, no incluimos el SAAMW en el análisis de las características de las masas de agua frente a las costas de Chile y Perú.

En la sección longitudinal, el AAIW se extendió preponderantemente desde 521S hasta 271S, centrado alrededor de 600 m (Fig. 6A). Esta masa de agua comenzó con una proporción de mezcla superior al 70% y un espesor de 900 m en 521S, y fue erosionada progresivamente por la mezcla con ESSW y PDW más salinos. Al norte de 271S, la participación de AAIW se situó entre el 20% y el 50% en la mezcla de masas de agua, lo que la hizo identificable hasta 101S, el extremo norte del área de estudio (Fig. 6A). Johnson (1973), en una sección oceánica a lo largo de 1601W en el Pacífico Sur, determinó una participación del 80% para la AAIW en la mezcla de masas de agua a 521S. Extendiéndose hacia el norte, la participación de AAIW en el ecuador fue del 50%; esto es casi 301 de latitud más al norte que en nuestro estudio más costero. Ninguno de los triángulos de mezcla utilizados por Johnson (1973) incluía SAAMW, aunque él lo identificó en su área de estudio. En su lugar, tuvo en cuenta la superficie del Agua Central del Pacífico Sur Occidental (WSPCW) en su estudio.

transecto 1601W. Tampoco se incluyó ESSW, ya que su sección estaba situada casi en el centro del Pacific y esta masa de agua sólo se encuentra en el borde del Pacific Sur oriental.

La masa de agua más costera ESSW, al ser transportada hacia el sur por la PCU, puede erosionar la AAIW a un ritmo más rápido que la WSPCW, produciendo la menor penetración hacia el ecuador de la AAIW observada aquí y comparada con [Johnson \(1973\)](#).

La salinidad en el extremo sur de la sección longitudinal (52–441S) aumentó rápidamente en profundidad durante los primeros 200 m, estabilizándose entre 500 y 700 m con valores en torno a 34,25 (salinos).

tad), y luego aumentó de nuevo hacia el fondo ([Fig. 4A](#)). En este mismo nivel se observó una picnosta ($27,0\text{--}27,1\sigma_\theta$) (Sta. P33, P48). La salinidad en esta zona sur no constituye una

mínimo relativo como el encontrado más al norte, porque a esta latitud el máximo salino del ESSW estaba totalmente erosionado y había perdido su identidad debido a la mezcla. Así, las salinidades comparativamente más altas del AAIW están presentes directamente debajo de las bajas salinidades del SAAW ([Fig. 4A](#)).

El salinostad y el pycnosta no se registraron al norte de 501S en el transecto longitudinal. Más bien, sólo se observó el mínimo de salinidad característico del AAIW a medida que se desplazaba hacia el ecuador entre el ESSW más salado (arriba) y el PDW más salado (abajo) ([Figs. 4A y 6A](#)). Debido a lo anterior, el AAIW se observó como una lengua de agua con salinidad relativamente baja, centrada en 600 m en el sur ($\sim 34,25$; 35–401S), que se hizo progresivamente más profunda (~ 800 m) y más salina hacia el norte ($\sim 34,55$; 10–151S) ([Fig. 4A](#)).

Dado que esta agua procede de la zona situada al norte del Frente Polar, es comparativamente alta en oxígeno disuelto y nutrientes ([Reid, 1965](#); [Silva, 1977](#); [Silva y Neshyba, 1980](#); [Tsuchiya y Talley, 1998](#)). Esto también puede observarse en el oxígeno disuelto y los

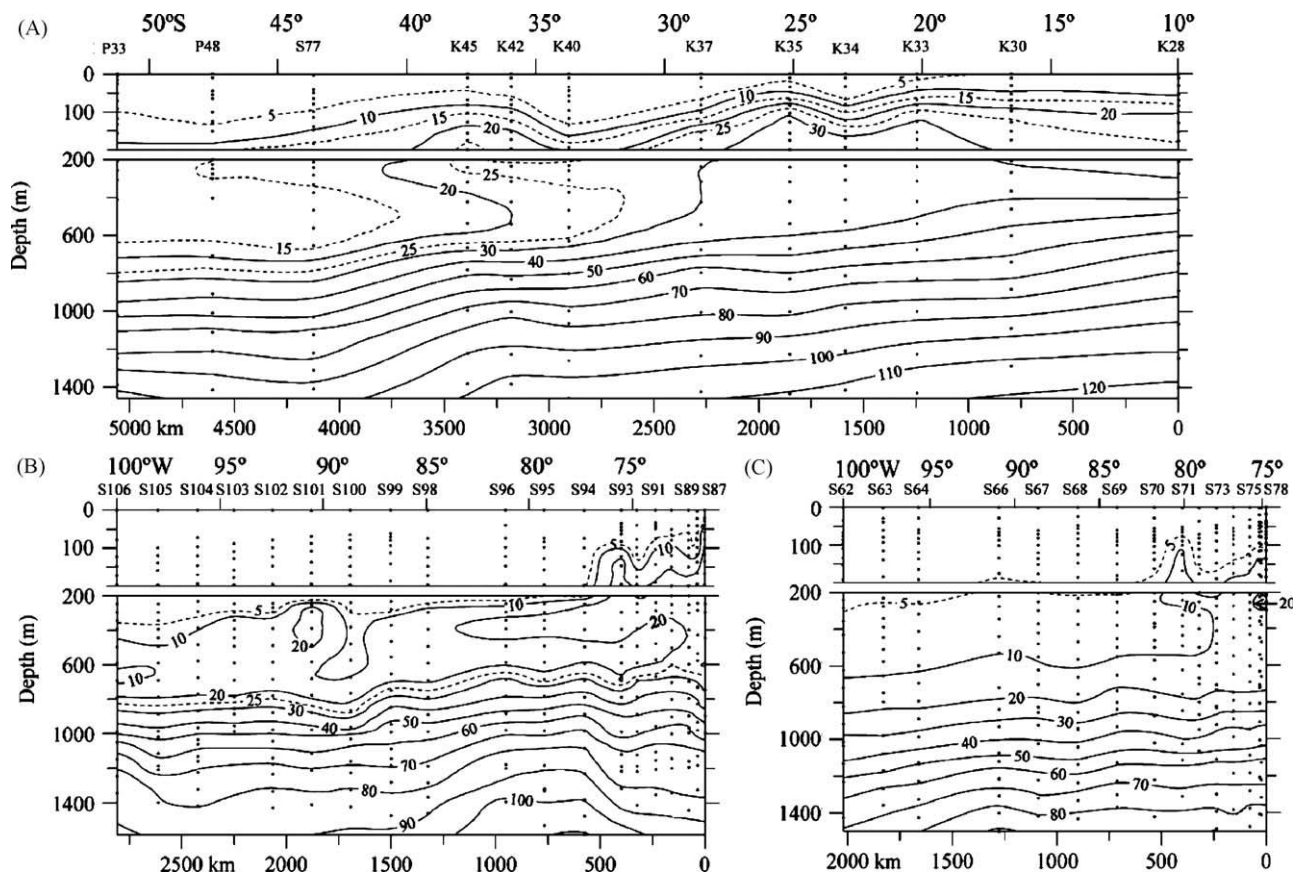


Fig. 11. Distribución vertical del silicato (mM). (A) Sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–51S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO), (B) sección latitudinal frente a 281S (expedición SCORPIO), y (C) sección latitudinal frente a 431S (expedición SCORPIO).

secciones nutritivas de los cruceros WOCE P19 a 861W (Talley, 2005a) y WOCE P17 a 1381W (Talley, 2005c). En 501S, frente a la costa chilena, el AAIW se distingue por su alta de oxígeno disuelto (46 mL L^{-1}), nitrato (428 mM), fosfato (41,8 mM) y silicato (415 mM) (Figs. 7A, 8A, 10A y 11A).

A medida que la AAIW fluye hacia el norte entre la ESSW y la PDW, comparativamente más pobres en oxígeno disuelto y ricas en nutrientes, se mezcla progresivamente con ellas. Por lo tanto, la AAIW apareció como una lengua de agua con un máximo de oxígeno disuelto que disminuía y un mínimo de nutrientes que aumentaba de sur a norte, permaneciendo perceptible hasta 28–301S (O_2 42 mL L^{-1} ; nitrato 038 mM ; fosfato $02,8 \text{ mM}$; silicato 025 mM), a profundidades en torno a los 600 m (Figs. 7A, 8A, 10A y 11A). Reid (1973b) indicó que esta sólo se produce a lo largo del límite oriental del Pacific Sur, donde las concentraciones de nutrientes AAIW son elevadas, como era de esperar cuando el agua se origina al norte del Frente Polar. Sin embargo, el mínimo de nutrientes observado en la estructura vertical se debe a la presencia del ESSW, rico en nutrientes, que el PCU desplaza hacia el sur desde las zonas subtropicales orientales.

Al norte de 251S, la AAIW ya no se caracteriza por un máximo de oxígeno disuelto y un mínimo relativo de nutrientes, debido a la erosión por mezcla. Sólo quedan remanentes del mínimo salino ($034,55$), que persisten débilmente en la estructura vertical hasta 101S, donde su proporción de mezcla fue inferior al 20% (Figs. 6A, 7A, 8A, 10A y 11A). Además, al norte de 251S, los restos de AAIW penetran en la parte profunda de la OMZ del Pacific Sur oriental, pobre en oxígeno disuelto ($00,2 \text{ mL L}^{-1}$) y rica en nutrientes (nitrato 444 mM; fosfato 43,2 mM; silicato 440 mM), por lo que en este

punto ya no se distingue por un máximo/mínimo de estas propiedades.

En la sección a lo largo del 881W (WOCE P19C; Tsuchiya y Talley, 1998), el mínimo salino del AAIW se observó hasta el 81S con valores inferiores a 34,55, mientras que el máximo de oxígeno disuelto se observó hasta el 231S con concentraciones mayores que de 3 mL L^{-1} (O_2 4140 mmol kg^{-1}). En la sección a lo largo de 1351W (WOCE P17; Tsuchiya y Talley, 1996), el mínimo salino del AAIW se observó hasta 51N con valores inferiores a 34,55, mientras que el máximo de oxígeno disuelto se observó hasta 171S con concentraciones superiores a 3 mL L^{-1} . En ambos transectos, los nutrientes del AAIW no presentaron un mínimo relativo como ocurrió en la zona del Pacific Sur oriental donde se encuentra por debajo del ESSW, como se explicó anteriormente.

En la sección 431S, la AAIW estuvo presente de forma continua lengua entre la costa y 1001W, centrada en 600 m a lo largo de toda la sección, con una participación de entre el 50% y el 70% en la mezcla de masas de agua. En la zona costera, la lengua era más fina ($\sim 700 \text{ m}$) que en la zona oceánica ($\sim 1000 \text{ m}$) (Fig. 6C).

En esta sección meridional, el AAIW presentó una salinostad ($\sim 34,25$) y una picnostad ($\sim 27,0\text{--}27,1\sigma_\theta$) centradas en 500–700 m sólo en algunas estaciones (S64–S72; Figs. 4C y 5C). Ninguna salinostad en las estaciones costeras, sino que el mínimo de salinidad se centró en la misma profundidad (Sta. S73–S77) (Fig. 4C). La sección 431S del crucero SONNE 102 (Leth et al., 2004) presentó características similares a las de SCORPIO, con una salinostad ($\sim 34,25$) y picnostad ($\text{gn } 27,1\text{--}27,2$) centrada en 500–700 m profundidad.

El oxígeno disuelto del AAIW presentó un máximo relativo ($\sim 6 \text{ mL L}^{-1}$), centrado en profundidades similares a las de la salinostad y la picnostad o el mínimo salino ($\sim 600 \text{ m}$) a lo largo de todo el transecto (Figs. 4C, 5C y 7C). En el extremo oriental de la sección (0821W), los nutrientes AAIW presentaron una relativa

mínimo de concentración (nitrato 0,28 mM; fosfato 0,22 mM; silicato 0,20 mM) debido a la presencia del comparativamente mayor concentraciones de ESSW en la zona del talud continental, que tuvieron efecto hasta unos 250 km de la costa (Figs. 8C, 10C y 11C).

Hacia el oeste, se encontró una especie de nitratestad (22–26 mM) y fosfatestad (1,6–2,0 mM) centrada alrededor de 400–500 m en el AAIW (Figs. 8C y 10C). El silicato aumentó lentamente desde concentraciones alrededor de 0 mM en la superficie a unos 10 mM alrededor de 600 m y luego aumentó rápidamente a 80 mM a 1400 m (Fig. 11C).

En la sección 281S, la AAIW aparecía como una lengua continua entre la costa y 1001W, centrada en 600 m en la zona costera y 650 m en el extremo occidental. En esta zona, la relación de mezcla AAIW se situaba entre el 50% y el 70% y la masa de agua seguía localizada entre el ESSW y el PDW al este de 951W, o entre el STW y el PDW al oeste de 951W (Fig. 6B). En la zona costera era más fina (~200 m) que en la zona oceánica (~700 m).

En esta sección, el AAIW no presentó ni la salinostad ni la piconstad como en algunas estaciones de la sección 431S, sino que presentó un mínimo de salinidad (34,3–34,4) y un máximo de oxígeno disuelto (4–5 mL L⁻¹) que lo caracterizaron en la zona. Los nutrientes del AAIW al este de 961W se caracterizaron por

mínimos relativos de nitrato (28–32 mM) y fosfato (2,2–2,6 mM) centrados en 600 m (Figs. 4B, 7B, 8B y 10B). Este se debe a que el ESSW suprayacente y el PDW subyacente tenían mayores concentraciones de nitrato y fosfato que el AAIW, generando el mínimo relativo de nutrientes que caracterizó a esta masa de agua en la zona. El silicato aumentó lentamente desde alrededor de 0 mM en la superficie hasta 10 mM alrededor de 400 m, y después aumentó rápidamente hasta 90 mM a 1400 m (Fig. 11B).

Los valores de las variables físicas y químicas en el nivel intermedio para el crucero SCORPIO coinciden en general con los observados en la sección longitudinal WOCE P19 (881W) (Tsuchiya y Talley, 1998; Talley, 2005a) y las secciones latitudinales WOCE P6 (321S) (Wijffels et al., 2001; Talley, 2005b) y SONNE 102 (281S y 431S) (Leth et al., 2004). Esto implica un cierto grado de estabilidad temporal y espacial en la zona. No obstante, un análisis comparativo más detallado realizado por Shaffer et al. (2000) de los datos de SCORPIO y SONNE 102 mostró evidencias de calentamiento en la sección 431S de hasta 0,08 °C en los niveles de densidad neutra asociados al rango de profundidad AAIW-SAAMW. En la sección 281S, estos autores no detectaron diferencias similares. Posteriormente, Schneider et al. (2005) realizaron una comparación de datos *T-S* sobre los niveles de densidad neutra asociados a la profundidad AAIW en la sección latitudinal WOCE P6 tomada en 1990 frente a la costa chilena y datos tomados en la misma sección durante el crucero BEAGLE en 2002. Se encontraron evidencias de un calentamiento de 0,048 °C y un aumento de la salinidad de 0,002 en el AAIW. Estos autores explicaron este cambio como un posible "ligero cambio en el equilibrio evaporación/precipitación en el Pacífico Sur oriental".

3.6. Aguas profundas del Pacífico

El PDW se encontró por debajo del AAIW a profundidades superiores a 1000–1200 m, llegando hasta el fondo. Sin embargo, debido a la KRILL profundidad máxima de muestreo, sólo se analizó la porción por encima de 1400 m de esta masa de agua. La proporción de mezcla preponderante de PDW se situó entre el

El comportamiento del nitrato y el fosfato fue similar pero inverso al del oxígeno disuelto. Estos nutrientes aumentaron hasta alrededor de

38 y 2,8 mM, respectivamente, al sur de 351S y disminuyeron a alrededor de 40 y 3,0 mM al norte de 351S (Figs. 8A–C y 10A–C).

El comportamiento del silicato en la zona fue diferente e, independientemente de la zona, siempre aumentó en profundidad, alcanzando sus valores más altos en el norte a 1400 m; los valores a esta profundidad en el sur fueron de 80–90 mM (Fig. 11A–C).

Las bajas concentraciones de oxígeno disuelto y las altas concentraciones de nutrientes que presenta el PDW en el norte de la zona de estudio responden a la presencia de los restos de OMZ más profundos.

3.7. El déficit de nitrato como trazador químico de la ESSW

Algunos elementos y compuestos químicos actúan de forma conservadora en los procesos de mezcla y, por tanto, pueden utilizarse para rastrear la advección y mezcla de una masa de agua que los contenga. Tal es el caso del cadmio (Kudo et al., 1997), el tritio, los freones (Schlosser et al., 1991) y los isótopos estables (Pierre et al., 1991), entre otros. Además, también se han propuesto para este fin parámetros químicos que pueden comportarse de forma conservadora, como los nutrientes preformados (Redfield et al., 1963; Park, 1967; Pytkowicz, 1971; Kudo et al., 1997), "NO" y "PO" (Broecker, 1974; Naqvi y Sen Gupta, 1985; Lindegren y Anderson, 1991; Cooper et al., 1999), *N** (Gruber y Sarmiento, 1997; Deutsch et al., 2001) y *Si** (Sarmiento et al., 2004).

En las zonas óxicas, que abarcan la mayor parte del océano, el nitrógeno suele encontrarse en forma de nitrato, de modo que la relación molar NO⁻:PO⁻³

representa adecuadamente la relación Redfield (N:P ¼ 16:1) en la columna de agua. Dado que el nitrato puede oxidarse rápidamente a nitrito, el nitrito

son bajas (0,01–0,75 mM) en la mayor parte del océano. En zonas cuasi-anóxicas (0,2 mL L⁻¹), las muy bajas concentraciones de oxígeno disuelto no pueden sostener la oxidación de la materia orgánica, por lo que el nitrato actúa como aceptor de electrones y se reduce a nitrógeno elemental en varios pasos (Thomas, 1966; Anderson et al., 1982; Codispoti y Christensen, 1985). El primero de estos pasos consume nitrato y produce nitrito que se acumula parcialmente. Esto da lugar a un mínimo relativo de nitrato y a un máximo secundario de nitrito, lo que se ha utilizado para identificar la presencia de este proceso en el Pacífico Norte Tropical Oriental (ETNP) (Brandhorst, 1959; Thomas, 1966; Codispoti y Richards, 1976) y en el Pacífico Sur Tropical Oriental (ETSP) (Wooster et al., 1965; Zuta y Guillén, 1970; Díaz, 1984; Codispoti y Christensen, 1985; Silva, 1987). También se han identificado procesos de denitrificación en el mar Arábigo (Deuser et al., 1978; Naqvi et al., 1982; Sen Gupta y Naqvi, 1984; Mantoura et al., 1993).

La eliminación de nitrato por desnitrificación deja fosfato no se ven afectadas, generando así una alteración en la relación molar NO⁻:PO⁻³ de la columna de agua. Por lo tanto, la relación no ya no corresponde a la relación Redfield, como ocurre en aguas óxicas, generando un déficit de nitratos.

Silva (1987), al analizar el contenido de nutrientes en las aguas del norte de Chile, observó que la desnitrificación producía una desviación de linealidad en la distribución de la molar NO⁻:PO⁻³ 50% y el 70% en toda la zona de estudio (Fig. 6A–C). En los tres transectos, la temperatura siguió disminuyendo

pares de relación en la columna de agua debido a pares anómalos o "outliers" que no responden a una degradación aeróbica de la materia orgánica ni, por tanto, a la relación

lentamente a ~ 3 μC y la salinidad aumentó a $\sim 34,5$ a 1400 m (Fig. 4A–C). Por debajo de los 1000 m de profundidad, en la zona al sur de 351S, el oxígeno disuelto disminuyó a unos 2,5–3,5 mL L^{-1} (Figs. 4A y 5A) y, al norte de 351S, aumentó a alrededor de 1,5–2,5 mL L^{-1} (Fig. 7A–C).

Redfield. Así, en las estaciones oceanográficas donde se producen procesos de denitrificación, la relación molar $\text{NO}_3^-:\text{PO}_4^{3-}$ de la columna de agua mostró una elevada

desviación de la pendiente de la relación 16:1 debida a la disminución del nitrato.

No obstante, cuando no se tuvieron en cuenta los valores atípicos en el cálculo de la pendiente de la relación molar lineal $\text{NO}_3^-:\text{PO}_4^{3-}$ regresión, se acercó más a la proporción de Redfield. Silva (1987), además, observó que esta desviación de los pares $\text{NO}_3^-:\text{PO}_4^{3-}$

en la zona se asoció a la presencia de la ESSW, ya que ambas se sitúan en los mismos niveles de densidad.

El análisis de la distribución vertical del $\text{NO}_3^-:\text{PO}_4^{3-}$ molar

Los pares de proporciones a lo largo de la sección longitudinal mostraron que, hacia el sur, la desviación generada por la denitrificación en el norte seguía presente (Fig. 12) aunque el mínimo de nitrato y el máximo de nitrito secundario ya no estaban presentes (Figs. 8A y 9A). Esta desviación se consideró una "huella" de los procesos de desnitrificación que tenían lugar frente a Perú y el norte de Chile generada por una deficiencia en la concentración de nitrato. Esta "huella" disminuye hacia el sur (Fig. 12) debido a la mezcla del ESSW con el SAAW y el AAIW, que no se ven afectados por estos procesos.

Para cuantificar el déficit de nitrato observado y su dispersión a partir de su zona de generación, se utilizó el parámetro N^*

por Gruber y Sarmiento (1997) y Deutsch et al. (2001) para trazar la parte de la variabilidad del N oceánico debida a la denitrificación y a la fijación de nitrógeno. Los valores de N^* inferiores a 2,9 indican un nitrato

deficit mientras que valores superiores a 2,9 indican un exceso de nitrato respecto a la relación de Redfield. La aplicación de este parámetro a nuestros datos permitió evaluar la utilidad del deficit de nitrato como trazador químico de los remanentes de los procesos de desnitrificación, ya que éstos son advectados hacia el sur y el oeste desde la zona de desnitrificación frente a Perú y el norte de Chile.

La sección longitudinal presentó un núcleo de N^* con valores inferiores a -15 mmol kg^{-1} , con valores mínimos inferiores a -25 mmol kg^{-1} asociados a los núcleos de los máximos de nitrito secundario y

mínimos de nitrato (Figs. 8A, 9A y 13A). Esto era de esperar ya que el parámetro N^* depende de las concentraciones de nitrato. En este el núcleo N^* se extendió con valores inferiores a -5 mmol

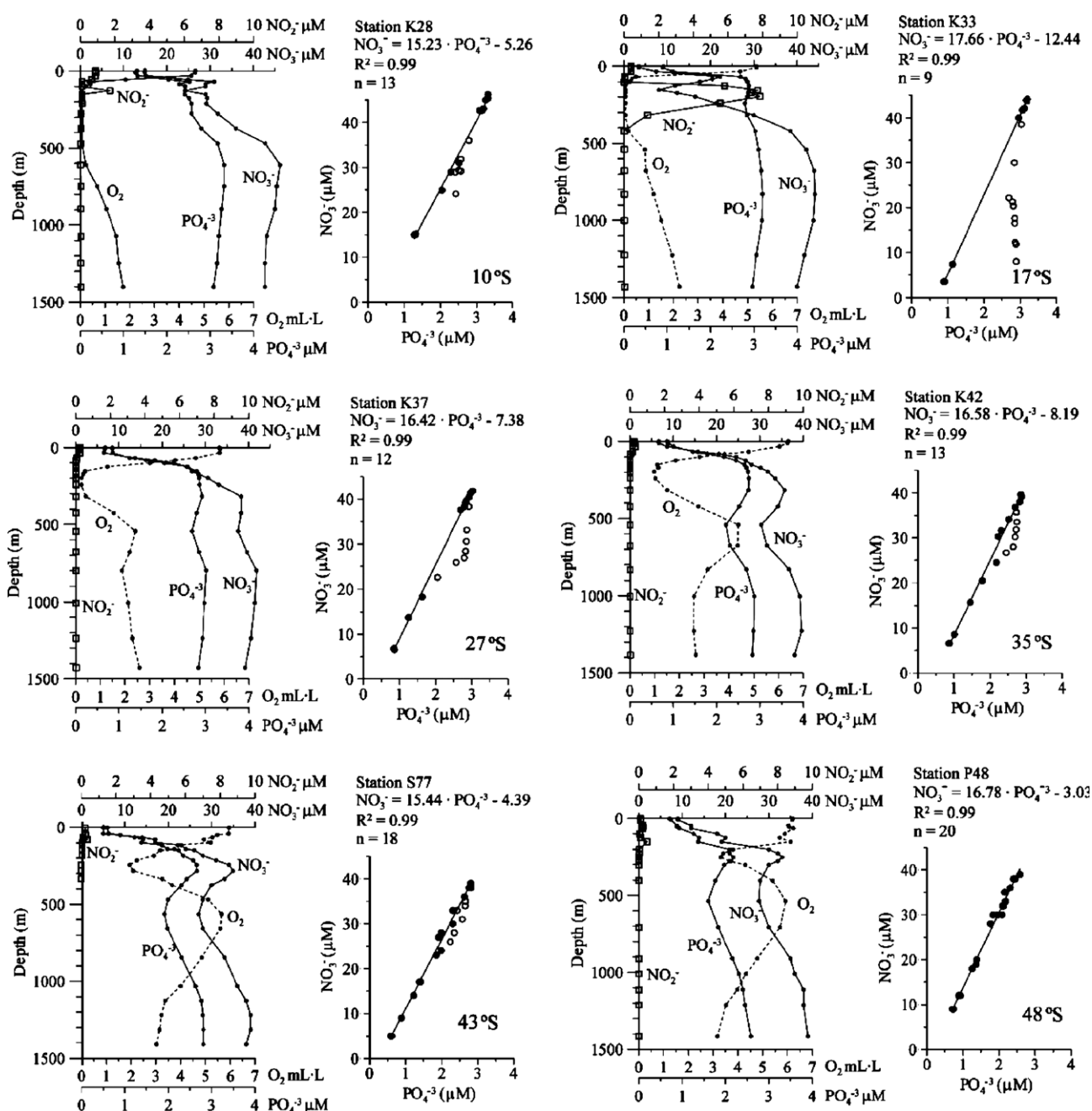


Fig. 12. Profiles verticales de oxígeno disuelto, nitrato, nitrito, fosfato y nitrato frente a fosfato en estaciones seleccionadas en una sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–521S);

expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO). Los valores en círculos abiertos no se consideraron en el cálculo de regresión.

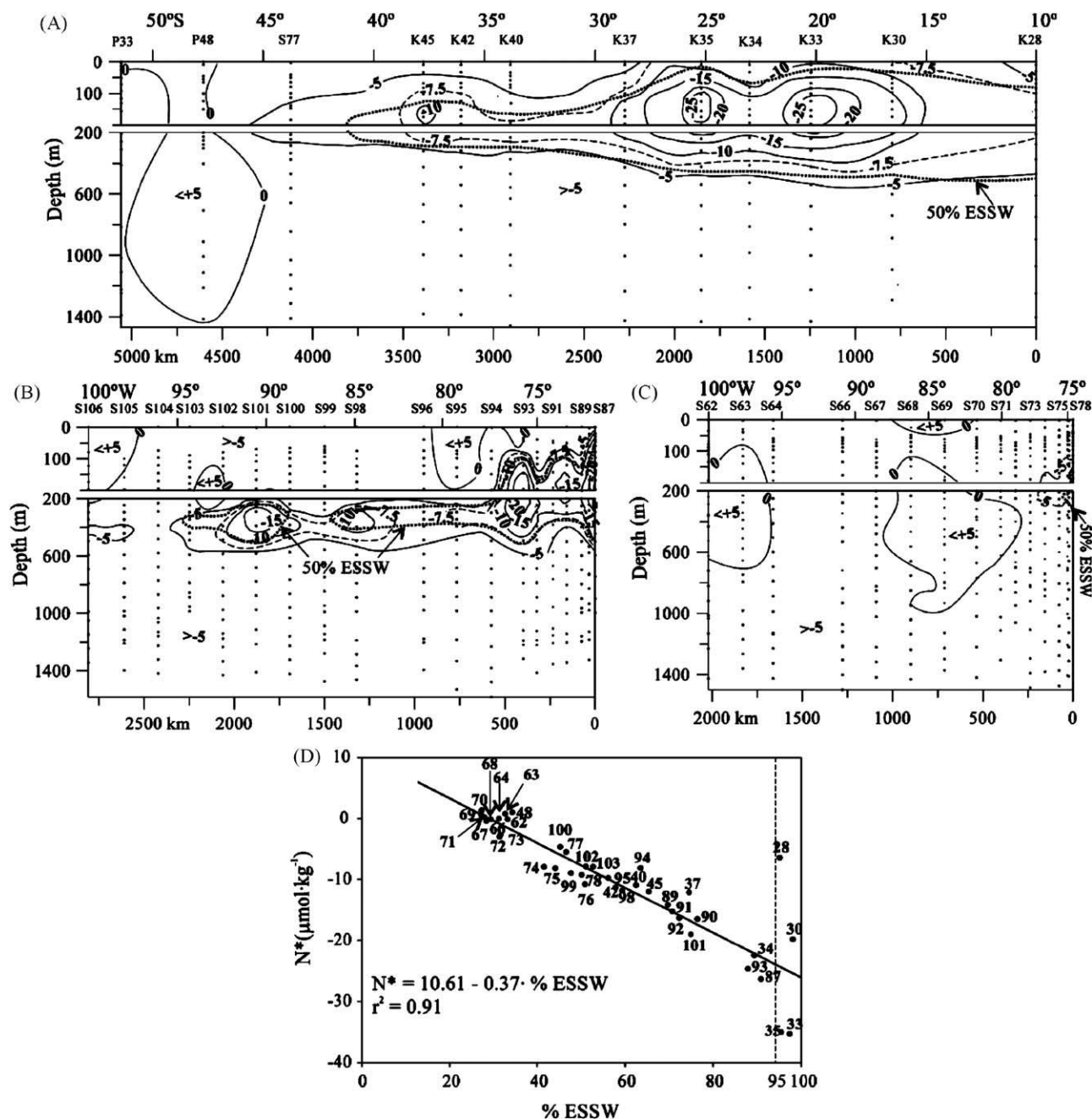


Fig. 13. Distribución vertical del deficit de nitrato (N^*) en: (A) una sección longitudinal frente a Perú y Chile (10–521S; expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO). La línea de puntos corresponde a una relación de mezcla del 50% ESSW; (B) una sección latitudinal a 281S (expedición SCORPIO). La línea de puntos corresponde al 50% de la proporción de mezcla ESSW; (C) una sección latitudinal en 431S (expedición SCORPIO). La línea de puntos corresponde al 50% de la proporción de mezcla ESSW; y (D) asociación lineal entre N^* y el porcentaje máximo de participación en el núcleo ESSW. Las estaciones con %ESSW superior al 95% (a la derecha de la línea discontinua) no se tuvieron en cuenta en el cálculo de la regresión lineal.

kg^{-1} más allá del área de máximo de nitritos y mínimo de nitratos, disminuyendo hacia el norte y el sur y cubriendo el área entre 101S y 401S, centrada en una profundidad de 100–200 m, que también corresponde a la profundidad del núcleo ESSW (Fig. 13A).

En la sección 281S, donde no se registraron ni máximos de nitritos secundarios perceptibles ni mínimos de nitratos, se encontraron tres testigos de N^* inferior a -15 mmol kg^{-1} (Figs. 8B, 9B y 13B). Dos de éstas se encontraban en la zona más costera (731W y 761W) y una era oceánico (901W); los tres estaban asociados a la presencia de máximos de salinidad subsuperficial y mínimos de oxígeno disuelto (Figs. 4B y 7B) típicos del ESSW (Fig. 6C).

En la sección 431S, donde los núcleos de máximos

secundarios de nitrito y mínimos de nitrato también estaban ausentes, sólo un remanente del N^*

procedente del norte ($0-5 \text{ mmol kg}^{-1}$) (Figs. 8C, 9C y 13C). Este máximo se encontró a lo largo del talud continental, asociado a la presencia de los restos del máximo de salinidad y del mínimo de oxígeno disuelto (Figs. 4C y 7C) del ESSW (Fig. 6C).

Si las distribuciones de los porcentajes de participación de los distintos

masas de agua en la mezcla se comparan con los valores de N^* inferiores a -5 mmol kg^{-1} (Figs. 6A vs 13A, 6B vs 13B, 6C vs 13C), coinciden con la distribución de valores de ESSW por encima del 50% participa-

en los tres transectos.

Para analizar el comportamiento del N^* como trazador conservador de la ESSW, se graficaron los pares N^* vs %ESSW, correspondientes al núcleo de la ESSW, para cada estación oceanográfica

(Fig. 13D). Aquellos pares en los que la participación de ESSW fue superior al 95% se desviaron ampliamente de la línea de regresión que asocia N^* con %ESSW.

Estos pares anómalos correspondían a estaciones frente a Perú y norte de Chile, donde tiene lugar la denitrificación, un proceso químico no conservativo.

Al sur de 25°S, en las secciones longitudinal y latitudinal, N^* se comportó de forma conservadora, ya que la relación N^* vs %ESSW en el núcleo ESSW presentó una asociación significativa, inversa y lineal ($r^2 = 0.91$) (Fig. 13D). Lo mismo ocurre si se representa N^* frente a la salinidad en el núcleo de salinidad subsuperficial y, en este caso, la separación se produce en salinidades superiores/inferiores a 34.8 (no se muestra).

Una situación similar puede observarse en la relación N^* vs S en la superficie de S_y 26.2 frente a la costa de Perú y el norte y centro de Chile, presentada por Deutsch et al. (2001), donde el

La separación de las zonas también se produce a salinidades por encima/por debajo de

34.8. Esta isopical se sitúa en torno a los 100–150 m de profundidad y, frente a Perú y Chile, corresponde a la localización de la parte superior del ESSW.

Por lo tanto, llegamos a la conclusión de que el déficit de nitrato, representado por valores del núcleo de N^* inferiores a -5 mmol kg^{-1} , podría utilizarse como un trazador químico conservador del ESSW frente a la costa central y meridional.

Chile, al igual que la salinidad.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al programa de la Zona Mínima de Oxígeno del Pacífico-Sur Oriental por haber considerado el presente trabajo para su publicación y a la señorita Yenny Guerrero por su ayuda con los dibujos. El Prof. Nelson Silva agradece al Dr. Tarsicio Antezana la invitación a participar en el crucero KRILL Leg 4 y el acceso a los datos oceanográficos del crucero.

Referencias

- Ahumada, R., Matrai, P., Silva, N., 1991. Distribución de la biomasa de fitoplancton y relación con el enriquecimiento de nutrientes durante un evento de surgencia frente a la bahía de Concepción Chile. Boletín de la Sociedad Biológica de Concepción 62, 7–19.
- Anderson, J.J., Okubo, A., Robbins, A.S., Richards, F.A., 1982. A model for nitrite and nitrate distributions in oceanic oxygen minimum zones. Deep-Sea Research 29 (9A), 1113–1140.
- Blanco, J.L., Thomas, A.C., Carr, M.E., Strub, P.T., 2001. Seasonal climatology of hydrographic conditions in the upwelling region off northern Chile. Journal of Geophysical Research 106 (C6), 11451–11467.
- Brandhorst, W., 1959. Nitrification and denitrification in the Eastern Tropical North Pacific. Journal Conseil International pour l'Exploration de La Mer 25 (1), 3–20.
- Broecker, W.S., 1974. "NO₃" un trazador conservador de la masa de agua. Earth and Planetary Science Letters 23, 100–107.
- Carpenter, J.H., 1965. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method. Limnología y Oceanografía 10, 141–143.
- Codispoti, L.A., 1981. Temporal nutrient variability in three different upwelling regions. En: Richard, F.A. (Ed.), Coastal Upwelling. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 209–220.
- Codispoti, L.A., Christensen, J.P., 1985. Nitrification, denitrification and nitrous oxide cycling in the Eastern tropical South Pacific Ocean. Marine Chemistry 16, 227–300.
- Codispoti, L.A., Packard, T.T., 1980. Denitrification rates in the eastern Tropical South Pacific. Journal of Marine Research 38 (3), 453–477.
- Codispoti, L.A., Richards, F.A., 1976. An analysis of the horizontal regime of denitrification in the eastern tropical North Pacific. Limnology and Oceanography 21 (3), 379–388.
- Cooper, L.W., Cota, G.F., Pomeroy, L.R., Grebeiner, J.M., Whitledge, T.E., 1999. Modification of NO₃, PO₄ and NO₂/PO₄ during flow across the Bering and Chukchi shelves: implications for use as Arctic water mass tracers. Journal of Geophysical Research 104 (C4), 7827–7836.
- Cucalón, E., 1983. Temperatura, salinidad y distribución de la masa de agua frente a Ecuador durante un evento de El Niño en 1976. Revista de Ciencias Marinas y Limnología 2 (1), 1–25.
- Davila, P.M., Figueroa, D., Muller, E., 2002. Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile (35–55°S).

Continental Shelf Research 22, 521–534.

Deacon, G.E.R., 1977. Comments on a counterclockwise circulation in the Pacific subantarctic sector in the Southern Ocean suggested by Mc Ginnis. Deep-Sea Research 24, 927–930.

- De Pol-Holz, R., Ulloa, O., Lamy, F., Dezileau, L., Sabatier, P., Hebbeln, D., 2007. Late Quaternary variability of sedimentary nitrogen isotopes in the eastern South Pacific Ocean. *Paleoceanography* 22, PA2207.
- Deuser, W.G., Ross, E.H., Mlodzinska, Z.J., 1978. Evidence for and rate of denitrification in the Arabian Sea. *Deep-Sea Research II* 25, 431–445.
- Deutsch, C., Gruber, N., Key, R.M., Sarmiento, J.L., 2001. Denitrificación y fijación de N_2 en el océano Pacífico. *Global Biogeochemical Cycles* 15 (2), 483–506.
- Dr'az, M., 1984. Distribución de fosfatos, nitratos y nitritos en una sección frente a Iquique (20116° S), diciembre 1982. *Investigación Pesquera* 31, 103–108 (con Resumen en inglés).
- Escribano, R., Daneri, G., Farías, L., Gallardo, V., González, H., Gutiérrez, D., Lange, C., Morales, C., Pizarro, O., Ulloa, O., Braun, M., 2004. Consecuencias biológicas y químicas del El Niño 1997–1998 en el sistema de surgencia costero chileno: una síntesis. *Deep-Sea Research II* 51, 2389–2411.
- Fuenzalida, R., Blanco, J.L., Vega, C., 2000. Fronteras de la corriente de Humboldt y masas de agua entre el continente e Isla de Pascua. *Taller de resultados del Crucero Cimar-Fiordo 5. Libro de Resúmenes. Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso, Chile*, pp. 24–32 (en español).
- González, H.E., Page, F., Sobarzo, M., Escribano, R., 2002. Efectos del Niño 1997/1998 sobre las condiciones oceanográficas y la estructura comunitaria del zooplancton en el sistema de surgencia costero frente al norte de Chile. *Investigaciones Marinas (resumen extendido)* 30 (1), 112–114.
- Gruber, N., Sarmiento, J.L., 1997. Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification. *Global Biogeochemical Cycles* 11 (2), 235–266.
- Gunther, E.R., 1936. A report on oceanographical investigations in the Peru Coastal Current. *Discovery Report* 13, 107–276.
- Johnson, R.E., 1973. Antarctic intermediate water in the South Pacific Ocean. En: Fraser, R. (Ed.), *Oceanography of the South Pacific 1972. Comisión Nacional Neozelandesa para la UNESCO, Wellington*, pp. 55–69.
- Kudo, I., Kokubun, H., Matsunaga, K., 1997. Fosfato preformado y cadmio en el Océano Pacífico. En: Tsunogai, S. (Ed.), *Biogeochemical Processes in the North Pacific. Japan Marine Science Foundation, Tokio*, pp. 156–161.
- Leth, O., Shaffer, G., Ulloa, O., 2004. Hydrography of the eastern South Pacific Ocean: results from the Sonne 102 cruise, May–June 1995. *Deep-Sea Research II* 51, 2349–2369.
- Lindgren, R., Anderson, L.G., 1991. El "NO" como trazador conservador en el Mar de Weddell. *Química marina* 35, 179–187.
- Mamayev, O., 1975. *Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters*, Elsevier Oceanography Series, vol. 11. Amsterdam. Elsevier, Amsterdam.
- Mantoura, R.F.C., Law, C.S., Owens, N.J.P., Burkill, P.H., Woodward, E.M.S., Howland, R.J.M., Llewellyn, C.A., 1993. Nitrogen biogeochemical cycling in the north-western Indian Ocean. *Deep-Sea Research II* 40, 651–671.
- McCartney, M.S., 1977. Subantarctic mode water. En: Angel, M. (Ed.), *A Voyage of Discovery*. Pergamon Press, Oxford y Nueva York, pp. 103–119.
- Morales, C.E., Blanco, J.L., Braun, M., Reyes, H., Silva, N., 1996. Chlorophyll-a distribution and associated oceanographic conditions in the upwelling off northern Chile during winter and spring 1993. *Deep-Sea Research I* 43 (3), 267–289.
- Morales, C.E., Blanco, J.L., Braun, M., Silva, N., 2001. Chlorophyll-a distribution and mesoscale physical processes in upwelling and adjacent oceanic zones off northern Chile (summer–autumn 1994). *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 81, 193–206.
- Naqvi, S.W., Sen Gupta, R., 1985. 'NO', a useful tool for the estimation of nitrate deficits in the Arabian Sea. *Deep-Sea Research* 32 (6), 665–674.
- Naqvi, S.W., Noronha, R.J., Gangadhara Reddy, C.V., 1982. Denitrification in the Arabian Sea. *Deep-Sea Research* 29 (4A), 459–469.
- Neshyba, S., Fonseca, T., 1980. Evidence for a counterflow to West Wind Drift off South America. *Journal Geophysical Research* 85, 4888–4892.
- NOAA, 2006. Índice de Oscilación Ecuatorial del Sur. Página WWW, <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/eqsoidi/> (revisado el 10 de octubre de 2006).
- Palma, S., Silva, N., 2004. Distribución de sifonóforos, chaetognatos, eufáusidos y condiciones oceanográficas en los fiordos y canales del sur de Chile. *Deep-Sea Research II* 51, 513–535.
- Park, P.K., 1967. Nutrient regeneration and preformed nutrients off Oregon. *Limnología y Oceanografía* 12 (2), 353–357.
- Pierre, C., Vergnaud-Grazzini, C., Faugeres, J.C., 1991. Oxygen and carbon stable isotope tracers of the water masses in the Central Brazil Basin. *Deep-Sea Research* 38 (5), 597–606.
- Piola, A.R., Georgi, D.T., 1982. Circumpolar properties of Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water. *Deep-Sea Research* 29 (6a), 687–711.
- Pytkowicz, R.M., 1971. Sobre la utilización aparente de oxígeno y el fosfato preformado en los océanos. *Limnology and Oceanography* 16 (1), 39–42.
- Redfield, A.C., Ketchum, B.H., Richards, F.A., 1963. La influencia de los organismos en la composición del agua de mar. En: Hill, M.N. (Ed.), *The Sea. Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*. Wiley, Nueva York, pp. 26–77.
- Reid, J.L., 1962. On circulation phosphate-phosphorus content, and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean. *Limnology and Oceanography* 7, 237–306.
- Reid, J.L., 1965. *Intermediate Waters of the Pacific Ocean. The Johns Hopkins Oceanographic Studies*, vol. 2. The Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Reid, J.L., 1969. Sea-surface temperature, salinity, and density of the Pacific Ocean in summer and in winter. *Deep-Sea Research* 16, 215–224.
- Reid, J.L., 1973a. The shallow salinity minimum of the Pacific Ocean. *Deep-Sea Research* 20, 51–58.

- Reid, J.L., 1973b. Transpacific hydrographic sections at lats. 43°S y 28°S: the SCORPIO Expedition-III. Upper water and a note on southward flow at mid-depth. *Deep-Sea Research* 20, 39–49.
- Robles, F., Alarco, E., Ulloa, A., 1975. Las masas de agua en la región norte de Chile y sus variaciones en un período frío (1967) y en períodos cálidos (1969, 1971–1973). Informe de pesca de la FAO 185, 94–196 (en español).
- Rojas, R., Silva, N., 1996. Atlas Oceanográfico de Chile (18121° S a 50100° S), vol. 1. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, Valparaíso, Chile (en castellano).
- Ruddick, B., 1983. A practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity. *Deep-Sea Research* 30, 1105–1107.
- 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.
- Schlosser, P., Bullister, J.L., Bayer, R., 1991. Studies of deep water formation and circulation in the Weddell Sea using natural and anthropogenic tracers. *Marine Chemistry* 35, 97–122.
- Schneider, W., Fuenzalida, R., Rodríguez-Rubio, E., Garcés-Vargas, J., Bravo, L., 2003. Características y formación del Agua Intermedia del Pacífico Sur oriental. *Geophysical Research Letters* 32, 14602–14605.
- Schneider, W., Fukasawa, M., Uchida, H., Kawano, T., Kaneko, I., Fuenzalida, R., 2005. Observed property changes in the eastern South Pacific Antarctic Intermediate Water. *Geophysical Research Letters* 32, 14602–14605.
- Instituto Oceanográfico Scripps, 1969. Datos físicos y químicos de Expedición SCORPIO en el Océano Pacífico Sur. USNS Eltair Cruises 28 y 29, 12 de marzo–21 de julio de 1967. SIO Reference 69-15; WHOI Reference 69-56, La Jolla, CA, 89pp.
- Instituto Oceanográfico Scripps, 1974. Informe de datos físicos y químicos. Expedición PIQUERO, 16 de diciembre de 1968–16 de abril de 1969. Referencia SIO 74-27, 59pp.
- Sen Gupta, R., Naqvi, S.W., 1984. Chemical oceanography of the Indian Ocean, north of the Equator. *Deep-Sea Research* 31 (6–8), 671–706.
- Shaffer, G., Leth, O., Ulloa, O., Bendtsen, J., Daneri, G., Dellarossa, V., Hormazabal, S., Sehlistedt, P.I., 2000. Warming and circulation change in the eastern South Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters* 27, 1247–1250.
- Sievers, H., Silva, N., 1975. Masas de agua y circulación en el Océano Pacífico Sud Oriental. Latitudes 181–331°S. (Operación Oceanográfica MARCHILE VIII). Ciencia y Tecnología del Mar 1, 7–67 (con Resumen en inglés).
- Silva, N., 1977. Water mass structure and circulation off southern Chile. Master Thesis, School of Oceanography, Oregon State University, USA, 83pp. (parcialmente publicado en).
- Silva, N., 1987. Contenido de sales nutrientes de las aguas de la región norte de Chile (Crucero MARCHILE XII-ERFEN III). Ciencia y Tecnología del Mar 11, 95–117 (con Resumen en inglés).
- Silva, N., Fonseca, T.R., 1983. Componente geostrofico del flujo oceánico frente al norte de Chile. En: Arana, P. (Ed.), Recursos Marinos del Pacífico. Escuela de Ciencias del Mar, Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile, pp. 59–70.
- Silva, N., Konow, D., 1975. Contribución al conocimiento de las masas de agua en el Pacífico Sudoriental Expedición Krill. Crucero 3–4 julio–agosto 1974. Revista de la Comisión Permanente Pacífico Sur 3, 63–75 (con resumen en inglés).
- Silva, N., Neshyba, S., 1977. Corrientes superficiales frente a la costa austral de Chile. Ciencia y Tecnología del Mar 3, 37–42 (con Resumen en inglés).
- Silva, N., Neshyba, S., 1979. On the southernmost extension of the Peru–Chile Undercurrent. *Deep-Sea Research* 26A, 1387–1393.
- Silva, N., Neshyba, S., 1980. Masas de agua y circulación geostrofica frente a la costa de Chile Austral. Serie Científica. Instituto Antártico Chileno 25/26, 5–32 (con Resumen en inglés).
- Silva, N., Valdenegro, A., 2003. Evolución de un evento de surgencia frente a punta Curaumilla. Valparaíso. Investigaciones Marinas 31 (2), 73–89 (con resumen en inglés).
- Silva, N., Calvete, C., Sievers, H., 1997. Características oceanográficas y químicas de canales australes chilenos entre Puerto Montt y laguna San Rafael (Crucero Cimar Fiordo 1). Ciencia y Tecnología del Mar 20, 23–106 (con Resumen en inglés).
- Strickland, J.D.H., Parsons, T.R., 1972. Manual práctico de análisis del agua de mar. Consejo de Investigación Pesquera de Canadá, Ottawa.
- Strub, P., Mesias, J., Montecino, V., Rutllant, J., Salinas, S., 1998. Circulación oceánica costera frente al oeste de Sudamérica. En: Robinson, A., Brink, K. (Eds.), The Sea, The Global Coastal Ocean, vol. 11. Wiley, Nueva York. Wiley, Nueva York, pp. 272–313.
- Talley, L., 2005a. WOCE P19 secciones verticales. Página WWW, http://www-word.ucsd.edu/whp_atlas/pacific/p19/sections/printatlas/printatlas.htmS (Revisado el 10 de marzo de 2005).
- Talley, L., 2005b. WOCE P06 secciones verticales. Página WWW, http://www-word.ucsd.edu/whp_atlas/pacific/p06/sections/printatlas/printatlas.htmS (Revisado el 10 de marzo de 2005).
- Talley, L., 2005c. WOCE P17 secciones verticales. Página WWW, http://www-word.ucsd.edu/whp_atlas/pacific/p17/sections/printatlas/printatlas.htmS (Revisado el 10 de marzo de 2005).
- Thomas, W.H., 1966. On denitrification in the northeastern Tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Research* 13, 1109–1114.
- Tsuchiya, M., Talley, L., 1996. Water-property distribution along an eastern Pacific hydrographic section at 135°W. *Journal of Marine Research* 54, 541–564.
- Tsuchiya, M., Talley, L., 1998. A Pacific hydrographic section at 88°W: water-property distribution. *Journal of Geophysical Research* 103 (C6), 12899–12918. Ulloa, O., Escribano, R., Hormazabal, S., Quinones, R.A., Ramos, M., González, R.R., 2001. Evolución y efectos biológicos de El Niño 1997–1998 en el norte del país. Chile. *Geophysical Research Letters* 28 (8), 1591–1594.
- Weiss, W.J., 1970. La solubilidad del nitrógeno, oxígeno y argón en el agua y el agua de mar. *Deep-Sea Research* 17, 721–735.
- Wijffels, S.E., Toole, J.M., Davis, R., 2001. Revisiting the South Pacific subtropical circulation: a synthesis of World Ocean Circulation Experiment observations along 32°S. *Journal of Geophysical Research* 106, 19481–19513.
- Wooster, W.S., Gilmartin, M., 1961. The Peru–Chile undercurrent. *Journal of Marine Research* 19 (3), 97–122.
- Wooster, W.S., Chow, T.J., Barrett, I., 1965. Nitrite distribution in Peru Current waters. *Journal of Marine Research* 23 (3), 210–221.
- Wyrtki, K., 1963. The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current. Boletín del Instituto Scripps de Oceanografía 8 (4), 313–346.
- Wyrtki, K., 1967. Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Revista Internacional de Oceanografía y Limnología* 1 (2), 117–147.
- Wyrtki, K., 1968. Masas de agua en los océanos y mares adyacentes. En: Diccionario Internacional de Geofísica. Pergamon Press, Tarrytown, NY, pp. 1–11.
- Yañez, E., González, A., Barbieri, M.A., 1995. Estructura térmica superficial del mar asociada a la distribución espacio-temporal de sardina y anchoveta en el norte de Chile. Investigaciones Marinas 23, 123–147.
- Yañez, E., Barbieri, M.A., Silva, C., Nieto, K., Espíndola, F., 2001. Variabilidad climática y físicas pelágicas en el norte de Chile. *Progress in Oceanography* 49, 581–596.
- Zuta, S., Guillen, O., 1970. Oceanografía de las aguas costeras del Perú. Boletín Instituto del Mar del Perú 2 (5), 157–324.