

CAPITULO 10

CORRIENTES MARINAS Y MASAS DE AGUA

Wolfgang Schneider, Rosalino Fuenzalida y José Garcés

1. Corrientes marinas	179
1.1. Concepto de circulación oceánica	179
1.2. Sistema de corrientes en el Mar Chileno	181
1.2.1. Antecedentes generales	181
1.2.2. Campañas oceanográficas	181
2. Masas de agua	184
2.1. Concepto de masa de agua	184
2.2. Las masas de agua en el Mar Chileno	185
3. Lecturas recomendadas	186

CAPITULO 10

CORRIENTES MARINAS Y MASAS DE AGUA

Wolfgang Schneider, Rosalino Fuenzalida y José Garcés

1. Corrientes marinas

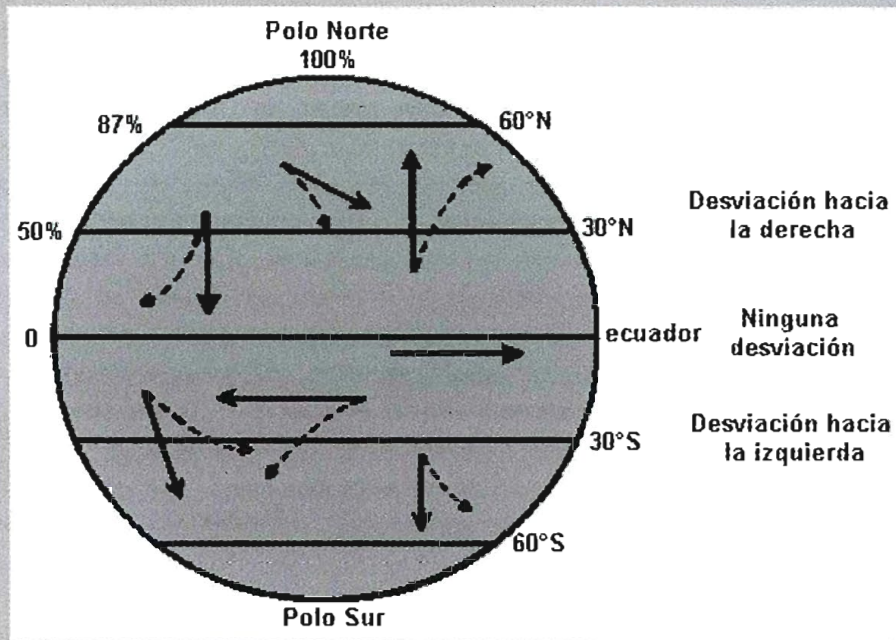
1.1. Concepto de Circulación Oceánica

La circulación del océano a nivel de superficie es promovida directamente por la fricción del viento, gravedad, gradiente de presión, rotación de la tierra (fuerza de Coriolis¹; Cuadro 10.1.) e interferencia de los continentes; e indirectamente por la intervención de la radiación solar.

¹ Ver capítulo 9 "Ondas y mareas"

Cuadro 10.1. Fuerza de Coriolis.

Es una fuerza aparente, debido a la rotación de la tierra. Esta fuerza produce que los cuerpos en movimiento (corrientes) se desvíen hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur.



En cuanto a la circulación atmosférica superficial, ésta se compone básicamente de tres celdas. a) La primera entre los 30°N y 30°S se encuentra en la zona de los vientos alisios, donde el aire seco causa la evaporación de grandes cantidades de agua en las regiones subtropicales, por lo tanto los mencionados vientos son responsables en esas latitudes del transporte de la energía latente. b) Entre los 30° y 60° de latitud norte y latitud sur, se encuentran los vientos del oeste que componen la segunda celda y que trasladan la energía extraída del océano entre los 25° y 40° de latitud. Este es lugar de formación de los ciclones; los que constituyen el principal mecanismo de transporte térmico atmosférico a esas distancias del ecuador. c) La tercera se ubica entre los 60° de latitud y los polos, donde se presentan los vientos del este causados por el movimiento ecuatorial de aire frío por la alta atmósfera.

Al imaginar y diagramar un océano ideal, de forma rectangular, donde aparecieran los vientos que soplan sobre la tierra en las distintas latitudes, la circulación se dividiría en varios anillos correspondientes a los cinturones de viento: Uno, en el sentido contrario a las manecillas del reloj en la región subpolar; una circulación en el sentido de las manecillas del reloj en el cinturón subtropical encima del ecuador; un estrecho anillo a cada lado del ecuador y un último en el sentido contrario a las manecillas del reloj en la región subtropical debajo del ecuador. En cada anillo hay una corriente fuerte y persistente en la cara oeste debido a la rotación de la Tierra y a una compensación en la parte central y oriental (Fig.10.1.)

La circulación oceánica se complica en la práctica cuando se incorporan las masas terrestres al modelo ideal y se incluye el giro de la Tierra hacia el este, resultando un desplazamiento de su centro hacia el oeste e intensificándose la corriente en la cara de esa dirección.

Cuando se observa la realidad de la circulación oceánica en el océano Pacífico se puede apreciar, que las corrientes son más intensas en la superficie del mar y disminuyen sus fuerzas hacia el fondo hasta casi desaparecer entre uno y dos kilómetros de profundidad. Por otro lado se advierte así también, que en las regiones ecuatoriales el flujo es en general hacia el oeste, con excepción de una contracorriente que se dirige en el sentido contrario (Fig. 10.2.)

En las latitudes de 40° a 50° se aprecia, a su vez, un flujo general hacia el este. Solamente alrededor del continente Antártico surge una corriente que no se ve interrumpida por los continentes. En contraposición a esta Corriente Circumpolar que se desplaza hacia el este, existe otra corriente angosta, la Corriente de Deriva del Oeste, entre el continente Antártico y la Corriente Circumpolar.

Por su parte, las corrientes limítrofes fluyen en los bordes continentales, transportando agua cálida hacia los polos en el lado occidental de los océanos y agua fría hacia el ecuador en el lado oriental de ellos. Las limítrofes occidentales son angostas (~ 100 Km), profundas (~ 2000 m), de alta velocidad (> 100 cm/s) y con un alto transporte de volumen de agua (~ 100 Sverdrup o Sv.)². En lo que se refiere a las corrientes limítrofes orientales, éstas son más anchas (~ 300 Km), poco profundas (~ 200 m), de baja velocidad (> 10 cm/s) y transportan un menor volumen de agua (~ 10 Sv.).

1.2. Sistema de corrientes en el Mar Chileno

1.2.1. Antecedentes Generales

Los sistemas de corrientes superficiales frente a la costa chilena, también conocido como el Sistema de la Corriente de Humboldt, siguen el esquema de la circulación general controlada por el giro Subtropical del Pacífico Sur (Fig. 10.3.)

La compleja circulación que presenta el Sistema de la Corriente Humboldt, de movimiento de aguas superficiales hacia el ecuador y hacia el polo, ha sido planteada en términos generales, como dos flujos hacia el norte, que fueron denominados Corriente Oceánica y Corriente Costera de Humboldt y están separados por uno hacia el sur, que denominaron Contracorriente Chile-Perú o Contracorriente Peruana Chilena. Los flujos hacia el polo están compuestos básicamente por la Contracorriente Perú-Chile y Corriente Subsuperficial Perú-Chile (también llamada Corriente de Gunter), que tienen su origen en la Corriente Subsuperficial Ecuatorial. A pesar de existir controversias respecto a la localización de la Contracorriente Perú-Chile a lo largo del margen Oriental de Chile, esta se ha definido como un flujo que se desplaza desde 8° S a 30°- 40° S, manteniendo su posición entre aproximadamente 100-300 Km. fuera de la costa. En cambio la Corriente Subsuperficial Perú-Chile puede ser trazada a partir de su origen desde el Perú a 10° S hasta el sur de Chile a 48° S, entre la costa y 100 Km hacia el oeste, a pesar de no estar claramente definida su máxima extensión hacia el sur.

1.2.2. Campañas Oceanográficas

La información necesaria para determinar el comportamiento de las corrientes y de las masas de agua (ver sección siguiente), se obtiene principalmente por medio de campañas oceanográficas y también por medio de satélites —aún cuando esta última sólo entrega información de la superficie del océano—. En el transcurso de las campañas oceanográficas se efectúan diversas mediciones a lo largo de la zona de interés, también dependiendo de los objetivos, en diversas estaciones, de modo de obtener una visión lo más completa posible, tanto en espacio como en el tiempo. Los resultados obtenidos permiten calcular algunos parámetros importantes, tales como las velocidades geostróficas (Cuadros 10.1. y 10.2.) que finalmente permiten efectuar aproximaciones sobre la circulación de las corrientes, permitiendo de esta manera saber también, su dirección y posición.

Los datos obtenidos en el Crucero Cimar 5-Islas Oceánicas de 1999 (Cuadro 10.4.) crucero realizado a lo largo de la latitud 27° S, entre Caldera (70° W) e Isla de Pascua (110° W), han puesto en evidencia que las mayores velocidades geostróficas se presentan entre la superficie y los 1000 m de profundidad, así como también la existencia de flujos alternados con direcciones norte y sur; mientras que bajo los 1000 m pudo advertirse un movimiento predominante hacia el sur con valores menores a

² El transporte de las masas de agua se mide en Sverdrup (Sv) en 1 Sv donde corresponde a un desplazamiento de millón de metros cúbicos por segundo (= 10⁶ m³s⁻¹). Esta unidad de medida debe su nombre al meteorólogo y oceanógrafo noruego *Harald Ulrik Sverdrup* (1888 – 1957) quién explicó las corrientes ecuatoriales y ayudó a desarrollar el método de predicción de oleaje rompiente. Además, junto con *Johnson* y *Flemming*, escribió el primer texto moderno en oceanografía, titulado "*The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*".

1 cm/s (Fig. 10.4.) Las velocidades máximas determinadas hacia el norte, correspondieron a flujos centrados a 73.2° W con un valor de 7.1 cm/s; a 76.8° W con un valor 10.3 cm/s y en las longitudes 82.8° W, 85.8° W y 93.4° W con velocidades de 6 cm/s respectivamente. A 96.4° W se observó un valor de 7.6 cm/s y a 100.8° W las estimaciones dieron un valor de 6.6 cm/s. Las velocidades máximas determinadas hacia el norte, correspondieron a flujos centrados a 73.2° W con un valor de 7.1 cm/s; a 76.8° W con un valor 10.3 cm/s y en las longitudes 82.8° W, 85.8° W y 93.4° W con velocidades de 6 cm/s respectivamente. A 96.4° W se observó un valor de 7.6 cm/s y a 100.8° W las estimaciones dieron un valor de 6.6 cm/s. Hacia el sur, velocidades máximas determinadas estuvieron en relación a flujos centrados en las longitudes 71.5° W con velocidad de 6.6 cm/s, 78.3° W con un valor de 3.4 cm/s, a 87.3° W con valor de 4.1 cm/s, a 94.9° W con velocidades de 5.8 cm/s y a 97.9° W con un valor de 5.2 cm/s. El movimiento subsuperficial hacia el sur detectado en el sector oriental del Pacífico Sur a 71.5° W, corresponde a la Corriente Subsuperficial Perú-Chile, el cual transporta hacia latitudes altas, agua Ecuatorial Subsuperficial de relativa alta salinidad y bajo contenido de oxígeno disuelto (Fig. 10.4.) De igual manera, en el Crucero Cimara6-Islas Oceánicas llevado a cabo en el 2000, entre la latitud 20° S y 33° S y desde el sector oriental del Pacífico hacia los 80° W, se pudo percibir que la circulación, presentaba características similares a las descritas anteriormente.

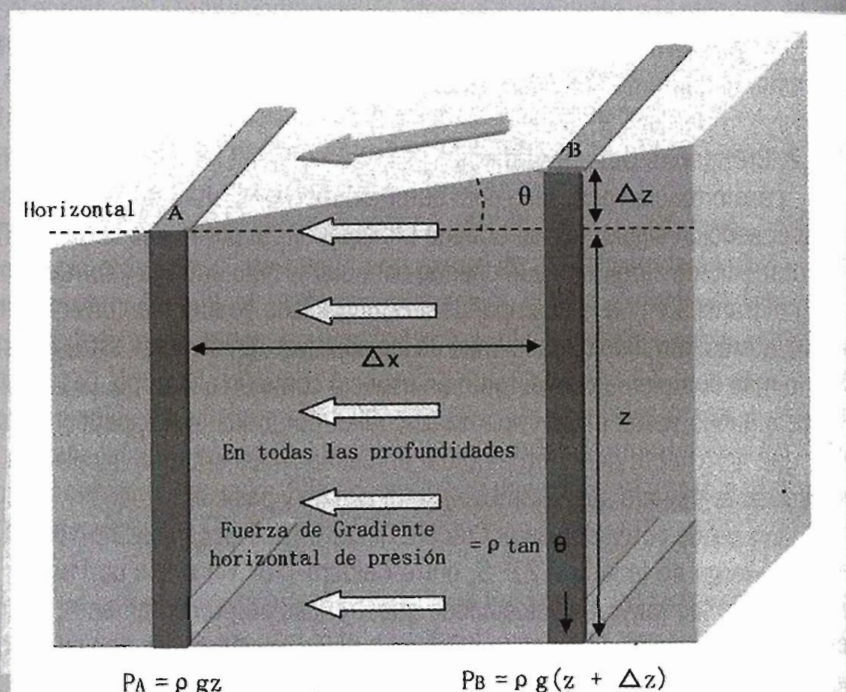
Cuadro 10.2. Flujo Geostrófico:

Es el balance entre la fuerza del gradiente horizontal de presión y la fuerza de Coriolis.

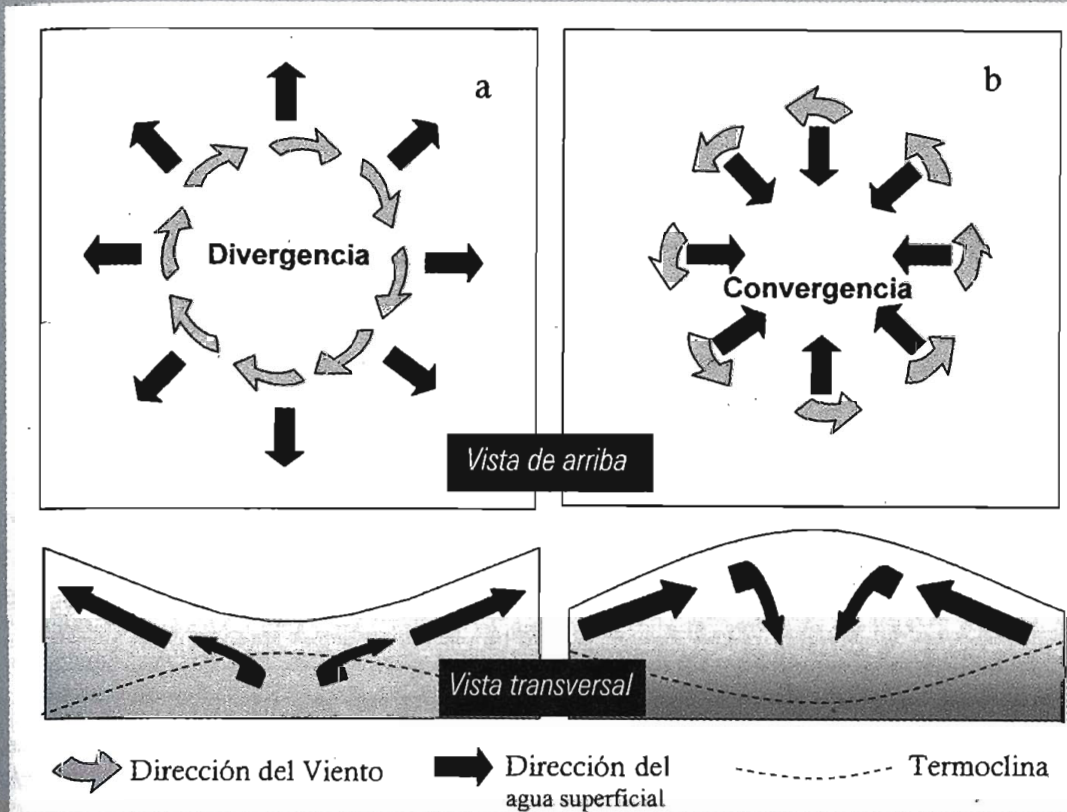
Condiciones del fluido: Sin fuerzas de fricción ni fuerzas externas, velocidad y densidad constantes, incompresible y sin viscosidad.

La presión en cualquier punto en un fluido sin movimiento será el peso del fluido que se encuentra encima.

$P = \text{presión hidrostática}$
 $P = \rho g Z$



Una partícula se moverá de una zona de alta presión a una de baja presión y su aceleración será proporcional al gradiente de presión.

Cuadro 10.3. Ascenso y descenso del mar y la termoclina.

En el hemisferio sur, los vientos que giran a favor de las agujas del reloj desplazan el agua superficial del océano hacia afuera en un movimiento centrípeto, causando un levantamiento de la termoclina y un descenso de la superficie del mar (a); mientras que los vientos que gira en el sentido contrario de las agujas del reloj la desplazan hacia adentro en un movimiento centrífugo causando un descenso en la termoclina y un levantamiento de la superficie del océano (b). Si la pendiente de la superficie oceánica en ambos casos es balanceado por la fuerza de coriolis crea entonces las denominadas corrientes geostróficas.

Comúnmente es factible observar, en relación a la circulación desde un punto de vista latitudinal, que las velocidades geostróficas máximas, determinadas tanto hacia el norte como hacia el sur, corresponden a flujos del tipo meandro, presentando una gran oscilación respecto a la distancia. Por otra parte, queda de manifiesto que en las latitudes 27° S y 20° S los flujos hacia el sur ubicados en las longitudes 75° W y 81° W respectivamente, se extienden en profundidad hacia el sector oeste (Fig. 10.5.)

En general, el esquema tradicional de la Corriente de Humboldt, aún no queda claro, en especial en relación a sus divisiones iniciales, donde dicha corriente está compuesta de una rama oceánica y otra costera, separadas por una contracorriente. Sin embargo, al contemplar la circulación desde una perspectiva a gran escala, se hace más razonable el planteamiento de la circulación como un sistema de mayor complejidad, denominado Sistema de la Corriente de Humboldt, el cual estaría compuesto de una serie de flujos y contraflujos que forman parte del giro Subtropical en el Océano Pacífico Sur Oriental.

Cuadro 10.4.

A partir del año 1995, y como consecuencia de una propuesta presentada el año 1994 por el Comité Oceanográfico Nacional (CONA), se iniciaron las campañas oceanográficas enmarcadas en el programa Cimar que tiene por finalidad estudiar, en forma multidisciplinaria, aspectos oceanográficos, meteorológicos, de biodiversidad marina y de morfología submarina en zonas geográficas remotas del mar chileno, donde el conocimiento del medio ambiente marino tiene una fuerte influencia en el desarrollo socio - económico sustentable de las comunidades locales y del país en general.

Desde sus inicios y hasta el año 2003 se han realizado 9 Cruceros. En octubre de 1995 se efectuó el primero de ellos, denominado Cimar 1 Fiordo, que se desarrolló en la zona norte de los canales australes; en octubre de 1996, se realizó el segundo crucero, Cimar 2 Fiordo, en la zona central de los canales australes; y luego el Cimar 3 Fiordo, el cual se realizó en dos etapas: una en octubre de 1997 y la otra en octubre de 1998. Con estos tres cruceros se completó el estudio exploratorio de los principales canales, esteros, estrechos, fiordos, golfos, pasos y senos, de la zona austral de Chile

Sobre la base del conocimiento adquirido en estos tres cruceros, se efectuó el crucero Cimar Fiordo 4, para estudiar la circulación, tiempos de residencia de las aguas y balances de agua, sal, carbono y nutrientes, en algunos canales de la XI Región, el que se realizó también en dos etapas, una en octubre de 1998 (primavera temprana) y otra en marzo de 1999 (verano).

Posterior a la realización de los cuatro cruceros Cimar Fiordo, durante los años 1999 y 2000, se realizaron dos cruceros exploratorios a las islas oceánicas. El crucero Cimar 5 Islas Oceánicas, a las islas de Pascua y Salas y Gómez, en octubre del 2000 y el Cimar 6 Islas Oceánicas, a las islas Robinson Crusoe, Marinero Selkirk, San Félix y San Ambrosio, en octubre del 2001.

En el año 2001 se reanudaron los cruceros a la zona de los canales. El Cimar 7 Fiordo se efectuó en dos etapas, una en junio (invierno) y otra en diciembre (primavera tardía); y en el año 2002 el crucero Cimar 8 Fiordo, también en dos etapas, en junio y diciembre. El último crucero hasta ahora realizado, corresponde Cimar 9 Fiordo, en agosto y noviembre de 2003, con la finalidad de estudiar la dispersión de larvas, mareas rojas y biodiversidad marina, en la zona de los archipiélagos de Chonos y Guaitecas y canales aledaños.

2. Masas de agua

2.1. Concepto de masa de agua

Una masa de agua se define como un gran volumen hídrico con una temperatura y salinidad característica, y que puede ser reconocida a partir de su lugar de origen. Puede formarse por interacciones entre aire y mar (precipitación- evaporación) o por mezcla de dos o más cuerpos de agua. Cuando realizamos mediciones de temperatura y salinidad en un mismo punto a distintas profundidades, podemos graficar los valores en un sistema de coordenadas. En la ordenada se ubica la temperatura (T) y en la abscisa la salinidad (S). La unión de los puntos genera una línea curva o recta, que describe la relación que hay entre la temperatura y la salinidad en un volumen de agua considerado, luego se completa el diagrama con el trazado de los puntos de igual densidad. La figura final, que se denominan diagrama T-S, estará conformada por una serie de combinaciones de temperatura y salinidad, donde los puntos de igual densidad forman curvas denominadas "isopícnas" (Fig 10.6.)

Las masas de agua se mezclan muy lentamente con las aguas que las circundan, pero tienden a retener sus temperaturas y salinidades originales. De esta manera es posible identificarlas, lo cual es

importante porque brinda información sobre el origen de estas masas de agua y también sobre el movimiento de ellas en profundidad. El reconocimiento de las masas de agua del océano se hace posible mediante observaciones de datos oceanográficos. Los que resultan más útiles son la temperatura y la salinidad. Sin embargo, se ha incorporado el contenido de oxígeno, pese a tratarse de una propiedad no conservativa, ya que el agua la adquiere en superficie disminuyendo lentamente con el tiempo, debido al consumo que hacen de los organismos vivos y procesos de oxidación de la materia orgánica.

2.2. Las masas de agua en el Mar Chileno

En el transcurso de los últimos años la región del Pacífico Sur Oriental ha estado sujeta a diversos estudios, que han abarcado una amplia zona desde la costa hasta las 2400 millas hacia el oeste, con la finalidad de reinterpretar las masas de agua presentes, a la luz de nuevas observaciones "in situ" y satelitales.

En 1999, durante el desarrollo del Crucero Cimar 5-Islas Oceánicas, se estudiaron las masas de agua presentes a lo largo de la latitud 27° S, entre Caldera (70° W) e Isla de Pascua (110° W). Mediante la utilización de diagramas T-S y entre la costa y 97° W, se pudo diferenciar cinco masas de agua: a) el agua Subtropical (AST), b) el agua intermedia del Pacífico Sur Este (AIPSE), c) el agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), d) agua Intermedia Antártica (AIAA) y e) agua Profunda del Pacífico (APP); mientras que entre 98° W y 110° W, solo tres masas de agua, el AST, AIAA y APP (Fig. 10.6.)

De igual manera, en el Crucero Cimar 6-Islas Oceánicas (2000), realizado entre la latitud 20° S y 33° S y desde el sector oriental del Pacífico hacia los 80° W, se aprecian igualmente las mismas cinco masas de agua (AST, AIPSE, AESS, AIAA, APP), sin embargo, éstas modifican su porcentaje de participación dependiendo de la ubicación geográfica en que se encuentren, producto de procesos advectivos³ y difusivos⁴. Además, al estudiar la forma de las curvas de los diagramas T-S en las distintas latitudes (20°, 27° y 33° S), se puede evidenciar una disminución hacia el sur de los 20° S de las AST y AESS; una baja hacia el norte de los 33° S del AIPSE y AIAA y la permanencia del APP (Fig. 10.7.)

Por otra parte y desde la perspectiva de un análisis más detallado, se observa que entre 109° W y 98° W -y desde la superficie y hasta los 250 m de profundidad-, se presenta el AST caracterizada por altas salinidades -superiores a 35.5 (o, temperaturas por sobre los 19° C y densidades inferiores a 25.6 unidades de sigma-t)⁵. Inmediatamente bajo ésta agua y hasta los 700 m de profundidad, se ubica el AIAA, caracterizada por un mínimo relativo salino de 34.3 (o, una temperatura de 5° C y una densidad de 27.1 unidades de sigma-t); además, ésta agua presenta un contenido de oxígeno disuelto de 3.5 ml/l. A mayores profundidades se observa el APP con una salinidad de 34.7 (o, una temperatura de 1.7° C y una densidad de 27.7 unidades de sigma-t).

Entre 94° W y 84° W y desde la superficie y hasta los 200 m de profundidad se ubica el AST, caracterizada por salinidades superiores a 34.9 (o temperaturas superiores a 18° C y densidades inferiores a 25.4 unidades de sigma-t). Bajo ésta agua y hasta los 300 m se ubica el AIPSE, con mínimo relativo en salinidad entre 34.3 y 34.4 (o temperatura entre 12 a 13° C y densidad entre 25.75 y 26.25 unidades de sigma-t). Inmediatamente bajo ésta agua se ubica el AESS hasta los 380 m de profundidad caracterizada por salinidades superiores a 34.5 (o, temperaturas de 9° C, valores de oxígeno menores de 1 ml/l y densidad de 26.8 unidades de sigma-t). Luego se encuentra el AIAA caracterizada por una salinidad de 34.35 (o, una temperatura de 5.5° C y el contenido de oxígeno disuelto entre 2 y 3.5 ml/l y densidad

³ Transporte horizontal de masas de agua por efecto de corrientes.

⁴ Originalmente bajo difusión se comprendía al proceso de «auto mezclado» de las moléculas de un fluido a consecuencia de su movimiento térmico. Esa sigue siendo la idea fundamental de la difusión molecular. El concepto de «difusión» se ha ampliado ahora, sin embargo, para incluir procesos de «auto mezclado» no inducidos por movimiento térmico, sino que también por agentes externos al fluido, los que, entregando energía de alguna forma al fluido, lo fuerzan a homogeneizarse.

⁵ La densidad es uno de los parámetros más importantes en el estudio de la dinámica oceánica. Las pequeñas diferencias horizontales de la densidad (causadas, por ejemplo, por diferencias en el calentamiento superficial) pueden producir corrientes muy fuertes. Por lo tanto, la determinación de la densidad ha sido una de las tareas más importantes en oceanografía. El símbolo para la densidad es la letra griega ρ (rho). Los oceanógrafos usan el símbolo σ_t (la letra griega sigma con el subíndice t) para representar la densidad, la cual ellos pronuncian «sigma-t». Esta cantidad se define como $\sigma_t = \rho - 1000$ y usualmente no lleva unidades.

de 27.2 unidades de sigma-t). Finalmente el APP mantiene las características anteriormente señaladas. Desde 82°W hacia el sector oriental, el AST se debilita debido a que comienza a perder sus propiedades al mezclarse tanto con el AIPSE, como con las aguas costeras frescas proveniente de las altas latitudes; de tal manera, se fortalece el mínimo relativo salino de 34.2 y se fortifica el AESS mediante el máximo relativo salino de 34.7 y un mínimo de oxígeno disuelto menor a 0.1 ml/l.

En la capa superficial, a partir de los 20° S se evidencian altas temperaturas y el máximo salino superficial asociados al AST, disminuyendo su participación hacia el sur hasta casi desaparecer a los ~ 29° S. En tanto, desde el sur a partir de la latitud 33° S, la mínima salina superior (dentro de una banda de salinidades que fluctúan entre 33.96 y 34.3 y cuyo espesor oscila entre 106 y 187 m), está asociada al AIPSE, presentando un desplazamiento hacia el norte por debajo del AST hasta alcanzar la latitud 27° S. Allí aún se percibe claramente, con valores de salinidad entre 34.18 y 34.37 y con un espesor que fluctúa entre 48 y 100 m, el cual se profundiza hacia el sector oeste, siendo dependiente del campo de densidad (Fig. 10.8. y 10.9.)

Por otra parte, en la latitud 20° S se puede distinguir a nivel subsuperficial el AESS, representada por una banda de un máximo relativa en salinidad que fluctúa entre 34.80 y 34.85. Hacia el sur de esta latitud, el máximo relativo salino, cuando alcanza los 27° S, se hace más notorio al ubicarse entre el AIPSE y el mínimo relativo de salinidad que destaca al AIAA (cuya salinidad oscila entre 34.6 y 34.7) mientras que hacia el sur se manifiesta con valores de 34.5 y 34.6. Bajo esta agua se ubica el AIAA, caracterizada por un mínimo relativo de salinidad, que se incrementa por mezcla hacia el norte con valores de 34.3 y 34.5, desde los 33° S a los 20° S respectivamente. Inmediatamente bajo éste mínimo relativo la salinidad aumenta en forma progresiva, asociada al APP (Fig. 10.9.)

Entre los 20° S y 33° S, la distribución vertical del contenido de oxígeno se caracteriza por una capa superficial oxigenada, seguida por un mínimo relativo de oxígeno a nivel subsuperficial, con valores inferiores a 1 ml/l en todo el sector -con excepción de la banda costera donde alcanza valores mínimos del orden de 0.5 ml/l, asociado al AESS-. Éste mínimo alcanza un mayor espesor hacia el norte y disminuye paulatinamente hacia el sur y oeste, lo cual estaría asociado a la Contracorriente y Corriente Subsuperficial Perú-Chile. Bajo este mínimo se ubica un máximo relativo de oxígeno asociado al AIAA, mientras que a niveles más profundo se detectó un mínimo relativo de oxígeno disuelto asociado al APP (Fig. 10.9. y 10.10.) Paralelamente, en el marco meridional en la longitud 80°W, se pueden apreciar, tanto en el plano vertical como horizontal a través de los parámetros de salinidad y contenido de oxígeno disuelto, el límite de la extensión del AESS asociada al mínimo de oxígeno y el máximo relativo de la salinidad, entre las latitudes 31° y 32° S, generando de esta manera un entrelazamiento de oxígeno y uno de sal (Fig. 10.9. y 10.10.).

La variación latitudinal observada en los en los diagramas T-S, así como la distribución vertical de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y densidad, presentadas en las figuras 10.8., 10.9. y 10.10., corresponden a las características típicas de las masas de agua presentes en el mar chileno.

3. Lecturas recomendadas

Emery, W.J., & Meincke, J. 1986. Global water masses: summary and review, *Oceanological Acta*, 9 (4): 383-391.

Neumann, G. & Pierson jr., W. J. 1966. *Principles of Physical Oceanography*. Prentice- Hall, Englewood Cliffs N.J., 545 pp.

Pickard, G. L. & Emery, W. J. 1990. *Descriptive Physical Oceanography* 5th ed. Pergamon Press, Oxford, 320 pp.

Reid, J. L. 1986. On the total geostrophic circulation of the South Pacific Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, 16: 1-61.

Schneider, W., Fuenzalida, R. Rodríguez-Rubio, E. Garcés-Vargas, J. & Bravo, L. . 2003. Characteristics and formation of Eastern South Pacific Intermediate Water. *Geophysical Research Letters*, 30 (11): 1581

Strub, P.T., Mesías, J.M., Montecino, V., Rutllant, J., & Salinas, S. 1998. Coastal Ocean Circulation off Western South America, in *The Sea*, 11, edited by Robinson, A.R, and K.H. Brink, John Wiley and Sons, 273-313.

Tomczak, M., & Godfrey, J. S. 1994. *Regional Oceanography: An Introduction*, Pergamon, 422 pp.

Worthington, L. V. 1981. The water masses of the world ocean: some results of a finescale census. In: *Evolution of Physical Oceanography* (editors B. A. Warren and C. Wunsch). MIT Press, Cambridge (Massachusetts), 43-69.

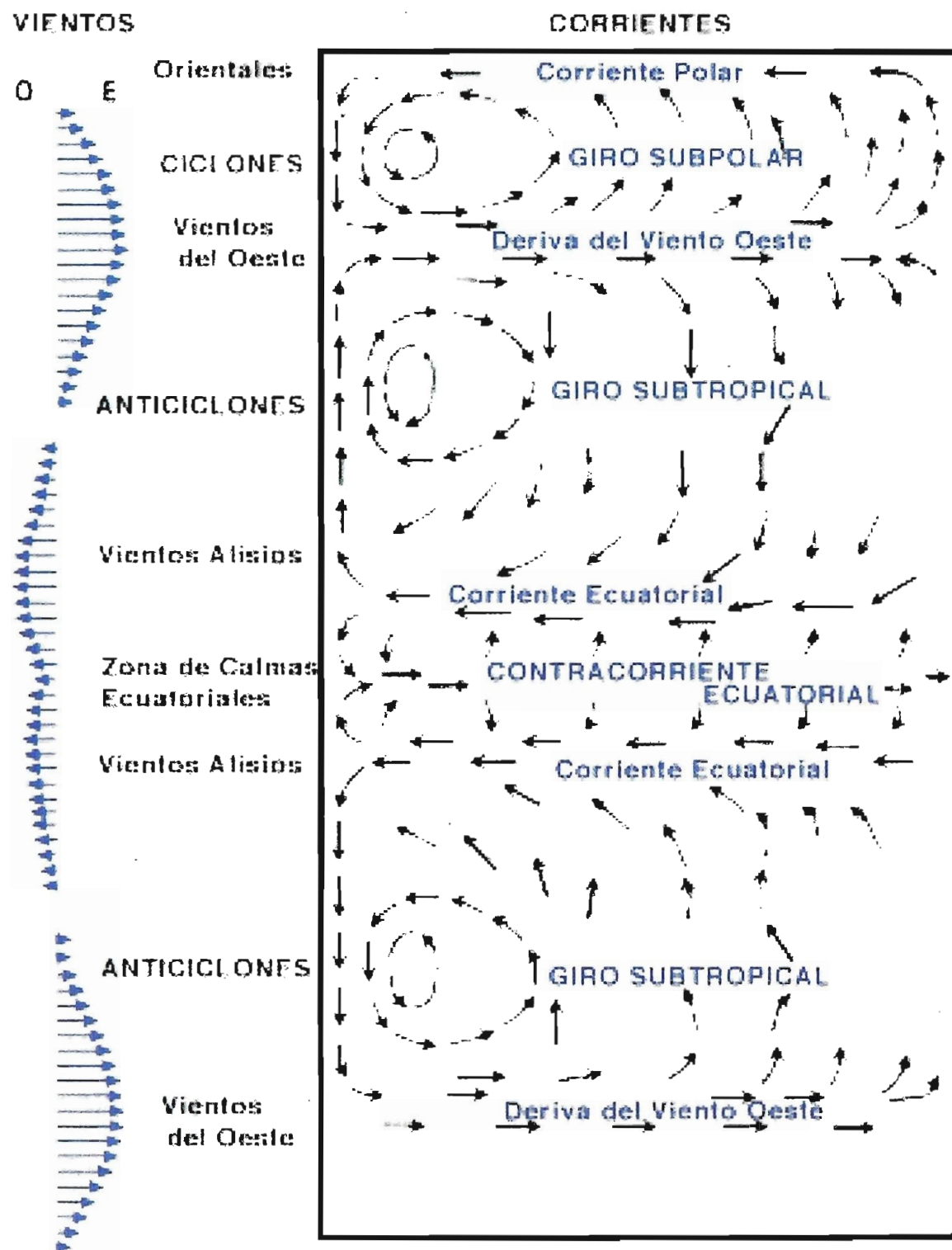


Figura 10.1. Diagrama de la circulación en un océano idealizado sometido sólo a la acción de los vientos

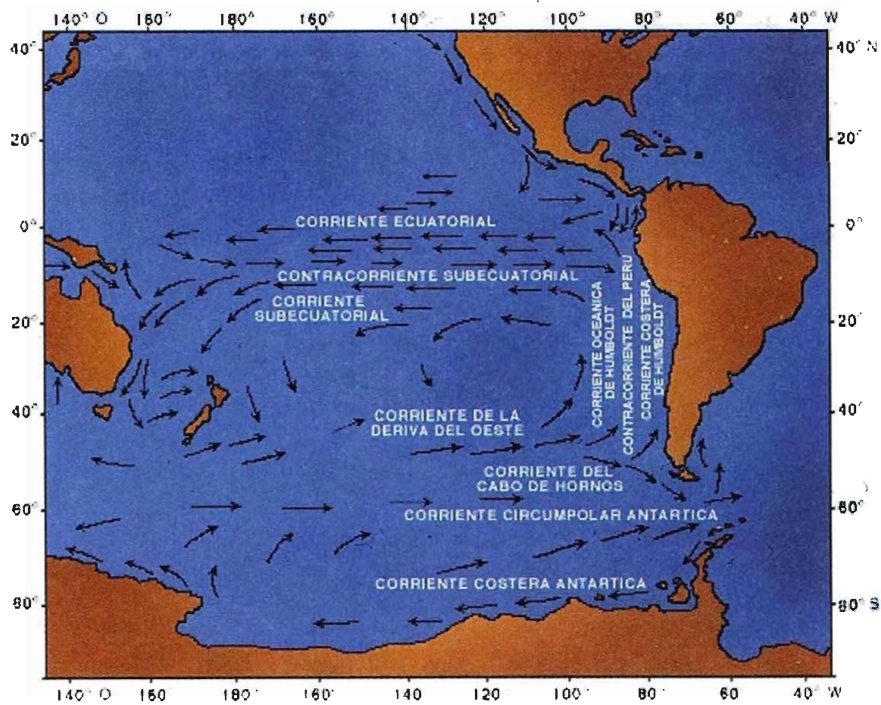


Figura 10.2. Sistema general de corrientes superficiales del Pacifico Sur.

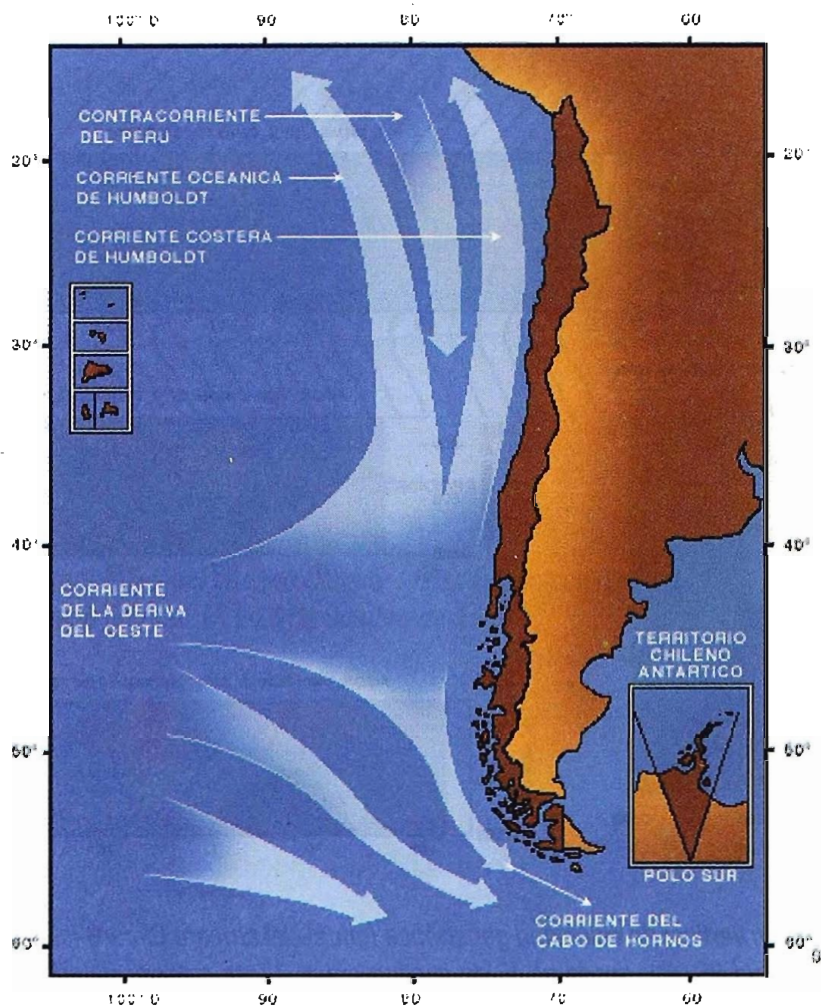


Figura 10.3. Esquema general del sistema de corrientes superficiales frente a Chile.

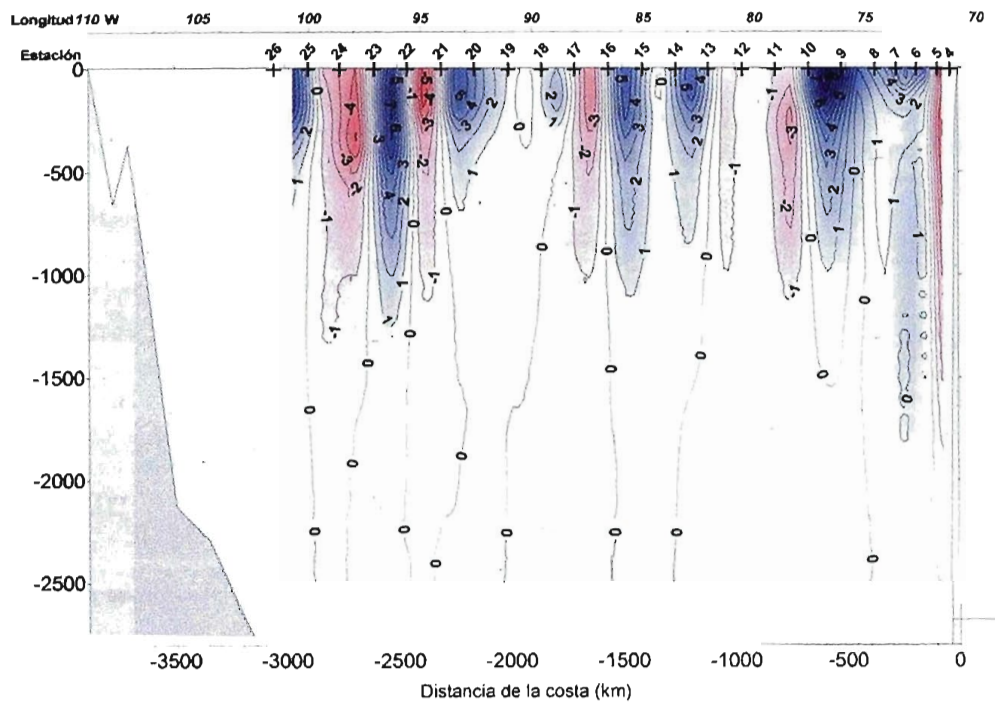


Figura 10.4. Distribución vertical de velocidad geostrófica (cm/s) del crucero Cimar5-Islas Oceánicas (Latitud 27° S), desde el 15 al 28 de octubre de 1999. El color azul indica dirección norte. El signo (-) y el color rojo indica dirección sur.

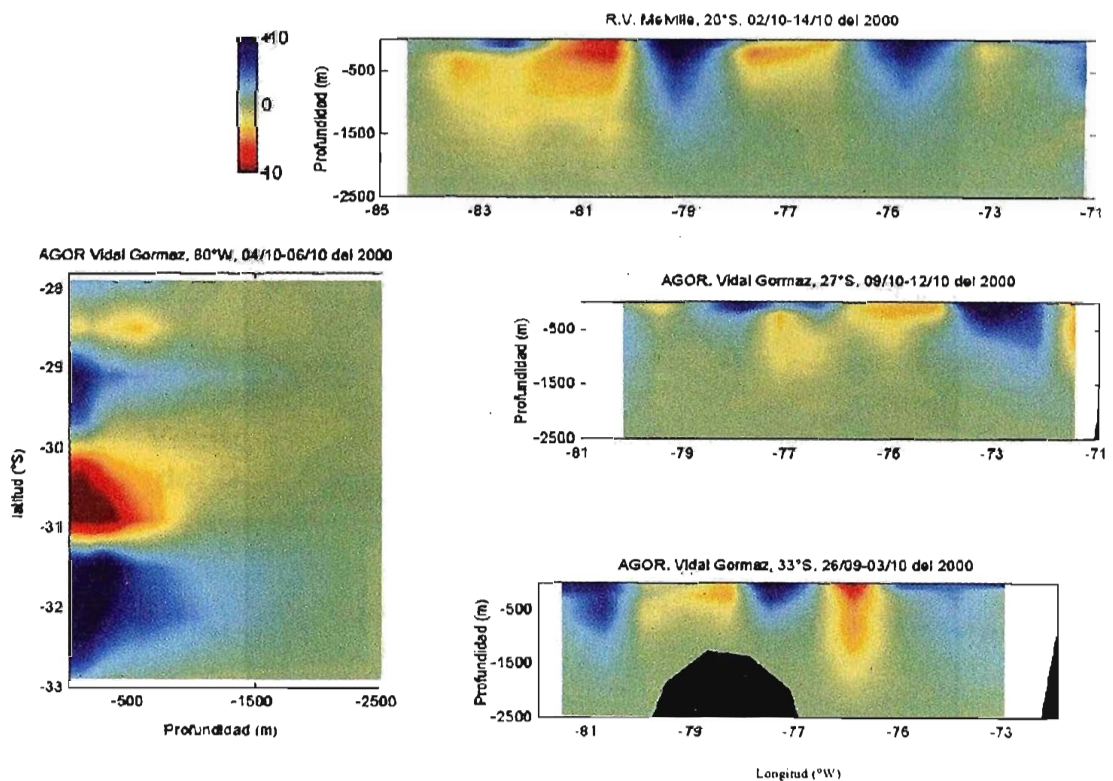


Figura 10.5. Distribución vertical de velocidad geostrófica (cm/s) del crucero Cimar6-Islands Oceánicas (Latitud 27°S, 33°S, longitud 80°W), desde el 26 de septiembre al 12 de octubre del 2000 y del Crucero Cook-2 (Latitud 20°S), desde el 2 al 14 de octubre del 2000. Valores positivos indican dirección norte y negativos dirección sur.

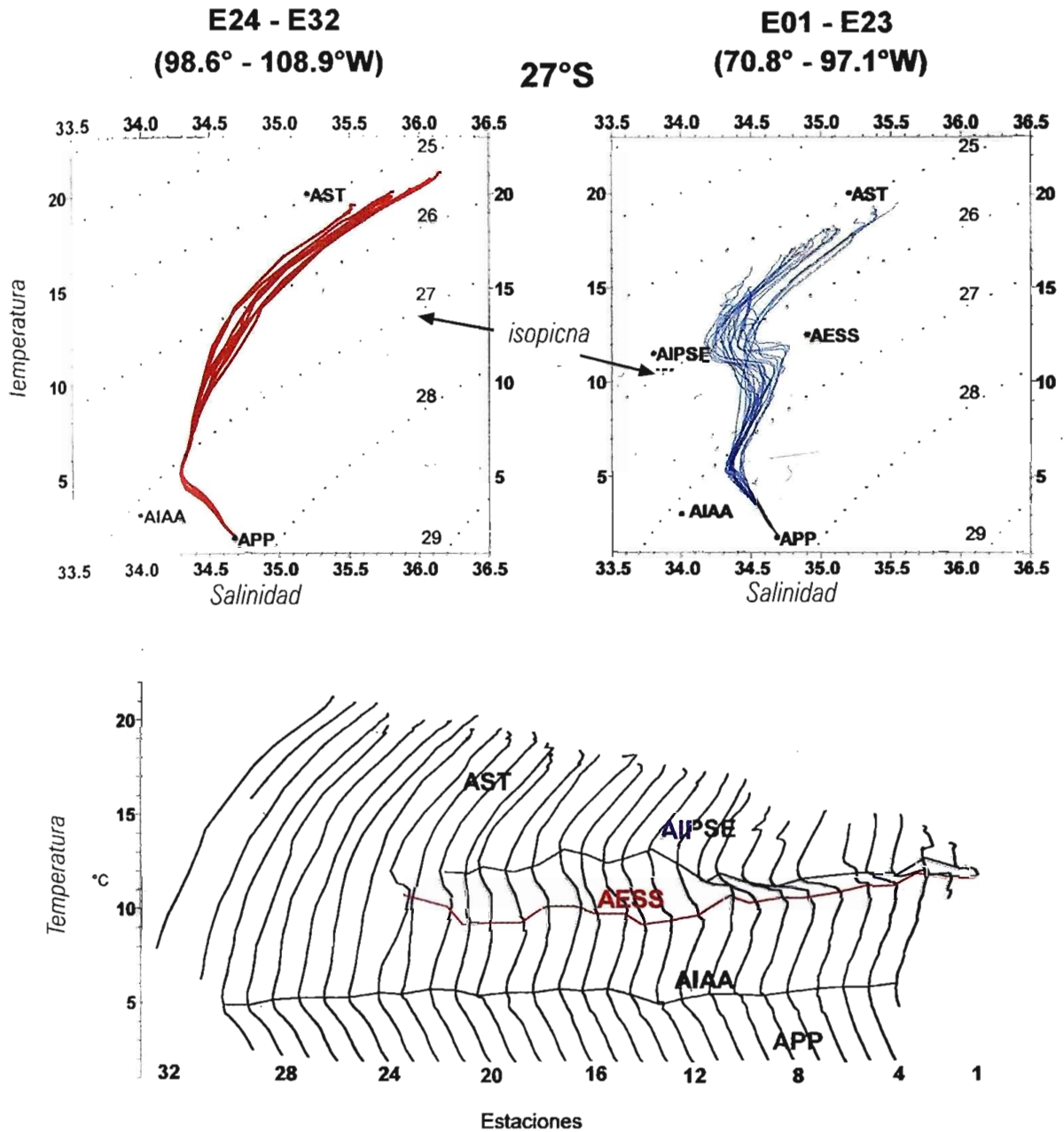


Figura 10.6. Diagramas T-S del crucero Cimar5 – Islas Oceánicas (Latitud 27° S), durante el período comprendido entre el 15 y 28 de octubre de 1999.

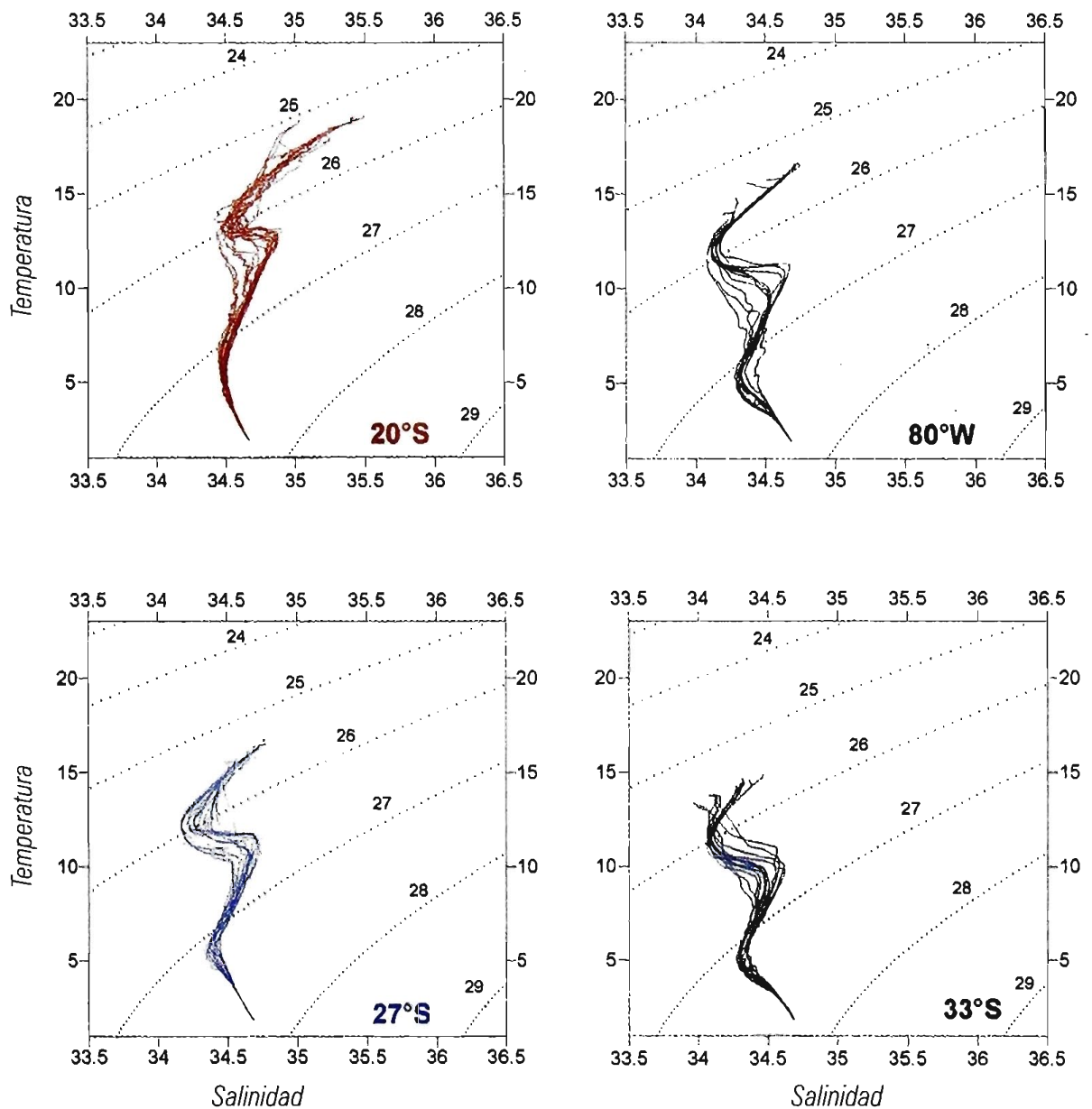


Figura 10.7. Diagramas T-S del crucero Cimar6-Islas Oceánicas (Latitud 27° S, 33° S, longitud 80° W) durante el período comprendido entre el 26 de septiembre al 12 de octubre del 2000 y Cook-2 (Latitud 20° S) durante el 2 al 14 de octubre del 2000.

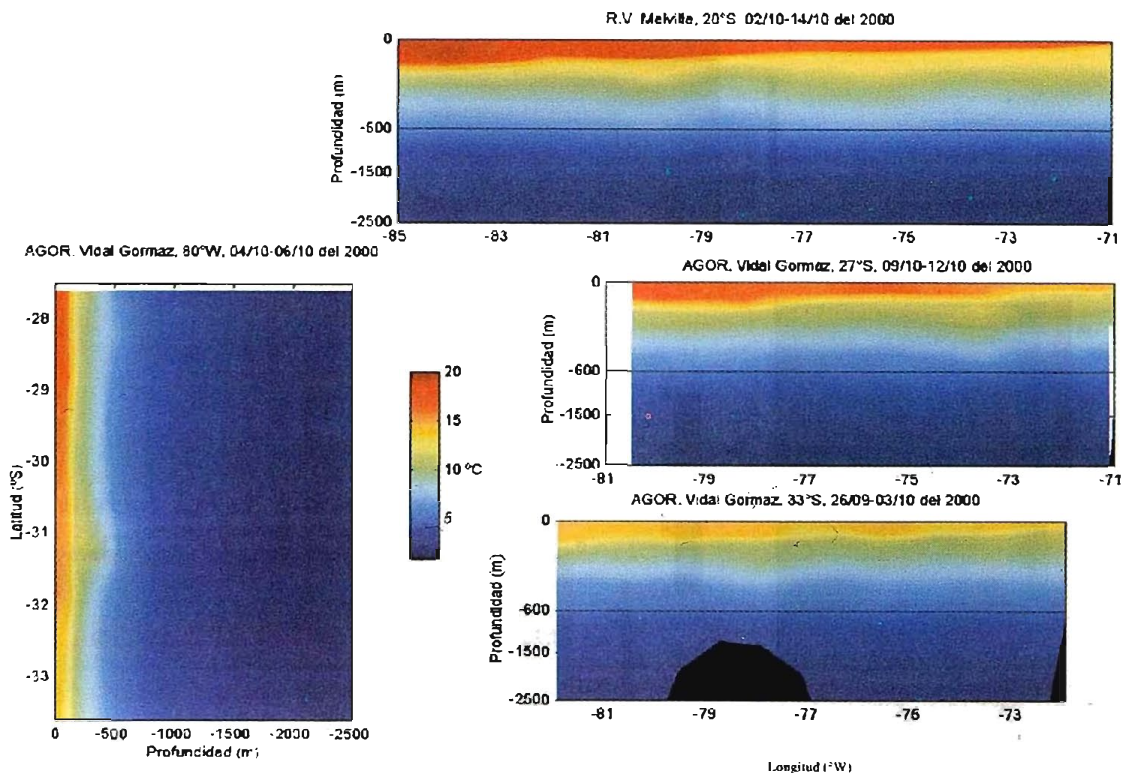


Figura 10.8. Distribución vertical de la temperatura (°C) del crucero Cimar 6-Islas Oceánicas (Latitud 27° S, 33° S, longitud 80° W), desde 26 de septiembre al 12 de octubre del 2000 y Cook-2 (Latitud 20° S), desde el 2 al 14 de octubre del 2000.

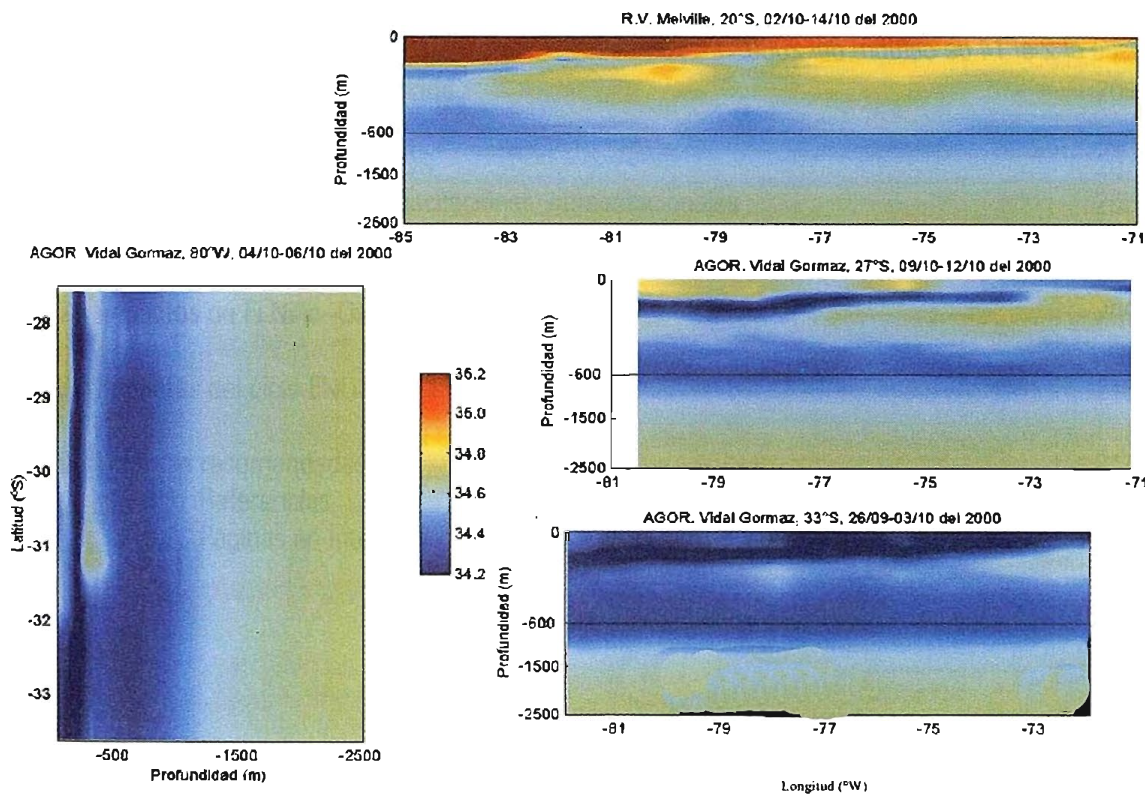


Figura 10.9. Distribución vertical de la salinidad del crucero Cimar6-Islas Oceánicas (Latitud 27° S, 33° S, longitud 80° W), desde 26 de septiembre al 12 de octubre del 2000 y Cook-2 (Latitud 20° S), desde el 2 al 14 de octubre del 2000.

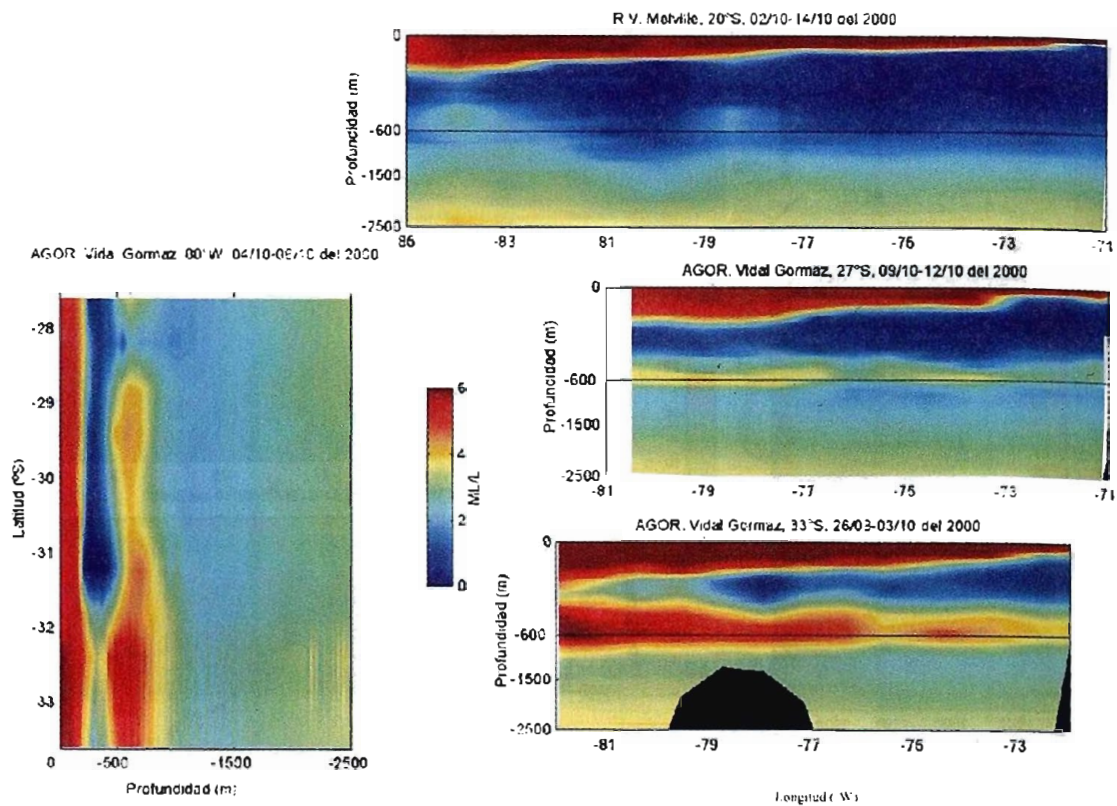


Figura 10.10. Distribución vertical del oxígeno disuelto (ml/l) del crucero Cimar 6-Islas Oceánicas (Latitud 27° S, 33° S, longitud 80° W), desde 26 de septiembre al 12 de octubre del 2000 y Cook-2 (Latitud 20° S), desde el 2 al 14 de octubre del 2000.