

5845

97071

INSTITUTO DEL MAR DEL PERU
BOLETIN

VOLUMEN 2

NUMERO 5

**OCEANOGRAFIA DE LAS AGUAS
COSTERAS DEL PERU**

por

SALVADOR ZUTA y OSCAR GUILLEN

Departamento de Oceanografía
Instituto del Mar del Perú

(Presentado 26 Enero 1970)

LIBRERIA
24 JUN 1983
INSTITUTO DEL MAR DEL PERU Y
DE CIENCIAS
DE LA COSTA Y PESQUERAS



CALLAO, PERU
1970

OCEANOGRAFIA DE LAS AGUAS COSTERAS DEL PERU

por

SALVADOR ZUTA y OSCAR GUILLEN

Departamento de Oceanografía

Instituto del Mar del Perú

CONTENIDO

Agradecimientos	161
-----------------------	-----

Capítulo I

1. Introducción	161
2. Observaciones y métodos	163
2.1 Los datos y su procesamiento	164
2.2 Métodos en el análisis de muestras	164
3. Fronteras físicas del océano	165
3.1 Línea costera	165
3.2 Principales aspectos topográficos	166

Capítulo II

1. El sistema de vientos y el clima	168
1.1 Sistema de vientos	169
1.2 Clima	170
2. Distribución y variación de las propiedades físicas y químicas del agua de mar	171
2.1 Temperatura	172
2.2 Salinidad	176
2.3 Oxígeno	179
2.3.1 Oxígeno promedio en la superficie del mar	179
2.3.2 Distribución vertical del oxígeno	180
2.3.3 Variaciones estacionales del oxígeno	183

2.4	Nutrientes..	183
2.4.1	Fosfatos..	183
2.4.2	Silicatos..	186
2.4.3	Nitratos..	188
2.4.4	Nitritos..	190
2.4.5	Relación entre nutrientes..	192

Capítulo III

1.	Masas de agua	193
1.1	Masas de agua superficiales..	194
1.2	Masas de agua subsuperficiales..	195
2.	La circulación..	196
2.1	Corrientes superficiales: La Corriente Peruana..	196
2.2	Corrientes subsuperficiales..	197
3.	Afloramiento..	198
3.1	Áreas de afloramientos costeros frente al Perú..	199
3.2	Características y tipos de afloramientos costeros	200
3.3	Efecto vital del afloramiento..	202
4.	El frente ecuatorial y el fenómeno "El Niño"..	203
4.1	Frente ecuatorial..	203
4.2	Fenómeno "El Niño"..	205
5.	Olas y mareas..	211
5.1	Olas u ondas marinas superficiales..	211
5.2	Ondas internas..	215
5.3	Mareas..	216

Capítulo IV

1.	Producción de las aguas costeras y sus variaciones..	218
1.1	Definiciones..	220
1.2	Transparencia del mar..	221
1.3	Clorófila "a"..	222
1.4	Producción Primaria..	224

Capítulo V

1.	Resumen y comentarios..	228
2.	Problemas pendientes de investigación..	232
3.	Apéndices..	235
4.	Lista de figuras..	239
5.	Referencias..	245

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento especial al Dr. Jorge Sánchez, Director Técnico del Instituto del Mar del Perú, por su apoyo y comprensión decidida durante los tres años que demoró este trabajo. Agradecen también las valiosas sugerencias dadas por el Dr. O. Roels del Lamont Geological Observatory de Columbia University y por el Dr. K. Wyrтки de University of Hawaii. Deben también su agradecimiento al Prof. J. D. Cochrane de Texas A & M. University y al Dr. R. B. Montgomery de Johns Hopkins University, de quienes obtuvieron las bases para el procesamiento de los datos usados en este trabajo. Agradecen igualmente las observaciones hechas por el Dr. M. Stevenson de IATTC.

Los autores están asimismo agradecidos del Sr. Pablo Torres, quien hizo la casi totalidad de los dibujos presentados en este trabajo, y de todos los miembros del Departamento de Oceanografía por la valiosa colaboración en esta tarea de conjunto. Agradecimiento que hacen extensivo al Sr. Luis A. Poma, quien perteneció hasta hace poco al Departamento de Oceanografía.

CAPITULO I

1. INTRODUCCION

La Corriente Peruana forma parte del movimiento anticiclónico del Pacífico Sur. Gunther (1936) al discutir los resultados de la Expedición W. Scoresby (1931) diferenció dos ramales dentro de la Corriente Peruana: La Corriente Costera Peruana y la Corriente Oceánica Peruana. Esta denominación es seguida por Wyrтки (1963), y también se aplica en el presente trabajo. La Corriente Costera Peruana viene a identificarse en buena cuenta con la originalmente denominada Corriente de Humboldt, y está ligada a complicados fenómenos costeros.

Listas bastante completas sobre las observaciones oceanográficas frente a la costa peruana y trabajos referentes a las aguas costeras peruanas, se encuentran en publicaciones hechas por Gilmartin (1964) y Wyrтки (1965). De las expediciones oceanográficas, la Step-I de la Scripps Institution of Oceanography (SIO) fue la primera en hacer una exploración más completa de la región marítima frente al Perú, con cuyos datos Wooster y Gilmartin (1961) lograron confirmar el flujo subsuperficial hacia el sur que denominaron Corriente Subssuperficial Peruano-Chilena (Peru-Chile Undercurrent) que fue observado primero por Gunther (1936) y Sverdrup (1946) lo atribuyó de un posible origen ecuatorial, como lo confirmaron estudios últimos. Wyrтки (1963), trabajando con los mismos datos del Step-I (1960) diferenció dos flujos subsuperficiales hacia el sur: Uno costero, la ya conocida Corriente Subssuperficial Peruano-Chilena, y otro más distante de la costa, la Contracorriente Peruana.

Yoshida (1967), trabajando sobre bases teóricas, mostró la bifurcación

hacia el norte y hacia el sur del ecuador, de la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (Undercurrent), aunque la bifurcación aparece algo distante al oeste de las Galápagos y los ramales aparecen un tanto lejos de las costas sudamericanas. Tsuchiya (1968) discutió la Corriente Ecuatorial Subsuperficial y su extensión al este de las Galápagos, en términos de alto contenido de oxígeno. Cochrane y Zuta (1968), usando los datos del R/V Alaminos de Eastropac, mostraron la extensión de dicha corriente en dos bandas, en términos de la estructura de la masa y del máximo subsuperficial de oxígeno. White (1969), con los mismos datos del R/V Alaminos llegó a consideraciones geostroficadas. Por otro lado, Reid (1961) observó la denominada Contracorriente Sur Ecuatorial (CCSE), como un flujo de Oeste a Este, alrededor de aproximadamente los 10° S de latitud.

La Corriente Costera Peruana (CCP), la fuerza de arrastre de los vientos alisios de SE y las corrientes subsuperficiales, constituyen el engranaje que mantiene el afloramiento a lo largo de la costa peruana. Wyrski (1963) ha hecho estimaciones teóricas sobre los afloramientos costeros frente a la costa peruana. Las características físico-químicas de este fenómeno han sido tratadas por varios autores, y se amplían en el presente trabajo.

Como condiciones anormales frente a la costa peruana, tenemos el denominado fenómeno "El Niño", como el ocurrido en 1891 (Schott, 1931), 1925 (Murphy, 1926), 1957 (Wooster, 1960) y 1965 (Guillén y Flores, 1965). Aunque este fenómeno ha sido tratado por varios autores, Bjerknes (1961) fue el primero en tratar de explicar el mecanismo que lo origina; pero sus limitados datos no le permitieron un enfoque cabal del problema. Todavía hay muchas cosas que aclarar y completar sobre las causas y mecanismos para poder llegar a su predicción a largo plazo.

Wyrski (1967) en su estudio sobre masas de agua del Pacífico Ecuatorial Oriental, región que incluye las aguas costeras del Perú, describe las masas de aguas superficiales y subsuperficiales. En las superficiales distingue a las aguas tropicales superficiales (ATS) que normalmente aparecen al norte de los 4° S; las aguas subtropicales superficiales (ASS) procedentes de la región subtropical (del anticiclón); las aguas ecuatoriales superficiales (AES), intermedias entre las ATS y ASS, resultado de la advección estacional de las aguas frías de la CCP y del afloramiento ecuatorial. Dentro de las subsuperficiales considera a las aguas subtropicales subsuperficiales (ASSS) que se extienden hacia el ecuador, las aguas ecuatoriales subsuperficiales (AESS) que se dirigen hacia el sur, las aguas templadas del Pacífico Sur (ATSA) provenientes del borde norte de la convergencia subtropical, y la capa mínima de Oxígeno ($O_2 < 1 \text{ ml/L}$).

Los conocimientos iniciales de algunos nutrientes fueron dados por Gunther (1936), Fleming et al (1945), Posner (1957), Wooster y Cromwell (1958) y Wooster et al (1961). Los estudios sobre nutrientes y la productividad de las aguas costeras peruanas han alcanzado gran interés en estos últimos años. Guillén (1964a y 1966) estudió la distribución de fosfatos frente al Perú y estimó la productividad a base de fosfatos. El grupo de investigadores de la Cadena Alimenticia del IRM de la SIO, encabezado por

Strickland y con la participación de investigadores de IMARPE, viene realizando estudios integrales sobre la productividad de dichas aguas. Guillén y R. de Rondán (1968) también hicieron estudios sobre la productividad en 1964 frente a la costa peruana, empleando O^4 , y Dugdale (1967) aplicó la nueva técnica del N^{15} para la productividad primaria en las aguas Costeras del Perú, con resultados muy interesantes.

Todavía falta hacer estudios integrales y específicos de las aguas Costeras del Perú para comprender mejor los fenómenos envueltos en los afloramientos costeros, en el fenómeno "El Niño", la productividad de las aguas, etc. Es nuestro propósito presentar en este trabajo una imagen lo más aproximada posible de las aguas costeras en sus diferentes aspectos y sólo hasta la profundidad de 1000 m. Por otro lado, representa este trabajo la contribución del Departamento de Oceanografía del Instituto del Mar, durante sus ocho años de labor, que ha significado esfuerzo y superación constante.

2. OBSERVACIONES Y METODOS

Este estudio se basa principalmente en datos tomados en los cruceros del B.A.P. "Bondy" y B.A.P. "Unanue" durante 1961-68, cuya densidad de observaciones se da en la Fig. 59(a). Para las cartas promedios se han incluido las siguientes expediciones extranjeras: Carnegie VII (Nov. 1928 Feb. 1929), W. Scoresby (Jun./Ago. 1931), Shellback (Jul. 1952), Downwind (Ene. 1958), Chiper (Mar./Abr. 1960), Step-I (Oct./Nov. 1960), Rehoboth (Nov. 1960), Anton Bruun (Oct. 1965/Jul. 1966) y R/V Alaminos (Feb./Mar. 1967). No se ha podido incluir datos del R/V Rockeway (Ago. 1967), del R/V Oceanographer (Nov. 1967), R/V Akademik Kurchatov (Oct./Nov. 1968), del R/V Kaiyo Maru (Dic. 1968) y del Crucero Unitas III (1967), porque no se pudo disponer de los datos o porque algunos de ellos estaban realizándose al tiempo que se preparaban nuestras cartas promedios. La Fig. 3 se ha preparado con los datos tomados de los boletines del ex-Servicio de Agrometeorología e Hidrología del Ministerio de Agricultura. La Fig. 17 se preparó con los datos publicados por el entonces Servicio de Hidrografía y Faros de la Marina del Perú, hoy Dirección de Hidrografía y Faros (DHF).

En nuestros cruceros, la intensidad de las observaciones aumentó progresivamente. En 1961 se empezó trabajando hasta los 100 m de profundidad y hasta aproximadamente 100 millas de la costa, con observaciones de temperatura, salinidad, oxígeno y fosfato en las ramas de Oceanografía Física y Química. En los años siguientes nos extendimos hasta 150 millas de la costa y hasta los 200 y 300 m de profundidad. En 1964 empezamos con cruceros regulares a lo largo de toda la costa peruana y con observaciones hasta los 1,000 m de profundidad. En 1967 y 1968, nos extendimos hasta 200 y 300 millas de la costa, participando dentro del programa internacional de EASTROPAC, alcanzando profundidades hasta de 3,000 m en contados casos. De aquí que tengamos la mayor densidad de datos entre los 3-13° S, y en general dentro de las 120 millas a lo largo de toda la costa. En los 41 cruceros oceanográficos de 1961-1968 se hicieron un total de 4,413 observaciones, de las cuales 2,823 corresponden a estaciones hi-

drográficas, mayormente con observaciones de temperatura, salinidad, oxígeno y fosfato.

2.1 Los datos y su procesamiento

Los datos se obtuvieron usando básicamente botellas Nansen con termómetros reversibles protegidos y no protegidos para lanzamientos hidrográficos, botellas van-Dorn para muestras de productividad y batitermógrafos para 60, 140 y 275 m de profundidad. Las observaciones se hicieron a profundidades estandarizadas.

En el procesamiento de los datos se ha seguido en parte al Manual del NODC, y en gran parte el sistema de Montgomery, construyendo curvas T-Z, T-S, T-O₂, T-PO₄, T-SiO₃, T-NO₃ y T-NO₂, tanto individuales, como compuestas. A base de estas curvas se han preparado las secciones verticales de las Figs. 24 a la 58. En la construcción de las cartas promedios de las Figs. 60-76 se han agrupado los datos mensuales por cuadrados Marsden de 1°, y de los promedios mensuales se ha pasado a los promedios estacionales. En el punto de promedios se da, además, dos números seguidos: El primero indica número de años y el segundo total de datos. Las cartas mensuales serán publicadas en un Atlas dentro de muy pronto.

La densidad de datos de silicatos, nitratos, nitritos y de productividad es considerablemente pequeña, por lo que fue más conveniente presentar una carta de promedio general para estos casos (Ver Figs. 65-76).

Las cartas referentes a los cruceros 6408 y 6504, se han construido despreciando las variaciones que pudieran haber ocurrido en un lapso de 20 ó 30 días. Esta consideración es ampliamente válida en períodos de condiciones normales, en que los cambios son generalmente lentos o moderados. Pero cuando ocurren fenómenos anormales, como "El Niño" de 1965, la carta considerada sinóptica no nos da una imagen real de lo ocurrido cuando las observaciones se hacen en un lapso de 20 días, en cuyo período las aguas de "El Niño" pueden avanzar o replegarse en varios grados de latitud, por ejemplo 8° de latitud, y ésta es la limitación de los gráficos del Crucero 6504 (Figs. 77-82). Durante el fenómeno "El Niño" se requiere la observación simultánea y continuada de varios barcos, aviones de investigación, etc.

2.2 Métodos en el análisis de muestras

En las determinaciones de salinidad se empleó hasta 1964 el método de titulación de Knudsen, usando cromato de potasio como indicador. A partir de 1965 se empleó el salinómetro inductivo australiano, Modelo III.

En los análisis de oxígeno disuelto se siguió el método modificado de Winkler.

Los análisis de fosfatos se iniciaron en 1961 usando el método descrito

por Wooster y Rakestraw (1961), y desde 1965 comenzó a emplearse el método descrito por Strickland y Parson (1965).

En 1967 se comenzó a hacer determinaciones de silicatos, nitratos y nitritos, empleando el método de Strickland y Parson (1965).

Las muestras de agua para clorófila "a" fueron recolectadas con balde de plástico en la superficie del mar, filtradas inmediatamente, previa adición de carbonato de magnesio y conservadas en una congeladora hasta el momento de su análisis en tierra por el método de Strickland y Parson (1965).

Al seguir el método de Steemann Nielsen (1952) con radio carbono C^{14} para encontrar la tasa de fijación de carbono del fitoplancton, se tomaron las muestras con botellas van-Dorn a profundidades correspondientes al 100, 28, 10 y 2.8% de intensidad de luz superficial. A partir de 1966 se hizo a profundidades correspondientes al 77, 36, 16, 7.8, 3.5 y 1.6% de intensidad de la luz superficial. Se agregó a cada muestra el C^{14} de radioactividad de 4 μ c, y las muestras se incubaron a la temperatura superficial del mar y ante la acción natural de la luz solar, entre el orto y el medio día o entre el medio día y el ocaso, aproximadamente seis horas.

Para la transparencia del mar se empleó el disco Secchi, y para la carta promedio sólo se tomaron los datos correspondientes a las 0600 y 1800 horas del día.

3. FRONTERAS FÍSICAS DEL OCEANO

Consideramos solamente ciertos aspectos determinantes de la línea costera y del fondo marino, fronteras naturales y rígidas del océano.

La carta presentada sobre la topografía del fondo (Fig. 59c) no es sino una gruesa aproximación de la realidad, debido a la escasa densidad de observaciones, hechas exclusivamente por expediciones extranjeras, ya que en el Perú no se ha llevado a cabo hasta la fecha estudios geológicos relacionados con el fondo oceánico donde se extiende la fosa peruana que suele ser el centro de maremotos, geofísicamente frecuentes.

3.1 Línea costera

Tenemos algo más de 1,200 millas náuticas de línea costera, desde Punta Capones en la frontera con el Ecuador, hasta nuestra frontera sur con Chile. Esta línea costera, comprendida aproximadamente entre las latitudes de $3^{\circ}30' S$ y $18^{\circ}30' S$, está próxima a la línea ecuatorial (0°) en su lado norte, y cerca de la línea del trópico de Capricornio ($23^{\circ}30' S$) en su lado sur.

La línea costera (Figs. 59a, b, c) presenta tres porciones principales en su orientación general: La 1ª entre aproximadamente $4-6^{\circ} S$, principalmente frente a Talara-Punta Falsa, con una orientación meridional; la 2ª entre

aproximadamente 6-14° S, frente a Punta Falsa-Pisco, con una orientación de SSE (150°), y la 3ª entre los ~ 14-18° S, frente a Pisco-Ilo, con una orientación de SE (130°). O sea que la orientación de la línea costera varía entre S y SE, exceptuando la pequeña porción al norte de Cabo Blanco en donde toma una orientación de SW. Resulta que al sur de los 6° S, la línea costera es aproximadamente paralela a la dirección predominante de los vientos alisios de SE, especialmente al sur de Pisco. Esto es interesante, particularmente en lo referente al afloramiento.

Parece, pues, que la fisonomía de la línea costera ejerce una influencia apreciable en la orientación de la Corriente Costera Peruana y en el fenómeno de los afloramientos. Zonas de gran divergencia se presentan entre Talara-Punta Falsa y entre Pisco-San Juan. Por otro lado, frente a Punta Falsa-Pimentel, a Callao-Pisco y a Ilo-Arica, aparecen frecuentemente remolinos.

La línea costera tiene partes inaccesibles al sur de los 12° S, y especialmente al sur de los 14° S, donde la Cordillera Occidental se aproxima más a la línea costera.

3.2 Principales aspectos topográficos

La topografía del fondo marino frente a la costa peruana presenta los cuatro siguientes aspectos sobresalientes, como se puede ver en las Figs. 1 y 59c y en una publicación reciente del National Geographic Society (1969):

- 1) Una plataforma continental muy bien delimitada por la isóbata de 100 brazas. Es más angosta desde Punta San Juan (~ 15° S) hacia el sur, y desde dicho lugar hacia el norte se ensancha progresivamente hasta alcanzar un ancho máximo de aproximadamente 65 millas a los 9° S. Al norte de los 7° S vuelve a reducirse apreciablemente. En general, la plataforma más ancha se presenta entre los 7-10° S, donde también se ubica nuestra gran pesquería de anchoveta. El talud presenta su pendiente más suave entre los 7-14° S, y su mayor pendiente entre los 4-6 y 14-17° S.
- 2) La fosa peruana, cuya profundidad aumenta hacia el sur (superando las 3,600 brazas al sur de los 17° S), mantiene su eje entre las 40 y 140 millas de la línea costera, con su mayor acercamiento a la misma a los 6° S (~ 43 millas) y 15° S (~ 68 millas), y su mayor distanciamiento a los 9° S (~ 139 millas) y 17° S (~ 137 millas), como se puede ver en la Fig. 1. Esta fosa da lugar a un talud de gran pendiente, tal como se observa en las secciones A, B, C y D de la Fig. 59c.

Tomando la isóbata de 2,600 brazas como borde exterior de la fosa, podemos decir que su ancho varía entre las 12 y 60 millas, con el máximo entre los 9-12° S. Se extiende hacia el norte hasta los 5° S, y hacia el sur continúa con la fosa chilena, con una interrupción de ~ 75 millas alrededor de los 14-15° S ante la aproximación de la Cordillera

de Nazca. El lado oriental de la fosa es aproximadamente paralelo a la línea costera.

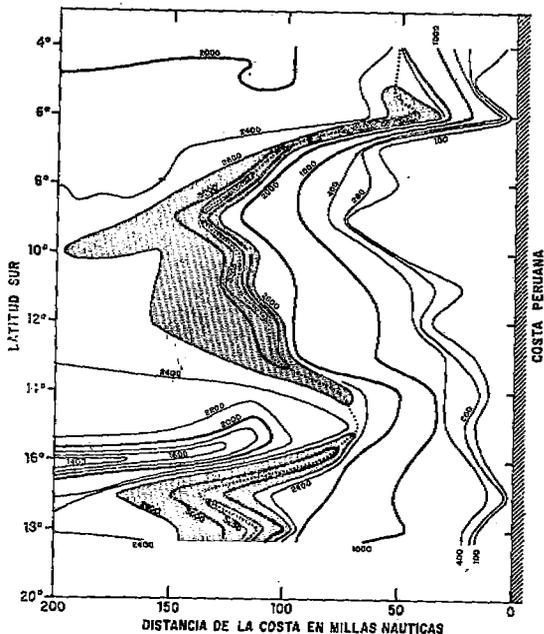


Fig. 1 Isóbatas (en brazas) seleccionadas para mostrar el ancho de la plataforma continental, el talud y la fosa frente a la costa peruana. Las líneas punteadas señalan el eje de la fosa peruana.

Entre los 5-14°30' S se presentan tres bolsones de máxima dentro de la fosa peruana: Uno mayor de 3,000 brazas entre los 6-6°30' S; otro mayor de 3,200 brazas entre los 7°30'-9° S, y un tercero mayor de 3,400 brazas entre los 10°30'-11° S. Al sur de los 15° S, la fosa aparece mucho más uniforme, y continúa con la fosa chilena. En ningún caso la fosa se extiende más allá de las 200 millas.

- 3) La Cordillera de Nazca que se extiende como una gran prominencia, con su eje aproximadamente perpendicular a la línea costera frente a Punta Doña María, y que al aproximarse hasta 50 millas de la costa interrumpe hasta cierto punto la fosa peruana. La parte más alta de esta cordillera

está alrededor de 1,000 brazas de la superficie del mar.

- 4) La parte más aplanada del fondo marino se extiende al lado oeste de la fosa y al norte de la Cordillera de Nazca hasta donde se extiende la cuenca (Basin) del Pacífico Sur-Oriental, con una profundidad dominante entre los 2,400 y 2,600 brazas.

No se han hecho estudios geológicos sistemáticos en el país sobre el fondo marino frente al Perú. Las dos primeras expediciones científicas que realizaron una exploración sistemática de la fosa Peruano-chilena fueron: La "Shellback" en 1952 y la del Crucero Atlantis 221 en 1955. En los cruceros del Anton Bruun de 1965 y 1966 (Texas A & M University, 1966 y 1967), se realizaron observaciones geológicas sistemáticas extensas frente a las costas del Perú y Chile. Otras expediciones, como el Vema (1958), Umitakamaru (1959), Chiper (1960), Akademik Kurchatov (1968), etc., han hecho observaciones geológicas esporádicas.

Hay muy poco que hablar sobre el tipo de fondo, de sedimento y de corrientes turbias frente a la costa peruana. Del Solar (1968) hizo algunas observaciones sobre la plataforma continental, entre los 3-15° S,

en relación con la disponibilidad de peces bentónicos, y cita fondos fangosos, polisapróbicos, etc. Schweigger (1964) habla sobre formaciones geológicas y movimientos verticales a lo largo de toda la costa, así como sobre movimientos de arena en las playas. Por otro lado, Mabire (1961) habla de un fondo marino emergido progresivamente entre Chala y Atico, como resultado de recientes e importantes movimientos verticales que han afectado a la costa sur del Perú.

Algunos miembros de Lamont Geological Observatory (comunicación personal), hicieron observaciones recientes sobre el desplazamiento de arenas en algunas playas de nuestra costa; pero todavía no se conocen los resultados.

Aunque no es nuestra intención hablar propiamente de temas geológicos, sólo queremos resaltar la necesidad de estudiar nuestro fondo marino y sus implicaciones.

La plataforma continental es relativamente aplanada y profunda, con una profundidad mayormente entre 50 y 100 brazas. Además de sus implicaciones geológicas, dinámicas y económicas, el estudio de la plataforma continental también es importante desde un punto de vista estratégico. De aquí que la Segunda Guerra Mundial fue motivo para que EE.UU. llevase a cabo un estudio intensivo de sus márgenes costeras.

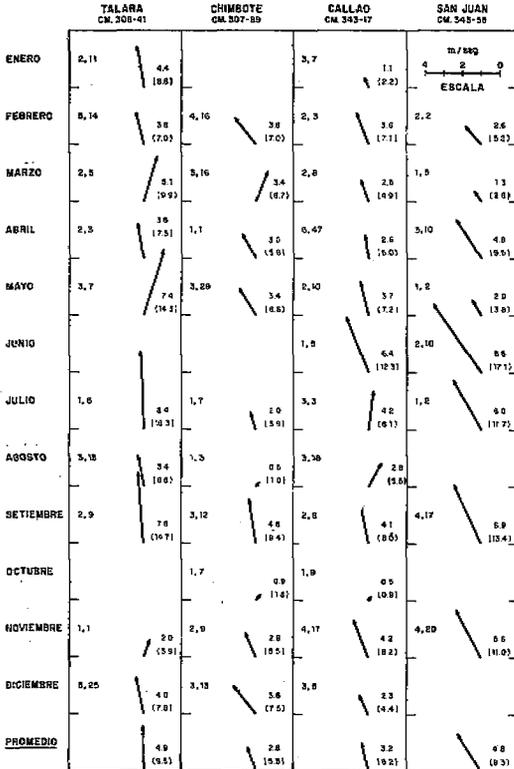
CAPITULO II

1. EL SISTEMA DE VIENTOS Y EL CLIMA

El clima está determinado fundamentalmente por los vientos, las corrientes oceánicas y la distribución de las masas oceánicas y masas continentales dentro del globo terrestre. Los vientos tienen una acción predominante en las capas superficiales de los océanos, y la fuerza de arrastre de los mismos da lugar a los principales aspectos de la circulación oceánica superficial. La radiación solar que llega a nuestro planeta es la energía primaria que mueve el sistema atmósfera-océano, dando lugar a los vientos, las nubes, las lluvias, los hielos y la circulación oceánica. Pueden ocurrir modificaciones en el clima por variaciones en la radiación solar, en la composición de la atmósfera terrestre y en el albedo (rayos solares de onda corta reflejados al espacio desde la superficie terrestre y de la atmósfera) de nuestro planeta. Los gases importantes que afectan tanto las radiaciones de onda corta y larga son el vapor de agua, el ozono y el anhídrido carbónico. La cantidad y tipo de nubes, el estado de la superficie del mar y la cantidad y tipo de partículas suspendidas por mucho tiempo en la atmósfera, pueden alterar materialmente el albedo.

Los climas oceánicos ecuatoriales están dominados por lluvias de convección desde densas masas de nubes cumuliformes, asociadas con la con-

vergencia de los vientos alisios de los dos hemisferios. Los vientos alisios llevan una procesión permanente de nubes cúmulos. En la zona de las altas presiones hay casi permanentemente un cielo claro. El aire polar es frío y seco, y el aire subtropical es caliente y húmedo.



1.1 Sistema de vientos

Los vientos predominantes frente a la costa peruana son los alisios de SE, que, como se puede ver en la Fig. 2, son, en general, más fuertes en el invierno y más débiles en el verano del Hemisferio Sur (H. S.), con velocidades medias hasta algo más de 9 m/seg (~ 17 nudos). Al sur de los 14° S, especialmente frente a San Juan, los vientos son más intensos y más persistentes de SE. Al norte de los 6° S, tal como frente a Talara, los vientos son más variables, con direcciones de S y SW en las cuatro estaciones del año. Los vientos más débiles no se presentan en la misma época a lo largo de toda la costa: En Talara ocurre en Noviembre; en Chimbote en Agosto y Octubre; en Callao en Enero y Octubre, y en San Juan en Marzo y Mayo.

Fig. 2 Resultantes de vientos por meses en cuatro áreas costeras del Perú. Los números de la izquierda indican el número de años y el total de datos, respectivamente. Los números de la derecha indican la velocidad en m/seg (nudos).

De la distribución de presiones también se puede llegar a la distribución de los vientos. En las Figs. 4 y 5 de Bjerknes (1961); el rango de presiones

al nivel del mar del Pacífico Tropical Oriental es de 1026-1010 mbs en Agosto y de 1022-1006 mbs en Marzo; con el centro de altas presiones alrededor de 90° W y entre los 30° y 37° S, más cerca del ecuador en el invierno del H. S. Frente a la Costa del Perú el rango general de presiones es de 1017-1010 mbs, como se puede ver en la Fig. 3 del presente trabajo, correspondiendo las presiones más altas al Callao, durante todo el año, y las más bajas a Zorritos, en general; aunque en el verano los valores más bajos aparecen frente a San Juan. Los máximos de presión se presentan de Mayo a Octubre en el Callao; de Junio a Agosto en San Juan, y de Julio a Agosto en Zorritos. Al decir Callao nos referimos a La Punta de la Fig. 3.

1.2 Clima

Frente a la costa peruana, el clima es fundamentalmente de régimen subtropical; pero también ejercen influencia el clima tropical al norte de los 6° S, y al sur de los 15° S el clima templado de las zonas templadas de la región subantártica. Los afloramientos costeros ligados al sistema de vientos y sumados a la Corriente Costera, dan una fisonomía especial al clima de la costa peruana, que se manifiesta en una región marítima rica frente a un área costera mayormente desértica. Comunmente los estudios del clima se realizan a base de las temperaturas del mar, del aire, las nubes, precipitaciones, la evaporación y la humedad relativa, cuyas características principales mencionamos a continuación. La evaporación y la precipitación constituyen casos típicos de interacción entre la atmósfera y el océano.

En las cartas de Wyrтки (1964) se puede ver que frente a la costa peruana la temperatura promedio presenta una variación anual de 5 a 8° C, con el máximo que se extiende lejos de la costa, aproximadamente en el borde oriental de la Corriente Oceánica y en forma zonal al norte de los 5° S. Las cartas preparadas de temperatura del aire, pero que no presentamos, y la Fig. 14, muestran que la temperatura del aire próxima a la superficie está grandemente controlada por la temperatura superficial del mar, por lo que ambas siguen la misma tendencia en su distribución. En general, la del aire es mayor en 1 a 3° C, y esta diferencia resalta en el área costera, especialmente en las zonas de afloramiento.

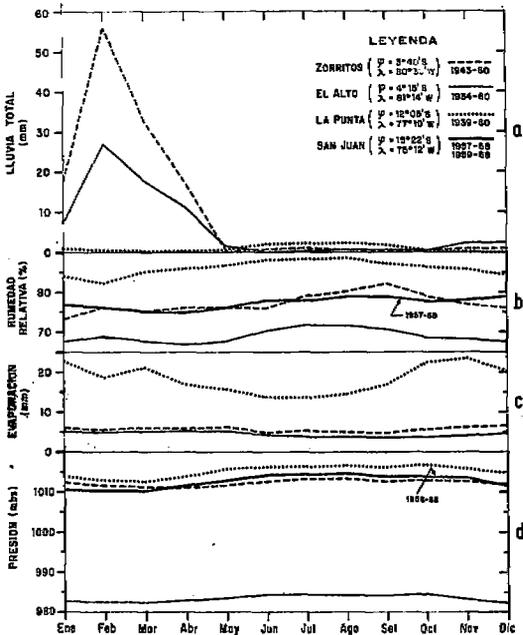


Fig. 3 Promedio mensual de precipitación (a), humedad relativa (b), evaporación (c), y presión (d), en cuatro estaciones costeras del Perú.

En la Fig. 3 se observa que en Zorritos y El Alto, que están bajo el régimen ecuatorial, la evaporación es baja y aproximadamente constante, en tanto que las precipitaciones son notables en los meses de Enero a Mayo, con la máxima en Febrero (cerca de 60 y 30 mm, respectivamente). En el Callao, el régimen es diferente, con precipitaciones bajísimas durante todo el año, cuyo máximo no alcanza los 3 mm en los meses de Junio a Setiembre. En general la evaporación es mayor en los meses de verano y primavera, y es menor en los meses de Junio a Agosto, en toda la costa.

La precipitación es muy baja frente a la costa peruana, excepto al norte de los 6° S, siendo por lo general más baja en el verano.

En la misma figura 3, el Callao se destaca por sus altos valores de humedad relativa (H. R.), y El Alto por sus bajos valores, en tanto que en Zorritos y San Juan la H. R. es muy similar. En el Callao, la H. R. es alta durante toda la etapa de enfriamiento, y en general, la H. R. es mayor en el invierno, con una tendencia algo parecida a las presiones y algo contraria a la evaporación.

El cielo es despejado en el verano y permanece casi totalmente cubierto en el invierno, especialmente al sur de los 6° S, con nubes predominantemente del tipo cúmulos y alto cúmulos, y en las partes próximas a la costa la neblina anula generalmente la visibilidad de la línea costera. Regularmente, alrededor de mediados del invierno, el cielo se despeja por corto tiempo, con las características de un "verano de invierno", como suelen denominar muchas personas.

2. DISTRIBUCION Y VARIACION DE LAS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL AGUA DE MAR

Las propiedades del agua de mar se agrupan en propiedades conservativas y no-conservativas. Dentro de las primeras están la temperatura y la salinidad. Las no-conservativas son aquellas como el oxígeno, fosfato, silicato, nitrato, nitrito, etc., que están sujetas a grandes cambios por efecto de fenómenos atmosféricos, procesos químicos y bioquímicos.

Por otro lado, los constituyentes generales del agua de mar, por su concentración están divididos en dos grupos: Los macroconstituyentes y los microconstituyentes. En la tabla dada por Goldberg (1965), los catorce macroelementos están en concentraciones igual o mayor de 1 mg/L. Los restantes microelementos existen en concentraciones micromolares o submicromolares, y muchos de éstos intervienen en reacciones inorgánicas y bioquímicas importantes del ambiente marino. En el presente trabajo nos referimos sólo a los compuestos del O₂, Cl, C y Si, dentro de los macroconstituyentes, y algunos compuestos del N y el P, dentro de los microconstituyentes.

Los macroconstituyentes, llamados a veces elementos conservativos, hacen una contribución significativa a la salinidad (S), tal como ésta se define en Oceanografía: "El peso en gramos de las materias inorgánicas disueltas en un kilogramo de agua de mar, después de sustituirse todos los bromos y yodos por cantidades equivalentes de cloro, de haberse convertido en óxido todos los carbonatos y de haberse oxidado completamente toda la materia orgánica".

Al hablar de la distribución, damos más énfasis a la distribución en superficie, ya que la superficie del mar, como inter-fase, constituye la parte más importante del océano, pues, a través de ella se realizan las interacciones

entre el océano y la atmósfera, con un flujo constante de energía radiante hacia la masa líquida y de ésta hacia el espacio.

La distribución promedio en superficie se da en las Figs. 60-67; la distribución vertical se da en la Fig. 21 de estaciones individuales y en las Figs. 28-58 de las secciones verticales. La ubicación de las estaciones y áreas seleccionadas se da en la Fig. 59(b), en la que también se puede ubicar fácilmente las secciones verticales.

2.1 Temperatura

La temperatura es el parámetro más fácil de obtener en el mar, y su distribución y variación están fundamentalmente ligadas a las corrientes oceánicas y a variaciones en la radiación solar.

Temperatura promedio en superficie

El Océano Pacífico es el más caliente de los océanos, y el Atlántico el más frío. Por otro lado, las temperaturas del Hemisferio Norte (H. N.) son en promedio 2° C más calientes que las del Hemisferio Sur (H. S.), en todas sus latitudes. Todo esto se debe a la configuración de los océanos, al sistema de corrientes y a la influencia de los polos. En el H. S., los tres océanos están completamente abiertos a la influencia de la Antártica. En el Océano Pacífico la mitad occidental de los trópicos es más caliente que la otra mitad oriental, y esto es uno de sus aspectos más importantes de la distribución de temperatura.

De manera general, las temperaturas del mar se elevan hacia el ecuador y disminuyen hacia los polos: Sobre gran parte del Pacífico, y especialmente en grandes latitudes, las isotermas presentan una distribución zonal, y la circulación anticiclónica del Pacífico Sur produce la deflexión de las isotermas hacia el norte en las grandes latitudes y hacia el oeste cerca del ecuador, correspondiendo a las costas de Chile, Perú y Ecuador. El notable gradiente zonal frente a la costa peruana está relacionado con el afloramiento costero que lleva aguas frías a la superficie.

En las Figs. 60(a, b, c, d) se puede observar que frente al Perú las temperaturas se elevan en general hacia el oeste y hacia el norte, dando lugar a gradientes zonales y latitudinales al sur y norte de los 6° S, respectivamente. En el verano (Fig. 60a) y en el otoño (Fig. 60b), se presentan los gradientes más intensos, con las isotermas menores de 24° C fundamentalmente paralelas a la costa, y se destaca una lengua cálida lejos de la costa. En el invierno (Fig. 60c) y en la primavera (Fig. 60d) se pierde prácticamente el paralelismo entre las isotermas y la línea costera, debido a las notables irregularidades de las isotermas. De aquí que en el verano y el otoño se puede hablar de un agua costera con $T < 23^{\circ}\text{C}$, y resulta ambiguo fijarle un límite al agua costera en el invierno y la primavera, sobre todo en el invierno, en que se unifican los sistemas oceánico y costero.

El área fría permanente está entre los 14-16° S. Otras áreas frías semi-

permanentes se presentan entre los 4-6° S y 7-9° S. Frente a Supe, el enfriamiento notable se presenta en la primavera.

En las cartas de Wyrski (1964) también se destaca el área fría alrededor de San Juan, y sobre todo la lengua caliente de verano y otoño que se aproxima a los 30° S en Marzo y desaparece casi completamente en los meses de Julio a Setiembre. En general, el rango estacional de temperatura frente al Perú disminuye de norte a sur y es como sigue, para toda la costa, en ° C:

Franja	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
Al este de 86° W:	27-17	26-14	21-13	21-15
Hasta las 100 millas:	25-17	24-14	19-13	21-15
Hasta las 50 millas:	24-17	21-14	18-13	21-15

Distribución vertical de la temperatura

Se puede decir que en general la temperatura disminuye con la profundidad. Ocasionalmente se presentan pequeñas inversiones en la capa de mezcla. Excepcionalmente y especialmente en el sur, se presentan inversiones en la capa homotérmica (capa termostática) situada inmediatamente debajo de la termoclina, hasta del orden de 0.5° C, como se puede ver en la Est. 121 de la Fig. 4. En las áreas costeras de afloramiento, el agua es altamente homogénea, como se puede ver en las Est. 35 y 48 de la Fig. 4, correspondientes a afloramientos intensos del sur y del norte, respectivamente.

La capa de mezcla o napa se desarrolla comunmente con un espesor hasta de 50 m (Est. 41) dentro de las 100 millas. En el invierno puede exceder este espesor, como en la Est. 117 (Fig. 4), y ocasionalmente se ha observado napas hasta de 125 m de espesor dentro de las 150 millas (Zuta, 1968). La termoclina puede presentarse hasta con 11 y 13 isotermas (Est. 75 y 28 de la Fig. 4, respectivamente) en el período de calentamiento, y con 3 y 4 isotermas (Fig. 47) en el invierno, sufriendo pérdidas de 8 a 9 isotermas del verano al invierno. En términos generales, la termoclina se hace más superficial al acercarse a la costa, al mismo tiempo que la napa disminuye de espesor. Frente a la costa peruana se puede hablar de 4 tipos de termoclina, como las que describimos a continuación, y cuyo esquema se da en la Fig. 5:

- SP : Termoclina Superficial Permanente, generalmente por encima de los 75 m y por debajo de una napa de un espesor menor de 25 m. Se presenta en las aguas de régimen ecuatorial, comúnmente al norte de los 4° S. En las ocurrencias del fenómeno "El Niño" puede presentarse más al sur, como es el caso de la Est. 28 (Fig. 4).
- SSP : Termoclina Subsuperficial Permanente, de gradiente moderado, encima de la cual se desarrolla la termoclina SE (Superficial estacional). Se presenta en gran parte de la costa peruana.

- SE : Termoclina Superficial Estacional, que se desarrolla en el período de calentamiento, principalmente en el verano, con un gradiente muy intenso, y en determinados casos se pega a la superficie.
- PP : Termoclina Permanente Profunda, separada de la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente) por la capa termostática (de temperatura aproximadamente homogénea).

Hay casos en que se presentan combinaciones de termoclinas PP (Permanente Profunda) y SSP (Subsuperficial Permanente), resultando la

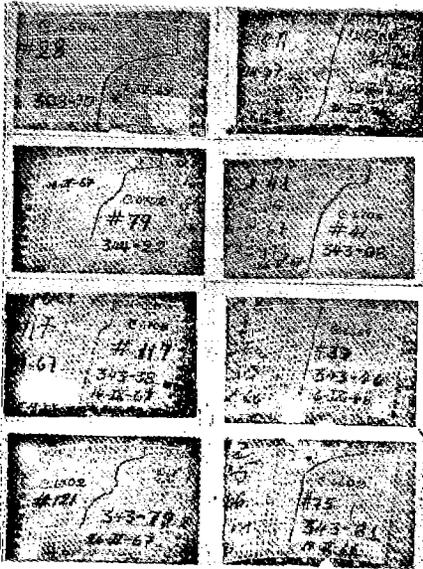


Fig. 4 Fotos BT seleccionadas que muestran los casos típicos de estructura térmica de las aguas costeras del Perú.

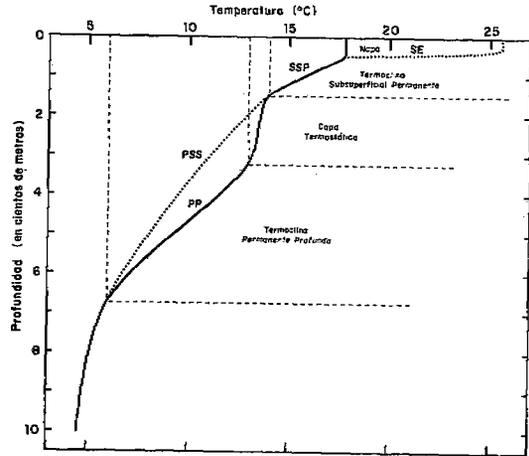


Fig. 5 Esquema de la estructura térmica de las aguas costeras del Perú.

termoclina PSS (Profunda Subsuperficial), conformada generalmente por 8 isotermas (15-8° C) entre los 150-700 m de profundidad.

En la parte costera, aproximadamente al nivel de 100 m de profundidad, las isotermas presentan generalmente una divergencia con el hundimiento notable de las isotermas de 15-13° C, hundimiento que viene a estar asociado con la extensión de la Corriente Cromwell y la Corriente Peruana Sub-

superficial (CPSS), que discutimos en el Cap. III. Al norte de los 6° S se suman a este hundimiento las isotermas de 16 a 18° C, según la intensidad de la extensión de la Corriente Cromwell.

Variaciones estacionales de la temperatura

El hecho de que el Pacífico Sur esté completamente abierto a la influencia de la Antártica y se tenga la prolongación hacia el polo del Continente Sudamericano, da lugar a que se presenten enormes variaciones estacionales.

En las áreas de Punta Falsa (Fig. 22a) y Callao (Fig. 23a) se puede ver que los cambios estacionales afectan la capa de 0-100 m, principalmente. El calentamiento se produce de Setiembre a Enero en Punta Falsa y se prolonga hasta Febrero en el Callao, resultando así un período de 8 meses de enfriamiento para el primero y 7 para el segundo. Por debajo de los 50 m, el enfriamiento se prolonga por 2 y 3 meses más, respectivamente.

En el Callao, la termoclina superficial se desarrolla por encima de los 50 m, con un gradiente máximo de 0.9° C/10 m (Feb.). En Punta Falsa, la termoclina alcanza un gradiente promedio máximo de 1° C/10 m, y se desarrolla mayormente por encima de los 60 m, aunque en caso de aparición de "El Niño" se profundiza ligeramente.

La amplitud anual de la temperatura superficial es de 5.26° C para Punta Falsa, y de 5.03° C para el Callao, y en ambos casos disminuye con la profundidad, como se puede ver en los cuadros Nos. 1 y 2. Aunque era de esperar que la de Punta Falsa fuera menor, no ocurre así, posiblemente debido al afloramiento casi permanente en esta área. El desplazamiento de las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) y AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales) también contribuye significativamente en las variaciones anuales.

Variaciones diurnales de temperatura

Para dar una idea de la variación diurna promedio (aunque los promedios no son muy representativos) en tres de nuestras estaciones costeras con registros termográficos, presentamos el gráfico de la Fig. 6. En Talara la amplitud es de 0.8° C, con los cambios más notables entre las 1300-1800 horas, la máxima temperatura entre las 1800-1900 horas y la mínima a las 1300 horas. En el Callao, la amplitud alcanza a 1.2° C, con los cambios más notables entre las 0800-1400 horas, la máxima entre las 1400-1500 horas y la mínima entre las 0700-0800 horas. En Matarani los cambios son insignificantes, y la amplitud es de 0.3° C. Aunque la variación diurna decrece en general hacia los polos, la mayor amplitud encontrada frente al Callao puede estar motivada por el afloramiento y la gran advección de ASS (Aguas Subtropicales Superficiales), entre otras cosas.

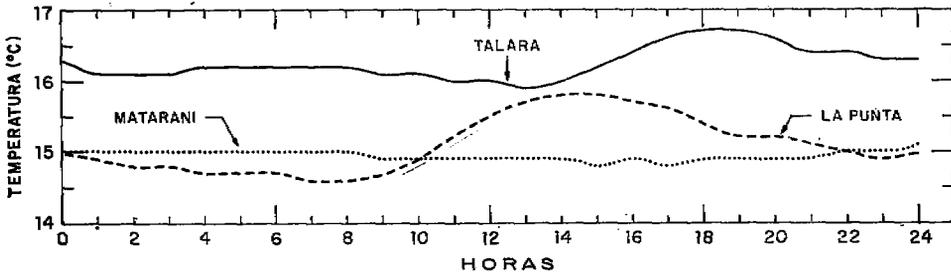


Fig. 6 Variación diurna de la temperatura superficial del mar en Talara ($04^{\circ}35' S$, $81^{\circ}17' W$), La Punta ($12^{\circ}03' S$, $77^{\circ}09' W$) y Matarani ($17^{\circ}00' S$, $72^{\circ}07' W$).

2.2 Salinidad

La salinidad es otro de los parámetros conservativos que da características especiales al agua de mar y depende fundamentalmente de los procesos de evaporación y precipitación. Su definición oceanográfica ya se ha dado en el punto 2 de este capítulo.

Salinidad promedio en superficie

Hasta el momento actual sólo contamos con las cartas promedios de salinidad superficial de Schott (1935), Muromtsev (1958) y de Bennett (1966); las cartas de los dos primeros son de promedio general para todos los océanos, y las del último son de promedio mensual para el Pacífico Tropical Oriental. Un Atlas Marino preparado por Stevenson et al (1970) saldrá publicado muy pronto.

Los océanos tienen su máxima salinidad en las regiones subtropicales, coincidiendo aproximadamente con el centro de los anticiclones, y el mínimo de salinidad en las regiones polares y en la parte oriental de los trópicos. Es decir, que los máximos se presentan en las zonas de gran evaporación, y los mínimos en las zonas de gran precipitación.

En el Pacífico Sur, el máximo de salinidad pasa de los 36.5‰, y las salinidades mínimas se encuentran al lado noreste de las Galápagos (alrededor de 32‰) y frente a la costa meridional de Chile (alrededor de 33‰).

La situación geográfica de la costa del Perú hace que sus aguas costeras estén mayormente influenciadas por las aguas saladas de la región subtropical y, en segundo lugar, por las aguas de baja salinidad de la región ecuatorial. Dentro de las primeras tenemos a las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales), y dentro de las segundas las AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales) y ATS (Aguas Tropicales Superficiales), cuyas características se describen en la primera parte del Capítulo III.

Las aguas provenientes del afloramiento son generalmente aguas con $S < 34.9\%$ al sur de los $14^{\circ} S$ y con $S < 35\%$ más al norte.

Las Figs. 61(a, b, c, d) muestran gradientes zonales y longitudinales, como el caso de la temperatura. Los zonales al sur de los $6^{\circ} S$, en que la salinidad aumenta lejos de la costa por efecto de las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales). Los longitudinales al norte de los $6^{\circ} S$, son mucho más pronunciados, debido a que la salinidad disminuye rápidamente hacia el norte por efecto de las AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales) y ATS (Aguas Tropicales Superficiales).

Los cambios de salinidad frente a la costa peruana están sujetos principalmente a la circulación superficial que produce advección de aguas más salinas (ASS) o menos salinas (AES), a procesos de mezcla vertical por turbulencia y convección y a fenómenos de evaporación y precipitación. La influencia de descarga de ríos es despreciable (Ver Apéndice II). Los ríos de mayor volumen son el Tumbes, Chira, Santa y Majes, de norte a sur, con una descarga promedio entre $80-950 \text{ m}^3/\text{seg}$.

Dentro del área de observaciones, el rango estacional es como sigue:

Franja	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
Al este de $86^{\circ} W$:	35.6-33.7	35.5-34.3	35.5-32.0	35.6-33.8
Hasta las 100 millas:	35.5-33.7	35.3-34.3	35.3-32.0	35.2-33.8
Hasta las 50 millas:	35.5-33.7	35.1-34.3	35.2-32.0	35.1-33.8

Para la parte netamente costera, en la que se desarrolla la gran pesquería de anchoveta, el rango de salinidad es de $35.1-34.8\%$, y parece que las aguas con salinidades ligeramente menores de 35% ofrecen condiciones óptimas para el desenvolvimiento de la vida de la anchoveta, especie que, además, parece sensible a las variaciones de salinidad, como se desprende de un análisis hecho para las condiciones de la primavera de 1968 (Guillén y Zuta, 1968), así como de las observaciones hechas en todos nuestros cruceros, en general.

Distribución vertical de la salinidad

Aunque las salinidades máximas se presentan en la superficie del mar, la salinidad no siempre disminuye con la profundidad. Ocurren máximos y mínimos a varios niveles, asociados con flujos hacia el ecuador y hacia los polos. En la capa superficial, relativamente homosalina y de menor espesor que la capa de mezcla, se presenta el máximo que denominaremos máximo superficial, por encima de los 100 m, con una intensidad que depende en gran parte de la incursión de ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) hacia la costa, y es más común en la parte central y sur de la costa peruana (Figs. 35, 40 y 55). En la parte más oceánica y al norte de los $6^{\circ} S$ (Figs. 30 y 55), se presenta otro máximo característico dentro de la termoclina, que profundizándose más hacia el norte aparece por debajo de la termoclina y debajo

de los 100 m de profundidad, como una incursión de aguas subtropicales en las regiones ecuatoriales, y parece que este máximo se asocia en parte, como lo dice Wyrski (1967), con las AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales) de la Corriente Cromwell (Equatorial Undercurrent), que fluyen aproximadamente al mismo nivel. Estas AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales) dan origen al máximo subsuperficial predominante en gran parte de la costa peruana, como se puede ver en los gráficos de las Figs. 21, 40, 48 y 55, entre los 75-300 m de profundidad, destacándose claramente al sur de los 10° S en la Fig. 55 y formando bolsones o lenguas con $S > 34.9$ y 34.8‰ en las Figs. 40 y 48.

Un mínimo de salinidad en la base de la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente), generalmente por encima de los 100 m, se presenta al sur de los 12° S, con salinidades menores de 34.8 y 34.7‰, originado por el flujo hacia el norte de las ATSA (Aguas Templadas de la Subantártica). Los bolsones y lenguas de mínimos y máximos de las Figs. 40, 48 y 55, son el resultado de los flujos contrarios superpuestos de las AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales) y las ATSA (Aguas Templadas de la Subantártica). Las primeras por debajo de estas últimas.

A profundidades de 700-1,000 m, se encuentra un mínimo notable de salinidad, especialmente al sur de los 14° S, con $S < 34.6$ ‰, aunque frente a Ilo (Ver Fig. 48) se destaca con $S < 34.5$ ‰, y está asociado con el flujo hacia el norte de las AAI (Aguas Antárticas Intermedias) que constituyen un fenómeno dominante en el Pacífico Sur.

El afloramiento costero introduce cambios apreciables en la distribución vertical de la salinidad en la capa superficial, como se puede apreciar en la sección frente a Ilo (Fig. 48), donde aparece un mínimo de salinidad en la capa de mezcla. También fenómenos anormales, como "El Niño", alteran notablemente la distribución vertical de la capa superficial, como se puede ver en la sección frente a Cabo Blanco (Fig. 30).

La haloclina (capa de cambio rápido de salinidad) se desarrolla dentro de la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente), por debajo de la termoclina SE (Superficial Estacional), y geográficamente aparece mejor desarrollada al sur de los 10° S, conformada comúnmente por las isohalinas de 35.2-34.9‰. En la parte norte, de régimen predominante ecuatorial, la intensa haloclina coincide con la intensa termoclina SP (Superficial Permanente), como se puede ver en las Figs. 29 y 30 de la sección Cabo Blanco. Por encima de los 600 m, aparecen las isohalinas de 34.9-34.6‰ conformando otra especie de haloclina dentro de la termoclina PP (Permanente Profunda).

Los dos máximos de salinidad, el superficial hacia la costa y el subsuperficial hacia el ecuador, representan una expansión de aguas de la región subtropical, conectadas con la circulación en la capa superior o esfera de agua caliente, usando el término de Wüst (1949). Esta expansión es principalmente por advección y en segundo lugar por turbulencia. El transporte de aguas de salinidad máxima está acompañado por mezclas intensas encima y debajo de la termoclina; pero dentro de la termoclina misma la turbulencia

es anulada por la gran estabilidad, y la expansión horizontal toma las características de un flujo laminar. En el plano horizontal, la mezcla lateral también es bien efectiva, y esto parece ser especialmente importante al norte de los 6° S.

Variaciones estacionales de la salinidad

Los cambios estacionales más marcados se presentan en la capa por encima de los 50 m de profundidad, y son mucho mayores en la parte norte, como se puede ver en las áreas de Punta Falsa (Fig. 22b) y Callao (Fig. 23b), y en los cuadros de promedios correspondientes (Nos. 1 y 2).

En el área de Punta Falsa (Fig. 22b), los cambios notables de la capa superficial ocurren de Noviembre a Abril, siendo más marcados entre Diciembre y Febrero, con un gradiente vertical más intenso, de 0.14‰/10 m, asociado con el pronunciado frente ecuatorial. Las aguas relativamente más salinas, con $S > 35.0\text{‰}$, predominan de Abril a Diciembre, a excepción de Agosto y Setiembre en que parecen tener mayor influencia las aguas de la Corriente Costera. La amplitud anual es de 0.9‰ en superficie y disminuye con la profundidad (Ver Cuadro N° 1).

En el área del Callao (Fig. 23b), no se presentan grandes variaciones estacionales. Las aguas más salinas, con $S > 35.1\text{‰}$, se presentan entre Julio y Agosto, época en que las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) se desplazan más hacia el norte, juntamente con el anticiclón. De Marzo a Abril y de Setiembre a Enero, la salinidad es bastante homogénea en toda la columna. La amplitud anual en superficie es de 0.2‰ y disminuye con la profundidad (Ver Cuadro N° 2).

2.3 Oxígeno

El oxígeno es absorbido permanentemente de la atmósfera y también es producido por fotosíntesis. El oxígeno proveniente de la atmósfera se disuelve en el agua de mar hasta que se establezca un equilibrio entre el aire y el agua y el oxígeno se aproxime a su valor de saturación. En gran parte del Pacífico, la capa superficial está muy próxima a la saturación en contenido de oxígeno, con valores típicos entre el 98 y 103% del valor de saturación (Reid, 1959). En la capa de asimilación, situada encima de la termoclina, las condiciones son complicadas por la interacción mutua de diferentes factores. En las capas inferiores a la de asimilación, el oxígeno proviene casi exclusivamente del transporte de agua desde la superficie, mediante movimientos verticales y horizontales. El oxígeno es consumido en los procesos de respiración y descomposición. De aquí que la concentración de oxígeno se ha usado como un indicador de la "edad" del agua, es decir, del tiempo de permanencia fuera de todo contacto con la superficie.

2.3.1 Oxígeno promedio en la superficie del mar

El valor de saturación del oxígeno en el océano depende de la tempe-

ratura y la salinidad. El valor de saturación aumenta por disminución tanto de la temperatura, como de la salinidad. Entre los rangos de temperatura y salinidad, el de temperatura es el que produce una mayor variación en el valor de saturación. De aquí que la variación en espacio y tiempo de la temperatura superficial es la que principalmente determina los valores de oxígeno en la superficie. Valores mayores de 7 ml/L se encuentran en las aguas frías de las grandes latitudes, y menores de 5 ml/L en las regiones calientes próximas al ecuador.

Frente a la costa peruana, el rango (ml/L) es mayor en el verano y otoño, y menor en el invierno y la primavera, como se puede ver a continuación:

Franja	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
Al este de 86° W:	7-2	6.0-2.5	6-2.75	6-2.75
Hasta las 100 millas:	7-2	6.0-2.5	6-2.75	6-2.75
Hasta las 50 millas:	7-2	5.5-2.5	6-2.75	6-2.75

En las Figs. 62(a, b, c, d) se puede ver que dentro de las 100 millas de la costa, las mayores irregularidades en la distribución ocurren en el otoño y la primavera, y dentro de las 50 millas sucede en el verano e invierno. La isolínea (iso-oxígeno) de 3 ml/L limita el área de más bajo contenido frente a Supe y sur de San Juan, en el otoño (Fig. 62b); frente a Supe y frente a Pisco-San Juan, en el invierno (Fig. 62c); frente a Pacasmayo y frente a Supe, en la primavera (Fig. 62d), y frente a Salaverry-Chimbote, en el verano (Fig. 62a). La iso-oxígena de 4 ml/L limita áreas de bajo contenido frente a San Juan, en la primavera.

Descartando los fenómenos locales se puede decir que el oxígeno aumenta lejos de la costa. Valores mínimos, hasta de 2 ml/L, se encuentran en las áreas de afloramiento, y máximos hasta alrededor de 7 ml/L en áreas de gran fotosíntesis. En la Fig. 62(a), posiblemente sea el flujo de aguas ecuatoriales hacia el sur en el verano, el que produce la ligera baja del contenido de oxígeno lejos de la costa.

Las iso-oxígenas siguen una orientación bastante irregular, especialmente la de 5 ml/L. Sólo en el invierno (Fig. 62c), cuando la isolínea de 4 ml/L se extiende en gran parte de la costa peruana, es que se puede apreciar un cierto gradiente zonal, sobre todo entre los 9-16° S.

2.3.2 Distribución vertical del oxígeno

En la estructura general de los océanos, el contenido máximo de oxígeno se encuentra siempre en las capas superficiales. En la termoclina se produce un caída de oxígeno hasta un mínimo que en promedio fluctúa entre los 100-1,500 m de profundidad, de acuerdo con la posición geográfica y el rango anual de convección del lugar. La capa intermedia, pobre en oxígeno, es un aspecto prominente en la distribución del oxígeno en las latitudes

bajas y medias del océano. Por debajo de esta capa de mínima, existe siempre un agua rica en oxígeno, asociada con la circulación profunda de los océanos, y proviene de las áreas de convección de las regiones subpolar y polar del océano. Esta agua rica sufre pequeñas disminuciones en su contenido de oxígeno, debido a la baja temperatura y la poca cantidad de materia orgánica presente en ella.

Frente a la costa peruana se distinguen esencialmente los siguientes aspectos:

1) Una capa superficial de valores relativamente uniformes, que se extiende en la napa hasta el borde superior de la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente), y más abajo de la napa cuando está presente la termoclina SE (Superficial Estacional). Cerca de la base de esta capa superficial aparece un máximo de oxígeno que se destaca mejor hacia el sur y hacia el oeste de la costa peruana y está vinculado con el flujo de ASS (Aguas Subtropicales Superficiales). El máximo de oxígeno aparece por debajo del máximo superficial de salinidad al sur de los 9° S, y muy por encima hacia el norte de dicha latitud (Ver Figs. 40, 42, 55 y 57). Cuando los procesos de mezcla y los hundimientos por convergencia son intensos en la capa superficial, desaparecen uno o ambos de estos máximos, como ocurre en las secciones frente a Chimbote (Fig. 37) y frente a Ilo (Fig. 50).

2) Una capa de discontinuidad, que denominaremos oxielina, en la que el oxígeno cae bruscamente, generalmente de 5 ml/L a 1 ml/L. Esta capa coincide con la termoclina SP (Superficial Permanente) en el norte, y con la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente) al sur de los 6° S. Este hecho da lugar a que la oxielina se presenta en el invierno mejor desarrollada que la termoclina. Por otro lado y generalmente al sur de los 14° S, la oxielina intensa coincide con la haloclina en el lado más costero, y más afuera de la costa se coloca por debajo de la haloclina y se asocia con la mínima de salinidad de las ATSA (Aguas Templadas de la Subantártica). También cabe mencionar que al norte de los 6° S, el hundimiento de las isolíneas de 2.0-0.5 ml/L por debajo de los 50 m (Ver Fig. 57) es un fenómeno saltante, conectado con la extensión de la Corriente Cromwell hacia el Este de las Islas Galápagos. Esta corriente presenta un máximo de oxígeno como una de sus características.

3) Una capa de mínima, que bordeada por la isolínea de 0.5 ml/L, se extiende generalmente entre los 50-800 m, siendo más superficial cerca de la costa y hacia el sur (Fig. 21). La mínima absoluta promedio oscila entre los 50-450 m de profundidad (Fig. 72b), con valores mayores de cero y menores de 0.5 ml/L, aunque predominantemente sean menores de 0.25 ml/L, aumentando generalmente lejos de la costa y de norte a sur (Fig. 72a). Estos mínimos que en determinadas áreas se aproximan a cero, están asociados con las AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales) que lleva la Corriente Peruana Subsuperficial (Ver Figs. 48 y 50).

4) Por debajo de la capa de mínima y cerca del mínimo de salinidad relacionado con la extensión de las AAI (Aguas Antárticas Intermedias), el contenido de oxígeno aumenta rápidamente con la profundidad (Ver Fig. 21).

CUADRO 1

PROMEDIOS MENSUALES DE TEMPERATURA (°C), SALINIDAD (‰), OXÍGENO (ml/l) Y FOSFATOS ($\mu\text{g-at/l}$), PARA EL ÁREA DE PUNTA FALSA

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Prom.	Ampl.
E O	T	21.89	21.77	20.51	20.79	17.76	18.05	16.75	16.63	17.48	17.49	19.22	18.94	5.26
	S	34.19	34.81	34.82	34.87	34.97	35.08	35.00	34.94	35.08	34.96	34.77	34.86	0.89
	O ₂	5.30	5.46	4.34	4.77	4.06	3.99	3.58	4.77	4.11	4.48	5.06	4.54	1.88
E O P	PO ₄	—	0.90	0.71	0.47	1.40	—	1.70	1.43	1.49	1.05	0.74	1.10	1.23
	T	19.93	19.02	18.96	19.65	16.75	17.43	16.31	15.88	16.75	15.96	17.43	17.64	4.05
	S	34.47	34.87	34.90	34.88	34.96	35.09	35.00	34.95	35.07	34.98	34.87	34.91	0.62
E O P	O ₂	4.16	3.51	3.27	3.27	2.83	3.08	2.84	3.24	3.11	2.57	3.16	3.19	1.59
	PO ₄	—	1.37	1.40	0.84	1.65	—	1.84	1.85	1.64	1.66	1.28	1.50	1.01
	T	18.34	17.85	17.80	18.75	16.13	16.79	15.93	15.48	16.18	15.43	16.58	16.84	3.32
E O P	S	34.63	34.90	34.93	34.91	34.96	35.09	34.99	34.95	35.06	34.98	34.91	34.94	0.46
	O ₂	3.17	2.82	2.76	2.76	2.34	2.50	2.44	2.63	3.52	2.06	2.57	2.69	1.46
	PO ₄	—	1.55	1.62	0.92	1.79	—	1.87	1.95	1.75	1.79	1.48	1.64	1.03

CUADRO 2

PROMEDIOS MENSUALES DE TEMPERATURA (°C), SALINIDAD (‰), OXÍGENO (ml/l) Y FOSFATOS ($\mu\text{g-at/l}$), PARA EL ÁREA DEL CALLAO

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Prom.	Ampl.
E O	T	18.93	20.02	19.74	18.66	16.81	16.35	16.32	14.99	16.75	17.00	17.68	17.49	5.03
	S	34.92	35.08	34.92	34.98	35.01	35.08	35.10	34.94	35.01	34.96	34.96	35.00	0.18
	O ₂	4.84	5.55	5.02	4.37	4.71	4.65	4.31	4.18	3.59	4.56	5.88	5.59	4.77
E O P	PO ₄	0.87	1.26	1.45	1.27	1.57	1.51	1.37	2.12	1.37	1.27	1.36	1.45	1.25
	T	16.34	17.79	16.77	16.86	15.68	15.82	15.80	14.24	15.74	15.17	15.18	15.92	3.55
	S	34.96	35.04	34.95	34.98	35.00	35.03	35.09	35.06	34.93	34.98	34.96	34.95	34.99
E O P	O ₂	1.83	3.17	1.72	2.24	2.29	2.37	2.97	2.01	2.47	2.46	2.09	2.38	1.45
	PO ₄	1.80	1.89	2.03	1.78	2.07	2.04	1.80	2.38	1.73	1.92	2.12	1.99	0.65
	T	15.61	16.88	16.00	16.05	15.22	15.17	15.27	13.90	14.92	14.62	14.58	15.30	2.98
E O P	S	34.95	35.03	34.95	34.99	34.99	35.06	35.03	34.92	34.97	34.95	34.94	34.98	0.14
	O ₂	1.34	2.56	1.29	1.69	1.71	1.75	2.17	1.51	1.68	1.83	1.54	1.77	1.27
	PO ₄	1.97	2.04	2.17	2.02	2.17	2.21	2.48	1.99	2.50	2.06	2.30	2.15	0.60

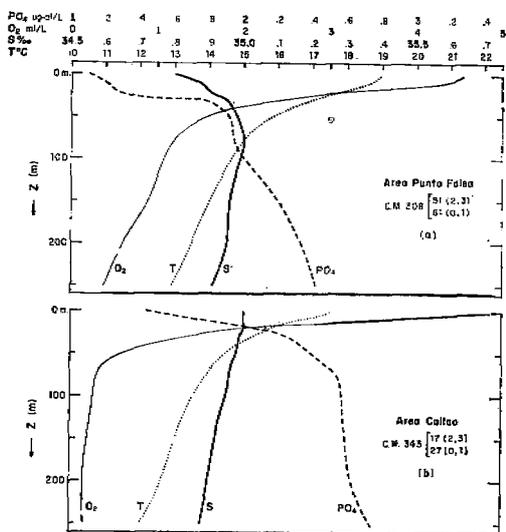


Fig. 7 Distribución vertical promedio de temperatura (.....), salinidad (—), oxígeno (---) y fosfato (— · —), en las áreas de Punta Falsa (a) y Callao (b).

2.3.3 Variaciones estacionales del oxígeno

Nos referimos en esta parte exclusivamente a las áreas de Punta Falsa (Fig. 22c) y Callao (Fig. 23c), para las que presentamos, además, la distribución vertical promedio (Fig. 7). Es un hecho común a las dos áreas la permanencia de la oxiclina durante todo el año. En Punta Falsa, los cambios de oxígeno son menos acentuados que los de temperatura y salinidad, y sus valores más bajos aparecen en Julio y Agosto, y los más altos en Diciembre y Febrero, en la capa superficial; la amplitud anual en superficie (1.88 ml/L), es más baja que la del Callao (Ver cuadros Nos. 1 y 2). En el Callao, la variación del oxígeno es similar a la de la temperatura, y su amplitud anual máxima es de 2.29 ml/L en la superficie (con el máximo de

5.88 ml/L en Noviembre y mínimo de 3.59 ml/L en Setiembre) y disminuye con la profundidad. La isolínea de 0.25 ml/L aparece por debajo de los 200 m en Punta Falsa, y en el Callao aparece mayormente por debajo de los 75 m (profundizándose notablemente en Febrero y en Setiembre).

2.4 Nutrientes

Los nutrientes, tales como los fosfatos, silicatos y nitratos, generalmente aumentan con la profundidad, ya que en la capa de mezcla los nutrientes son aprovechados por la fotosíntesis y el crecimiento del fitoplancton, y el abastecimiento de altas concentraciones desde abajo está limitado por la gran estabilidad que se presenta inmediatamente debajo de la capa superficial, en la pycnoclina (capa de cambio brusco de densidad).

2.4.1 Fosfatos

El fosfato inorgánico se encuentra disponible para uso inmediato de todas las especies fitoplanctónicas, con un intercambio rápido de fósforo entre las células fitoplanctónicas y el medio exterior. El almacenaje de fósforo en una célula llega a un máximo antes que sean afectados los procesos fotoquímicos o enzimáticos. Todavía no se conoce de manera clara los factores que afectan la disponibilidad de fosfatos en una célula fitoplanctónica (Strickland, 1965).

Fosfatos promedios en la superficie del mar

En la superficie del mar el fosfato varía desde valores menores de $0.25 \mu\text{g-at/L}$ en el centro de los anticiclones, a más de $1.5 \mu\text{g-at/L}$ en los ciclones de las grandes latitudes. También se encuentran valores elevados en las corrientes de California y del Perú. La elevada concentración de fosfatos en estas corrientes se debe en parte al transporte del agua de mezcla, y en parte al afloramiento costero asociado con los vientos alisios. En el lado oriental del Pacífico Ecuatorial, el afloramiento eleva los valores a más de $1 \mu\text{g-at/L}$, a través del año (Reid, 1959).

En las Figs. 63(a, b, c, d) se observa que frente a la costa peruana, los valores más altos se encuentran cerca de la costa, digamos dentro de las 50 millas, con los máximos (mayores de $2.5 \mu\text{g-at/L}$) en las áreas de afloramiento. Los valores más bajos (menores de $1 \mu\text{g-at/L}$) corresponden a las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) y a las AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales). La franja más interesante viene a ser la limitada por la isolínea de $1.5 \mu\text{g-at/L}$ en las cuatro estaciones del año. Las áreas excepcionales están limitadas por la isolínea de $2 \mu\text{g-at/L}$ en cualquier estación del año, y desde este punto de vista, el área costera frente a Pisco-Atico es realmente excepcional.

Distribución vertical de fosfatos

Se puede decir que en los tres principales océanos (Atlántico, Indico y Pacífico), existe un patrón común en la distribución vertical de fosfatos, constituido por las cuatro capas siguientes:

- 1.—La capa superficial.
- 2.—La capa de transición.
- 3.—La capa de máxima concentración.
- 4.—La capa más baja, en la que el fosfato disminuye ligeramente.

El Pacífico tiene más alta concentración de fosfatos que el Atlántico y el Indico, como también tiene los valores más bajos de oxígeno, y todo esto relacionado con la circulación profunda.

También frente a la costa del Perú se presentan dichas capas, y sólo hablaremos de las tres primeras, ya que la cuarta cae fuera de nuestro ámbito de estudio. En los gráficos de las Figs. 21, 33, 38, 43, 51 y 58 se puede apreciar las características de las tres siguientes capas:

- a) La capa superficial, de aproximadamente 50 m de espesor, y de valores relativamente uniformes y bajos, que oscilan generalmente entre 0.25 y $1.0 \mu\text{g-at/L}$.
- b) La capa de transición, que denominaremos fosfoclina, por encima de los 100 m, en la que el contenido de fosfatos aumenta rápidamente, generalmente de 1.0 a $2.0 \mu\text{g-at/L}$, y ocasionalmente de 0.5 a $2.5 \mu\text{g-at/L}$.

c) La capa de máxima concentración, en la cual los fosfatos alcanzan valores de 2.5 a 3.5 $\mu\text{g-at/L}$, entre las profundidades de 500-1,200 m. Los máximos, generalmente superiores a 3.0 $\mu\text{g-at/L}$, presentan un ligero aumento hacia la costa. En promedio, la máxima absoluta de fosfatos (Fig. 73a) está aproximadamente 200 a 900 m más profunda que la mínima absoluta de oxígeno, como se puede ver en las Figs. 72(b) y 73(b).

Los valores altos de fosfatos de las aguas costeras del Perú, como también de otras regiones altamente productivas, son causados por el afloramiento y el transporte de corrientes.

Variaciones de los fosfatos

En la capa superficial, los fosfatos son tomados por el fitoplancton y son devueltos al agua en la descomposición de las plantas u organismos que los absorbieron, y estos procesos de incorporación y desprendimiento, combinados con la dinámica de las aguas, originan cambios geográficos y estacionales en la distribución de fosfatos.

En las Figs. 33, 38, 43 y 51 se puede ver que la fosfoclina se profundiza ligeramente hacia el sur, intensificándose en el verano (Fig. 43) con una capa superficial más pobre y más homogénea.

En las Figs. 63(a, b, c, d), los desplazamientos de la isolínea de 1 $\mu\text{g-at/L}$ nos da una buena idea de la variabilidad estacional: En el verano se extiende dentro de las 100 millas de la costa y entre los 6-18°S; en el otoño aparece en forma continua a partir de los 7°S hacia el sur y dentro de las 150 millas, y en el invierno y la primavera se extiende hasta más allá de las 200 millas al norte de los 17°S. Por otro lado, las isolíneas de 2 a 3 $\mu\text{g-at/L}$ limitan las áreas de máximo contenido de fosfato: En el verano, es la de 2 $\mu\text{g-at/L}$ frente a Pimentel y a Salaverry-Chimbote; en el otoño, la de 2.5 $\mu\text{g-at/L}$ al sur de San Juan; en el invierno la de 2.75 $\mu\text{g-at/L}$ frente a Sechura y la de 3 $\mu\text{g-at/L}$ frente a Pisco; en primavera es la de 2 $\mu\text{g-at/L}$ frente a Pimentel-Salaverry, a Pisco-San Juan y la de 2.5 $\mu\text{g-at/L}$ frente a Arica.

El rango estacional frente a la costa peruana se da a continuación. Los valores máximos del extremo superior se presentan en el invierno, y los mínimos en el verano. El mayor rango corresponde al invierno, y el menor rango al verano:

Franja	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
Al este de 86° W:	2.1-0.3	2.75-0.20	3.2-0.3	2.75-0.5
Hasta las 100 millas:	2.1-0.4	2.75-0.50	3.2-0.3	2.75-0.5
Hasta las 50 millas:	2.1-0.4	2.75-0.75	3.2-0.3	2.75-0.5

Por otro lado, referente a las áreas de Punta Falsa (Fig. 22d) y el Callao (Fig. 23d), los cambios saltantes se presentan por encima de los 50 m. En

el Callao, la isolínea de $2.5 \mu\text{g-at/L}$ presenta grandes fluctuaciones estacionales, con un mayor acercamiento a la superficie en Julio, Setiembre y Diciembre, y su mayor hundimiento de Enero a Febrero y de Octubre a Noviembre. En Punta Falsa, la isolínea de $2.0 \mu\text{g-at/L}$ es la que presenta apreciables fluctuaciones, con hundimientos en presencia de aguas saladas y levantamientos en presencia de aguas con $S < 35\%$.

En los cuadros Nos. 1 y 2 se puede ver, además, que la amplitud anual en superficie es prácticamente igual para Punta Falsa ($1.23 \mu\text{g-at/L}$) y el Callao ($1.25 \mu\text{g-at/L}$), y que en cambio en Punta Falsa es mucho mayor para las capas de 0-50 y 0-100 m. En Punta Falsa la amplitud es mayor de $1.0 \mu\text{g-at/L}$ para toda la columna de 100 m, y para el Callao la amplitud disminuye apreciablemente con la profundidad.

2.4.2 Silicatos

Los silicatos son usados relativamente en grandes cantidades solamente por algunos grupos de organismos, principalmente las diatomeas. Estas diatomeas se encuentran en gran cantidad y son importantes productores primarios de materia orgánica. La relación especial de silicatos-diatomeas-producción orgánica, separa al silicato del nitrógeno y el fosfato, los que son consumidos por todos los organismos. Los estudios han demostrado que el crecimiento de las diatomeas está asociado con una baja de silicatos, e inversamente, que la regeneración de silicatos está relacionada con un decrecimiento de la población de diatomeas.

Silicatos promedios en la superficie del mar

Los silicatos no han sido observados en forma amplia hasta el momento; pero su valor es bajo en la superficie y aumenta con la profundidad. En la superficie del mar se encuentran valores hasta de $40 \mu\text{g-at/L}$ en los ciclones de las grandes latitudes, de $12 \mu\text{g-at/L}$ en las áreas de afloramiento de California, y de más de $20 \mu\text{g-at/L}$ en las áreas de afloramiento del Perú. Los valores mínimos hasta de $4 \mu\text{g-at/L}$ se encuentran en el centro de los anticiclones, y valores demasiados pequeños en la región oriental del ecuador.

Frente a la costa peruana, el rango general es de $20-0 \mu\text{g-at/L}$, al oeste de 86°W , y para las franjas de 50 y 100 millas se mantiene en: $20-4 \mu\text{g-at/L}$. En la Fig. 65 se puede ver que los valores disminuyen lejos de la costa. Los valores más altos aparecen en las partes costeras frente a Salaverry-Chimbote ($> 15 \mu\text{g-at/L}$) y frente a Cerro Azul-San Juan ($> 10 \mu\text{g-at/L}$). Los valores menores de $5 \mu\text{g-at/L}$ corresponden a las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) y AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales).

Distribución vertical de silicatos

Tanto en las estaciones de gráficos individuales de la Fig. 21 y en las

secciones de Malpaso (Fig. 44) e Ilo (Fig. 52) se puede apreciar, las cuatro capas siguientes por encima de los 1,000 m de profundidad.

1. La capa superficial que se extiende hasta el borde superior de la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente), con valores bajos y relativamente homogéneos, especialmente en el verano. En ella se presentan ligeros máximos y mínimos, originados posiblemente por procesos de afloramiento y de fotosíntesis.

2. Una suave capa de discontinuidad que coincide con la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente) en el sur y con el borde inferior de la termoclina SP (Superficial Permanente) en el norte. Esta capa está generalmente conformada por las isólinas de 10-30 $\mu\text{g-at/L}$.

3. Una capa intermedia, de gradiente más suave, que se extiende generalmente hasta los 500 m de profundidad, con valores entre 30 y 40 $\mu\text{g-at/L}$ mayormente, correspondiendo así con gran parte de la termoclina PP (Permanente Profunda) hacia arriba. Dentro de esta capa también se presentan mínimos por debajo de la máxima de salinidad de las AEES (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales).

4. Una capa profunda, de gradiente apreciable, en la que se destacan las isólinas de 40-80 $\mu\text{g-at/L}$. Esta capa parece estar asociada con la capa donde el gradiente de temperatura empieza a reducirse apreciablemente, y principalmente donde la salinidad se vuelve mucho más homogénea (Ver Figs. 39, 40, 47 y 48).

Variaciones estacionales de los silicatos

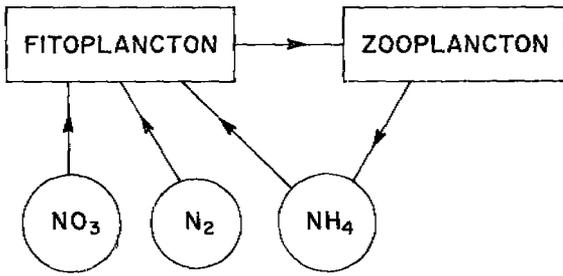
Aunque no presentamos los gráficos apropiados para este tipo de discusión, las cartas estacionales preparadas para publicaciones posteriores, muestran las mayores concentraciones en el invierno y las más bajas en el verano, con los máximos valores frente a San Juan en el invierno y frente a Mollendo en el verano. Parece que esta variación observada en las cartas promedios explica la aparente contradicción en las concentraciones de la capa superficial de las secciones frente a Malpaso (Fig. 44) y frente a Ilo (Fig. 52). En la sección frente a Malpaso, en la que se ve un débil flujo de AEES (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales), desaparece el mínimo de silicatos de la capa intermedia, y en cambio está muy presente en la sección de Ilo, donde se tiene un intenso flujo de AEES (Ver Fig. 48).

El rango de variaciones en la capa superficial debe estar relacionado con los afloramientos costeros y los tipos de poblaciones fitoplanctónicas.

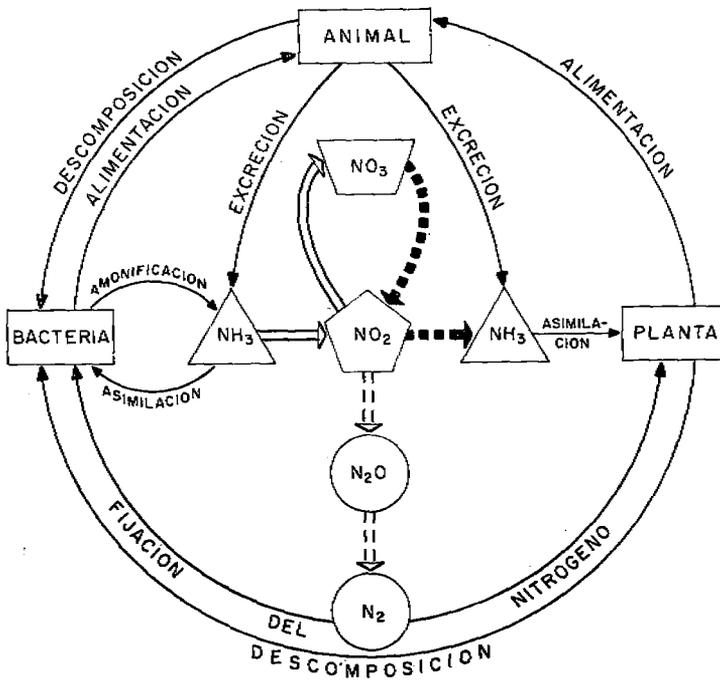
Los máximos y mínimos observados en la capa superficial y en la intermedia parece que no fueron observados por Wooster y Cromwell (1958) en la Expedición Shellback (1952).

2.4.3 Nitratos

Para que exista continuidad de vida en el mar, es esencial un intercam-



(a)



(b)

-  Reducción de nitratos
-  Nitrificación
-  Desnitrificación.

bio continuo y balanceado de nitrógeno entre los organismos residentes y su medio ambiente. La asimilación del nitrógeno por el fitoplancton no puede persistir por períodos prolongados en ausencia de la luz, por lo que la asimilación queda limitada a la capa eufótica. El nitrógeno reducido se presenta como amoníaco y como compuesto de nitrógeno, representando en suma el 35% del total de compuestos de nitrógeno de los océanos. Tales reducciones son comúnmente el producto final de la asimilación del nitrógeno por las plantas o las bacterias marinas. Los nitritos y los nitratos son las más altas formas de oxidación del nitrógeno marino. La oxidación de amoníaco en forma de nitritos y nitratos se denomina comúnmente nitrificación.

En la página anterior damos dos ilustraciones, una de Dugdale (1967) sobre el flujo de nitrógeno en la zona eufótica (a), y otra de Vaccaro (1965) sobre el papel fisiológico de los compuestos nitrogenados (b). Se ha hecho modificaciones en su presentación:

Nitratos promedios en la superficie del mar

La distribución de nitratos en aguas costeras de reducida plataforma continental, adquiere un carácter especial, debido a que los vientos predominantes originan afloramientos de aguas más profundas ricas en nutrientes.

Frente a la costa peruana, el rango general de nitratos es de 0.5 a 20 $\mu\text{g-at/L}$ hasta 50 millas de la costa, y más allá los valores disminuyen hasta valores próximos a cero. El afloramiento costero controla su distribución haciendo aparecer áreas aisladas de valores altos coincidiendo con las áreas de afloramiento. Se destacan así dos áreas de mayor concentración: Una con el foco frente a Pacasmayo, y la otra con el foco frente a Atico, con valores mayores de 15 $\mu\text{g-at/L}$. Los valores mayores de 10 y 15 $\mu\text{g-at/L}$ parecen pertenecer a aguas más puras de afloramiento, digamos aguas recientes de afloramiento, como se puede ver en la Fig. 66.

Distribución vertical de nitratos

Para la distribución vertical de nitratos mostramos la sección frente a Malpaso (Fig. 45), donde se puede ver que los nitratos aumentan con la profundidad, presentando fundamentalmente cuatro capas, cuyas características señalamos a continuación:

1. La capa superficial, relativamente pobre y homogénea, y de un espesor igual al de la napa, es decir, que se extiende hasta el borde superior de la termoclina SE (Superficial Estacional). En esta capa aparece un mínimo muy apreciable, asociado grandemente con el máximo de silicatos. (Fig 44). Por encima del mínimo aparece un ligero máximo en la parte más alejada de la costa.

2. Una capa de discontinuidad que coincide íntegramente con la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente); está ligeramente más superficial que la capa de discontinuidad de silicatos, conformada generalmente por las isolíneas de 5-15 $\mu\text{g-at/L}$, y se intensifica cerca de la costa.

3. Una capa intermedia de gradiente más suave, fundamentalmente por encima de los 600 m, en la que se destacan las isolíneas de 20-35 $\mu\text{g-at/L}$, asociada principalmente con las isotermas de 13-7° C (Fig. 39).

4. Una capa de máxima, mucho más homogénea, con valores mayores de 35 $\mu\text{g-at/L}$, que en la carta de promedios (Fig. 74a) tiene un rango de 40 a 55 $\mu\text{g-at/L}$ entre las profundidades de 500 y 1,300 m (Fig. 74b). Las líneas de mínima y máxima de estas figuras son interesantes.

Variaciones en la distribución de nitratos

En promedio, los valores máximos parecen proceder del sur y extenderse hacia el norte, por el lado costero y dentro de las 60 millas, cubriendo casi toda el área de pesca (Fig. 66). La capa de máxima se vuelve más superficial (Fig. 74b) hacia el norte de los 7° S, y muestra un gran bolsón al oeste de 80° W frente al Callao (Fig. 74a).

2.4.4 Nitritos

Además del nitrato, el amoniaco y el nitrito son también fuentes disponibles de nitrógeno para las poblaciones fitoplanctónicas. En el ciclo del nitrógeno en el agua de mar, los nitritos ocupan un estado intermedio entre el amoniaco y el nitrato, y la concentración de nitritos puede servir como un indicador de la inestabilidad del sistema. La cantidad de nitritos es pequeña en comparación con los nitratos, y es algo menos que la de amoniaco. Los nitritos pueden formarse por oxidación del amoniaco o por reducción del nitrato.

Nitritos promedios en la superficie del mar

Como los nitritos pueden ser producidos o utilizados a cualquier profundidad, presentan complicados cambios verticales. La excreción de nitritos extracelulares por el fitoplancton, también puede influenciar en la distribución de nitritos en las capas superficiales, y esto ocurre en forma intensa cuando las células deficientes en nitrógeno se hallan en presencia de un exceso de nitratos, ante una reducida intensidad de luz.

Frente a la costa peruana, los valores disminuyen lejos de la costa, con un rango de 0.1-1.6 $\mu\text{g-at/L}$ dentro de las 50 millas, y encontrándose valores hasta de cero a mayor distancia de la costa.

La Fig. 67 presenta una distribución bastante irregular. Esta irregularidad es menor entre los 6-12° de latitud sur, y es frente a Salaverry-Callao donde se desarrolla un notable gradiente zonal dentro de las 60 millas, asociado con una lengua pobre en el lado oceánico. Se puede ver que las aguas costeras presentan los valores más altos, con valores por encima de 1.0 $\mu\text{g-at/L}$ entre las latitudes de 9-12° S y con el máximo ligeramente superior a 1.5 $\mu\text{g-at/L}$ frente a Chimbote. Las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) y las AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales) aparecen con valores menores de 0.25 $\mu\text{g-at/L}$, y con valores ligeramente más bajos las primeras.

Distribución vertical de los nitritos

La distribución de los nitritos es completamente diferente a la de las propiedades anteriormente descritas, y presenta fundamentalmente las tres capas siguientes:

1. La capa superficial, de valores relativamente bajos y homogéneos, que generalmente coincide con la napa y es de concentraciones más ricas en el invierno, como se puede ver en las secciones frente a Malpaso (Fig. 46) y frente a Ilo (Fig. 53).

2. La capa intermedia, de concentraciones variables, en la que se presentan uno o más máximos. Esta capa se discute en forma más amplia en el subtítulo siguiente.

3. La capa más profunda de nitritos, en la que los valores generalmente se reducen a cero. Esta capa aparece mayormente por debajo de los 50 m al norte de los 6° S, y por debajo de los 300 m al sur de la costa peruana principalmente, como se puede ver en la Est. N° 11 de la Fig. 21 y en la sección frente a Malpaso (Fig. 46).

Variación en la distribución de nitritos

La capa superficial parece profundizarse más hacia el sur como se puede ver en las estaciones Nos. 11 y 156B de la Fig. 21, y parece enriquecerse en el invierno, como se puede ver en las secciones de Malpaso e Ilo (Figs. 46 y 53, respectivamente).

La capa intermedia se sitúa por encima de los 50 m al norte de los 6° S, abarcando toda la capa de discontinuidad térmica. Hacia el sur se profundiza y se complica, extendiéndose hasta los 300 m de profundidad, como se puede ver en las secciones de Malpaso (Fig. 46) y de Ilo (Fig. 53). Al norte de los 6° S, el único máximo aparece en la base de la termoclina SE (Superficial

Estacional). Más al sur, principalmente al sur de los 12° S, aparecen dos máximos principales: El primero en la base de la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente), asociado con el mínimo de salinidad de las ATSA (Aguas Templadas de la Subantártica), y el segundo algo más profundo, en la capa de gradiente más suave, asociado con el máximo de salinidad de las AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales), como se puede ver en la estación 156B (Fig. 21) y en las secciones de Malpaso (Fig. 46) e Ilo (Fig. 53). El primer máximo parece corresponder a una distribución normal de los nitritos en el océano. El origen de dos o más máximos parece estar en la interacción de los dos flujos contrarios, a través de un gran remolino ciclónico que parece tener su centro alrededor de los 12°30' S y 80°30' W, con el flujo de AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales) en el lado costero y el de ATSA (Aguas Templadas de la Subantártica) en el lado oceánico, como se puede ver en las Figs. 76(a) y 85(a).

El primer máximo (1ª máxima de nitritos) se presenta entre los 10-60 m de profundidad mayormente (Ver Fig. 75b), con un rango promedio de 3.5-0.1 $\mu\text{g-at/L}$, y con las áreas de máxima frente a Pimentel-Salaverry ($> 3 \mu\text{g-at/L}$) y frente a Mollendo ($> 2 \mu\text{g-at/L}$), como se puede ver en la Fig. 75(a). El segundo máximo (secundaria máxima de nitritos) oscila generalmente entre los 50-300 m (Fig. 76b), con un rango promedio de 5.5-0.1 $\mu\text{g-at/L}$ (Fig. 76a), y con los valores más altos ($> 4 \mu\text{g-at/L}$) entre Chimbote-Huarmey y frente a Atico. En el centro del remolino anticiclónico mencionado anteriormente, se destaca la máxima absoluta de la 2ª máxima de nitritos (Fig. 76a).

En superficie, los valores más altos aparecen cerca de la costa, siendo mucho más alto en el invierno y estando muy próximos al valor cero en el verano, según las cartas estacionales en vías de publicación.

2.4.5 Relación entre nutrientes

Los gráficos de la Fig. 8 sobre las relaciones entre nutrientes (nitratos, silicatos y fosfatos) y sobre consumo de oxígeno (AOU), corresponden a cuatro áreas seleccionadas cuya ubicación se da en la Fig. 59(b). En la Fig. 8 se puede hablar fundamentalmente de las cuatro capas siguientes:

1. La capa superficial, que se desarrolla en la napa, y en la que las relaciones entre nutrientes presentan varios picos, causados por los ligeros máximos y mínimos de silicatos y nitratos, productos de los efectos fotosintéticos, como se puede ver también frente a Malpaso (Figs. 42, 44 y 45).

2. La capa de discontinuidad, que coincide con la capa de discontinuidad térmica, y en la que las variaciones verticales de la relación entre variables están sujetas a la intensidad del gradiente vertical de nitratos, silicatos y fosfatos. Por ejemplo, frente a Malpaso (Fig. 8c) la relación N/P disminuye rápidamente debido al aumento más rápido de fosfatos (Fig. 43).

3. La capa subsuperficial, que se destaca entre los 100-500 m de pro-

fundidad, con cambios más suaves en las relaciones de Si/P y N/Si, y cambios rápidos en la relación N/P, debido en el primer caso a la tendencia a la homogeneidad en los nitratos, silicatos y fosfatos, y en el segundo caso a la mayor homogeneidad en los fosfatos. (Fig. 43 de Malpaso). Esta capa se destaca mucho más en el sur. En el norte, especialmente lejos de la costa, las relaciones de Si/P y N/P muestran un paralelismo, con un aumento apreciable en profundidad. Dentro de esta capa, las AESS (Aguas Ecuatoriales Sub-superficiales) ejercen mayor influencia entre los 100-300 m, como se puede ver en las relaciones N/Si, Si/P y también en AOU. La relación Si/P se mantiene alrededor de 11, entre los 100-300 m. La relación N/Si se mantiene alrededor de 0.95, entre los 300-500 m.

4. La capa profunda, generalmente por debajo de los 500 m, en la que las relaciones Si/P y N/Si muestran tendencias opuestas, debido en ambos casos al aumento más rápido de silicatos respecto a los nitratos y fosfatos. La relación N/P tiende a la uniformidad por el aumento aproximadamente paralelo de ambos.

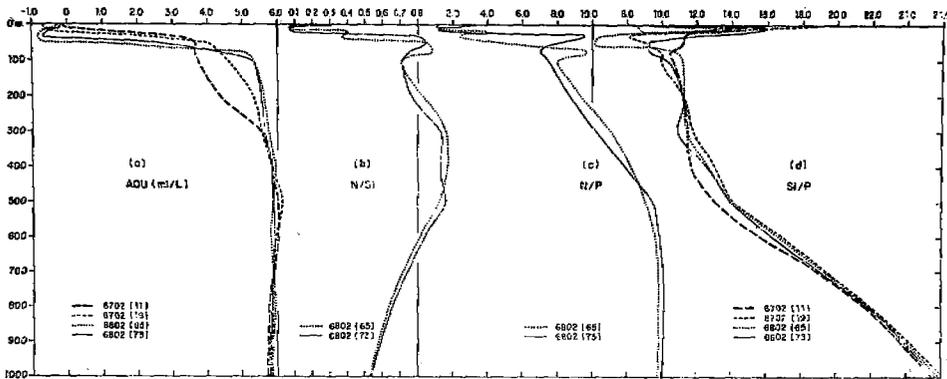


Fig. 8 Distribución vertical de: a) Consumo aparente de oxígeno (AOU), b) Relaciones nitratos/silicatos (N/Si), c) Relaciones nitratos/fosfatos (N/P) y d) Relaciones silicatos/fosfatos (Si/P), en cuatro áreas seleccionadas.

En el gráfico de consumo de oxígeno (Fig. 8a) observamos una sobresaturación de oxígeno en la capa superficial, como resultado de la fotosíntesis. En las estaciones 11 y 19 frente a Cabo Blanco, los menores valores de consumo de oxígeno entre los 50 y 300 m de profundidad, están relacionados con la extensión de la Corriente Cromwell que se pega a la costa al norte de los 6° S.

CAPITULO III

1. MASAS DE AGUA

En el sistema de corrientes del Perú participan aguas provenientes de cuatro regiones climáticas del Océano Pacífico: De la región ecuatorial, en

el norte; de la región subtropical en el lado suroeste; de la región subantártica (borde norte), y de la región antártica, ambos en el lado sur. Las masas de agua penetran en la región marítima del Perú a través de flujos horizontales orientados hacia los polos y hacia el ecuador, acompañados de mezcla horizontal en gran escala. Wyrski (1967) ha publicado un trabajo bastante comprensivo sobre las masas de agua del Océano Pacífico Oriental, que incluye el área de las aguas costeras peruanas. Pero concretamente sobre estas aguas costeras no existen publicaciones; en uno y otros casos aparecen citaciones aisladas. Por lo que la discusión de este tema lo hacemos principalmente a base de los diagramas individuales de la Fig. 21 y de las secciones verticales de las Figs. 28-58. Un estudio detallado de estas masas de agua está siendo preparado por Zuta.

Usamos la denominación de masas de agua para las aguas formadas en el frente polar (AAI), en el área de la región subantártica (ATSA), en la región subtropical (ASS) y en la región ecuatorial (ATS, AES, AESS). Las aguas costeras frías (ACF), resultado del afloramiento y mezcla, son consideradas como tipos de agua.

1.1 Masas de agua superficiales

La situación geográfica de la costa del Perú, hace que sus aguas costeras tengan una mayor influencia de las aguas saladas de la región subtropical. La influencia de las aguas de la región ecuatorial es predominante al norte de Punta Falsa (6° S). La parte costera está sujeta a la influencia de los afloramientos y los procesos de mezcla. De aquí que en las aguas costeras peruanas se pueda hacer la distinción de las siguientes masas y tipos de agua, como se especifica a continuación:

- | | | |
|--------------------------------------|----------------|-------------|
| 1.—Aguas Tropicales Superficiales | (ATS), con S < | 33.8% |
| 2.—Aguas Ecuatoriales Superficiales | (AES), con S < | 34.8% |
| 3.—Aguas Subtropicales Superficiales | (ASS), con S > | 35.1% |
| 4.—Aguas Costeras Frías | (ACF), con S = | 35.1, 34.8% |

Las ATS (Aguas Tropicales Superficiales) se presentan normalmente al norte de los 4° S, y excepcionalmente pueden avanzar varios grados hacia el sur, cuando ocurre el fenómeno "El Niño", del que hablamos más adelante. Tienen una capa superficial homotérmica y homosalina de hasta 20 m de espesor, situada encima de una intensa termoclina SP (Superficial Permanente), como se puede ver en la sección de Cabo Blanco (Figs. 29 y 30).

Las AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales) se presentan normalmente al norte de los 6° S, generalmente con gran intensidad en los meses de primavera y verano. En forma parecida a las ATS (Aguas Tropicales Superficiales), presentan una capa superficial aproximadamente homotérmica y homosalina, de alrededor de 20 m de espesor, por encima de una termoclina SP (Superficial Permanente), que generalmente se debilita hacia abajo y hacia el este de 83° W, como efecto de las AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales) de la Corriente Cromwell. Sus fluctuaciones geográficas están

relacionadas con los desplazamientos del "frente ecuatorial". Son desplazadas más al norte en el otoño y el invierno, por efecto del flujo intenso de la Corriente Costera Peruana, que es reforzada por el afloramiento que se desarrolla entre los 4-6° S. Presentan grandes variaciones térmicas estacionales y anuales, y en inviernos desusualmente fríos, como en 1964, se presentan con temperaturas por encima de 17° C.

Las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) se extienden en gran parte de la costa peruana, con fluctuaciones notables hacia la costa en las cuatro estaciones del año: Frente a Supe y Pisco en el verano (Fig. 61a) e invierno (Fig. 61c), y frente a Chimbote y Callao en el otoño (Fig. 61b) y la primavera (Fig. 61d). Presenta grandes variaciones térmicas del verano al invierno.

Tanto las ATS (Aguas Tropicales Superficiales) y las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) son aguas pobres en nutrientes. Sólo las ACF (Aguas Costeras Frías) son las aguas excepcionalmente ricas en nutrientes por efecto de los afloramientos, como vimos en el Capítulo II.

1.2 Masas de agua subsuperficiales

En la capa de 0-1,000 m, a la que está restringida el presente trabajo, se presentan cuatro masas de agua subsuperficiales, provenientes de la región ecuatorial, de la región subantártica (borde norte) y de la región antártica, como especificamos a continuación:

1—Las Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales (AESS), que se presentan entre los 50-300 m, disminuyen de espesor hacia el sur. Son identificadas en el norte con temperaturas de 15-13° C, salinidades de 35.1-34.9‰ y se enfrían y disminuyen de salinidad hacia el sur. Son aguas relativamente homotérmicas, relativamente salinas y de relativamente alto contenido de oxígeno, debido a que provienen del ramal sur de la bifurcación de las aguas de la Corriente Cromwell (Undercurrent). Estas aguas introducen un ligero máximo de salinidad y de oxígeno y dan el aspecto de una silla a la distribución vertical de la temperatura, como se puede ver en los diagramas de la Fig. 21.

2—Las Aguas Ecuatoriales Profundas (AEP), que oscilan entre los 150-700 m, con temperatura de 13-7° C y salinidades de 34.9(8)-34.6‰, como se puede ver en la Est. 71 de la Fig. 21. Esta masa de agua coincide íntegramente con la capa de mínima de oxígeno, aunque la mínima absoluta se sitúa en su mitad superior (Ver también Fig. 72b).

3—Las Aguas Templadas de la Subantártica (ATSA), provenientes del borde norte de la región subantártica, se destacan en la parte costera en la base de la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente) y por encima de los 100 m, profundizándose ligeramente lejos de la costa. Se destaca con un mínimo de salinidad por encima del máximo de salinidad de las AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales). Su rango de temperatura es de 15-13° C y de salinidad de 34.8-34.6‰ frente a la costa peruana. Estas aguas

contribuyen al afloramiento de la parte sur principalmente, como veremos más adelante.

4—Las Aguas Antárticas Intermedias (AAI), que aparecen generalmente por debajo de los 600 y 700 m de profundidad hasta un poco más abajo de los 1,000 m, con temperaturas entre 7-4° C y salinidades entre 34.60-34.45‰, en cuya capa el oxígeno aumenta notablemente con la profundidad y hasta tiende a formar un máximo, como en las estaciones 9 y 118 de la Fig. 21, frente a Ilo.

Las isosteras (líneas de igual anomalía termostérica, de igual $\delta\sigma_t$) de 200, 180 y 80 cl/ton, resultan interesantes en conexión con estas masas de agua, así como la de 300 cl/ton lo es para las AES, ATS y ASS, como se puede ver en las Figs. 29 a la 58.

2. LA CIRCULACION

Frente a la costa del Perú el sistema de circulación es bastante complejo, integrado por corrientes marginales superficiales y subsuperficiales que soportan el afloramiento a lo largo de la costa. Las corrientes están sujetas a variaciones en tiempo y espacio, todavía pendientes de estudio.

2.1 Corrientes Superficiales: La Corriente Peruana

Frente a la costa peruana se extiende la Corriente Peruana, constituida por la Corriente Costera Peruana (CCP) y la Corriente Oceánica Peruana (COP), siguiendo las clasificaciones de Gunther (1936) y de Wyrтки (1963). Estas dos partes forman una sola entidad oceánica en el período de invierno, principalmente en los meses de Agosto y Setiembre, como se puede ver en las cartas de corrientes superficiales de Wyrтки (1965).

La Corriente Peruana en el Pacífico Sur, la Corriente de California en el Pacífico Norte, las Corrientes de Bengala y las Canarias en el Atlántico, fluyen hacia el ecuador en la margen oriental de dichos océanos, como partes de movimientos anticiclónicos. Tal circunstancia da lugar a que estas corrientes sean lentas y consecuentemente de poco transporte, según la teoría de Stommel (1948).

La COP es más intensa que la CCP, lo que también se explica por la mencionada teoría de Stommel. Wyrтки (1963) trabajando con los datos de Step-I, encuentra que en la latitud de 24° S, el transporte de la CCP es de $6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{seg}$ y el de la COP de $8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{seg}$, que sumados dan $14 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{seg}$, que viene a ser la contribución de la Corriente Peruana a la Corriente Surecuatorial (CSE).

Las cartas de topografía de la isoterma de 15° C, de los diferentes crueros realizados frente a la costa peruana, están muy de acuerdo con las

topografías geopotenciales de cero dbs respecto a los 1,000 dbs. Dichas topografías, como la que presentamos en la Fig. 83, muestran una serie de fluctuaciones del flujo a lo largo de la costa, en forma de meandros, pero con una orientación persistente y predominante de sur a norte y a lo largo de todo o de gran parte de la costa peruana. Este aspecto viene a estar en desacuerdo con lo encontrado por Wyrki (1963) en el sentido de que COP (Corriente Costera Peruana) sólo llega hasta los 10° S y se debilita en su avance hacia el norte. Además, las secciones de velocidad geostrofica de las Figs. 24-27 muestran una intensificación de este flujo hacia el norte y con las mayores velocidades entre los 100 primeros metros, con un rango de 15-80 cm/seg, distribución que también está de acuerdo con lo encontrado por Wooster y Gilmartin (1961). Este rango de velocidades geostroficas no está muy lejos del rango dado (5-45 cm/seg) por las cartas de corrientes superficiales de Wyrki (1965).

En las secciones de las Figs. 25 y 26, los flujos intensos hacia el sur en la capa de 0-100 m, parecen relacionarse con la deflección SE que experimentan las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales); pero frente a Cabo Blanco (Fig. 24) están relacionados con el comienzo de "El Niño" de 1965. En la sección de Malpaso (Fig. 26), donde el flujo de AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales) es débil, se puede ver que las ATSA (Aguas Templadas de la Subantártica) fortifican la intensidad del flujo hacia el norte en el lado costero, y una situación contraria ocurre en la sección de Ilo (Fig. 27), donde hay una gran influencia de AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales).

2.2 Corrientes Subsuperficiales

Wooster y Reid (1963) fueron los primeros en discutir sobre las corrientes costeras subsuperficiales de California, Perú y Chile. Yoshida y Tsuchiya (1957) establecieron teóricamente la conexión entre los afloramientos y los flujos costeros hacia los polos. También Yoshida y sus colaboradores encontraron la similitud en la distribución de la masa (en términos de densidad) y la distribución de la circulación en regiones ecuatoriales y en las márgenes orientales de las regiones costeras. Así se explica que la divergencia de las isotermas (isopieñas) alrededor de los 100 m de profundidad frente al Perú, indica que el afloramiento por encima de los 100 m está asociado con el flujo hacia el sur señalado por el hundimiento de las isotermas, generalmente hasta los 300 m de profundidad. Pero ocurre que frente al Perú, cuando el flujo hacia el sur se aleja un poco de la costa, las isotermas presentan una distribución en "V", similar a lo que ocurre en la zona de la Corriente Cromwell en el ecuador. Estos aspectos se pueden ver en los gráficos de los informes de cruceros publicados por el Instituto del Mar, principalmente los números 11 (Flores et al, 1966), 12 (Guillén y Vásquez, 1966) y 13 (Mejía y Poma, 1966), y también se puede ver en la sección frente a Ilo (Fig. 47). Parece que este aspecto resalta más frente a la costa chilena, según los gráficos publicados por Brandhorst e Inostroza (1965).

La Corriente Peruana Subsuperficial

La denominada Corriente Subsuperficial Peruano-Chilena, fue observada y medida directamente por Wooster y Gilmartin (1961), con velocidades ligeramente superiores a 20 cm/seg frente a Punta Falsa y con un debilitamiento en su avance hacia el sur. Wyrтки (1963) al mostrar las interacciones de las corrientes superficiales y subsuperficiales con el pronunciado afloramiento frente al Perú, distingue una nueva corriente que denomina Contracorriente Peruana (CCP), distinta y mucho más intensa que la de Wooster y Gilmartin (1961). Ultimamente Cochrane y Zuta (1968), y más recientemente White (1969), trabajando con los datos del R/V Alaminos, no encontraron tal diferencia, y mostraron que de la unión de la extensión de la Corriente Cromwell con la Contracorriente Surecuatorial (CCSE) de Reid (1959) ,un poco al sur de los 6° S y lejos de la costa, nació la Corriente de Wooster y Gilmartin (1961), como un flujo convergente que parece soportar gran parte del afloramiento al norte de los 12° S. A esta corriente resultante la llamaremos simplemente Corriente Peruana Subsuperficial (CPSS), en vez de Corriente Subsuperficial Peruano-Chilena. Una fracción de la extensión de la Cromwell avanza hacia el sur en el lado netamente costero, constituyendo la principal contribución al afloramiento al norte de los 9° S (norte de Chimbote).

En la carta horizontal de la Fig. 85(a) se ve que la combinación de los dos flujos antes mencionados (CPSS), hace frente al flujo de las ATSA (Aguas Templadas de la Subantártica), flujo que Wooster (1968) denomina Corriente Chilena. Por otro lado, la topografía de la isoterma de 13° C de la Fig. 84 resulta muy interesante, porque entre otras cosas muestra la participación de la CCSE (Contracorriente Surecuatorial) en la formación del remolino anticiclónico presente al norte de los 12° S, sumándose una buena parte de ella al flujo costero que al norte de los 6° S se integra en la CSE (Corriente Surecuatorial). El flujo del sur aparece más superficial y es dominante al sur de los 12° S. En la topografía de 13° C no se ve la extensión de la Corriente Cromwell, porque esta corriente es más superficial en el norte y más profunda en el sur. Es posible que se deba a la CCSE (Contracorriente Surecuatorial) las velocidades relativamente altas encontradas entre los 100-200 m en la sección frente a Chimbote (Fig. 25).

Se necesita hacer observaciones más sistemáticas, acompañadas de mediciones directas de corrientes, para comprender mejor la interacción entre los flujos subsuperficiales del norte, del oeste y del sur, que dan una fisonomía más complicada a las corrientes subsuperficiales, respecto de las superficiales.

3. AFLORAMIENTO

El afloramiento, como movimiento vertical, no es un fenómeno aislado, sino que forma parte de la circulación oceánica, ligado principalmente a

los flujos meridionales y marginales. Wyrski (1963) precisó la definición de afloramiento como un movimiento ascendente, mediante el cual las aguas procedentes de capas subsuperficiales son traídas hasta la superficie del mar y alejadas del área mediante flujos horizontales. El afloramiento puede presentarse en cualquier parte del océano; pero tiene un carácter relevante a lo largo de las costas occidentales de los continentes, como en el caso del Perú, donde los vientos permanentes desplazan hacia fuera de la costa el agua superficial, manteniendo así el proceso por un apreciable tiempo, mayor de una semana.

Muchos autores han tratado el problema de los afloramientos costeros y oceánicos, enfocando el proceso físico y los efectos del mismo. Los tratamientos teóricos fueron hechos principalmente por Yoshida (1967, 1958, 1955), Yoshida y Tsuchiya (1957), Yoshida y Mao (1957) y Hidaka (1954). Recientemente Smith (1968) ha enfocado el proceso físico y los efectos del afloramiento en las principales regiones de afloramiento, y habla de los efectos en cuanto a la distribución de las propiedades, del nivel del mar, el clima y la riqueza biológica. Wyrski (1963) trató el caso específico de los afloramientos frente al Perú, encontrando velocidades medias de 5 m/mes ($\sim 2 \times 10^{-4}$ cm/seg) y una contribución media de 3×10^6 m³/seg, especificando además que el proceso de afloramiento estaba restringido a profundidades menores de 100 m y señalando dos orígenes, uno ecuatorial y otro subantártico.

3.1 Áreas de afloramientos costeros frente al Perú

Uno de los efectos destacados del afloramiento frente al Perú son las aguas frías relativamente homogéneas que aparecen en superficie, causando notables anomalías térmicas y un acentuado gradiente horizontal. Por esta razón, para estimar la extensión del área de afloramiento, se tomó determinadas isotermas como borde exterior del área de afloramiento, y se llegó a obtener un total de 25,250 millas cuadradas como promedio del área de afloramiento a lo largo de 850 millas de línea costera, con lo que resulta un ancho muy próximo a las 30 millas en un área rectangular equivalente. Las variaciones estacionales del área se puede ver en el siguiente cuadro:

Estación	Largo (millas)	Ancho (millas)	Área (millas ²)
Verano	800	15	12,000
Otoño	800	~ 31	25,000
Invierno	1,000	36	36,000
Primavera	800	35	28,000
Promedio	850	~ 30	25,250

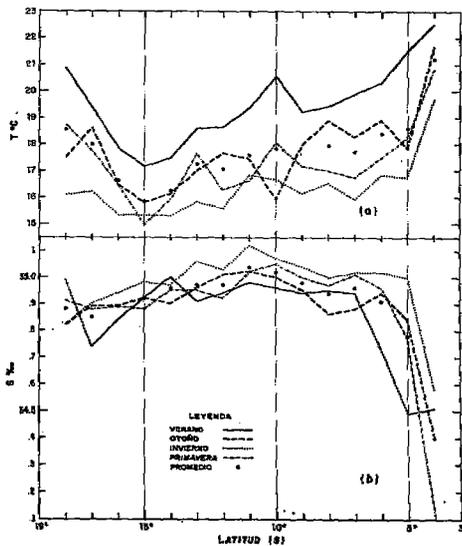


Fig. 9 Temperatura (a) y salinidad (b) promedios en la superficie del mar para la franja costera de 30 millas de ancho.

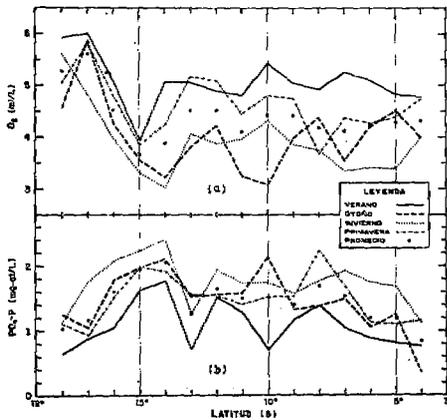


Fig. 10 Oxígeno disuelto (a) y fosfato (b) promedios en la superficie del mar para la franja costera de 30 millas de ancho.

En las Figs. 9 y 10 se da la distribución estacional promedio en superficie de cuatro variables para la franja costera de 30 millas de ancho. En ella se observa que en el período de enfriamiento se intensifica el afloramiento, desplazándose hacia el norte en unos casos o ampliando latitudinalmente el área. El afloramiento típico y permanente se presenta entre los 14-16° S; pero también ocurren afloramientos interesantes durante gran parte del año entre las latitudes de 4-6°S, 7-8°S y 11-12°S. Los puntos son valores promedios.

3.2 Características y tipos de afloramientos costeros

El afloramiento costero es superficial y tiene lugar por encima de los 75 y 100 m de profundidad. Lleva a la superficie aguas del borde inferior de la termoclina SSP (Subsuperficial Permanente), frías y ricas en nutrientes. De aquí que las aguas que afloran son de temperaturas bajas, salinidades relativamente bajas, especialmente al sur de los 14° S, bajo contenido de oxígeno y altos valores de nutrientes. Las temperaturas de afloramiento son más elevadas hacia el norte, y frente a Pisco-Atico se presentan las aguas más frías en las cuatro estaciones del año, con los focos moviéndose alrededor de San Juan, como se puede ver en las cartas promedios de las Figs. 60(a, b, c, d). El rango promedio para las áreas de afloramiento a lo largo de toda la costa es como sigue:

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	
Temperatura	19-16	18-14	16-13	17-14	°C
Salinidad	35.0-34.8	35.0-34.8	35.0-34.8	35.0-34.8	‰
Oxígeno	4-2	4-2	4-2	4-2	ml/L
Fosfatos	2.5-1.5	3.0-1.5	3.5-1.5	2.5-1.5	µg-at/L

Las aguas de afloramiento tienen principalmente tres orígenes:

1.—Las aguas propiamente del ramal sur de la Corriente Cromwell, que afloran principalmente entre los 4-6° S, y que también en parte contribuyen al afloramiento al norte de los 9°S, extendiéndose en la zona de gran abundancia de merluza, etc.

2.—Las aguas provenientes de la CPSS (Corriente Peruana Subsuperficial), que afloran principalmente al norte de los 12°S, y que en determinadas épocas, especialmente en el verano y el otoño, pueden influenciar en el afloramiento más al sur, destacándose por sus salinidades relativamente altas.

3.—Las ATSA (Aguas Templadas de la Subantártica) que vienen del sur a través del flujo chileno, y afloran principalmente al sur de los 14° S. Parece que en esta parte de la costa peruana se producen afloramientos de aguas mezcladas, de AESS (Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales) con ATSA (Aguas Templadas de la Subantártica).

Wyrcki (1963) diferenció los dos últimos tipos de afloramiento, mas no el primero que consideramos interesante por extenderse en una zona rica en especies bentónicas.

Hay variaciones geográficas y estacionales en cuanto a la intensidad del afloramiento, como se puede ver en la Fig. 9(a), en la que los principales afloramientos estacionales corresponden a las siguientes latitudes:

—Primavera	: 7°, 12°, 15° S
—Verano	: 9°, 12°, 15° S
—Otoño	: 5°, 7°, 10°, 15° S
—Invierno	: 5°, 7°, 9°, 12°, 14°-16° S.

En general, los afloramientos prominentes ocurren entre los 14-16° de latitud sur, aproximadamente frente a Pisco-Atico.

En el área del Callao (Fig. 23a), la isoterma de 15° C, que es la de afloramiento, asciende 70 m en 7 meses, hasta alcanzar la superficie, con una velocidad media de 10 m/mes ($\sqrt{4 \times 10^4}$ cm/seg). En el área de Punta Falsa (Fig. 22a) es la isoterma de 17°C la que asciende 47 m en 7 meses hasta alcanzar la superficie, con una velocidad media de 6.9 m/mes (2.7×10^4 cm/seg). Por supuesto que el ascenso no es continuo en ninguno de los casos, sino que presenta fluctuaciones. Estos valores están bastante próximos a la velocidad promedio de ascenso calculada por Wyrcki (1963) desde un punto de vista dinámico (Ver punto 3 de este capítulo).

Fenómenos anormales, como "El Niño", afectan considerablemente el afloramiento, cancelando el afloramiento en gran parte o en toda la costa, según la intensidad del fenómeno. También las fluctuaciones de las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) hacia la costa reducen las áreas de afloramiento.

Se necesita hacer estudios sobre la duración del afloramiento y sus variaciones, entre otras cosas.

3.3 Efecto vital del afloramiento

El enriquecimiento o disponibilidad de nutrientes en las aguas superficiales se realiza fundamentalmente a través del afloramiento que transporta las aguas subsuperficiales ricas en nutrientes. Muchos oceanógrafos físicos, químicos y biólogos han tocado este punto de la relación entre el afloramiento y la alta productividad en los océanos. Actualmente un grupo de oceanógrafos de la Universidad de Oregón están haciendo un microestudio

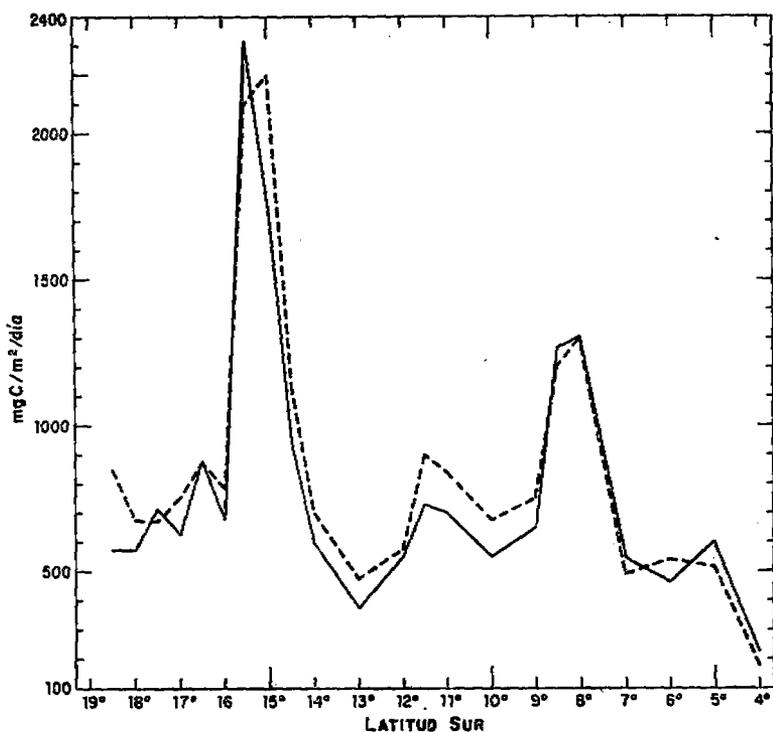


Fig. 11 Producción total promedio ($\text{mgC}/\text{m}^2/\text{día}$) para la franja costera de 30 millas de ancho (---) y de 60 millas de ancho (—), frente al Perú.

de las diferentes facetas del afloramiento en el área frente a Oregón (U.S.A.). La parte costera del Perú es sin lugar a dudas el área más interesante para los estudios del afloramiento y su relación con la gran riqueza productiva de las aguas y la gran abundancia de especies ictiológicas, que hacen de las

aguas costeras un vivero especial de la fauna marina del Pacífico y de todos los océanos en general.

Posner (1957), Guillén (1964a), Guillén y R. de Rondán (1968) y otros han enfocado el problema del afloramiento y su relación con la productividad, como veremos en el Capítulo IV.

En la Fig. 11 los picos de máxima de producción total alrededor de las latitudes de 5°, 8°, 11° y 15° S, con el máximo absoluto a los 15° S, tienen gran correspondencia con las áreas de afloramiento dada por la Fig. 9(a). Esto es una confirmación más de la influencia del afloramiento en la productividad, y que se vuelve mucho más interesante con el cuadro del Apéndice I, que da una idea aproximada de la distribución geográfica de la pesquería peruana durante 1964-1968, con los mayores desembarques alrededor de los 5°, 7°30', 9°, 11°, 12°, 13°30' y 16° S. Resultaría más significativo hacer comparaciones con índices de abundancia y con un conocimiento aproximado de los lugares de pesca, en vez de los lugares de desembarque.

4. EL FRENTE ECUATORIAL Y EL FENOMENO "EL NIÑO"

La noción de "frente oceánico" surgió en Oceanografía en analogía con la noción de "frente atmosférico" en Meteorología. Cromwell y Reid (1956) definieron el frente oceánico como "la franja superficial del mar, a través de la cual la densidad cambia bruscamente", y propusieron una circulación con convergencias a lo largo del frente, hundimientos dentro del frente y divergencias por debajo de la superficie del mar y por encima de la termoclina principal. Los frentes oceánicos son lugares interesantes del océano desde el punto de vista físico, químico y biológico. El frente polar antártico que separa las regiones antárticas y subantárticas, es el frente más pronunciado en las grandes latitudes. La convergencia subantártica del Pacífico Sur ejerce influencia en las aguas costeras del Perú, con el aporte de las aguas de su borde norte. Al norte del Perú se extiende el frente ecuatorial, que es uno de los frentes más pronunciados en latitudes bajas y está íntimamente ligado al fenómeno "El Niño".

Los japoneses fueron unos de los primeros en interesarse en hacer estudios sobre la naturaleza de los frentes, al observar la abundancia de peces y ballenas a lo largo de los frentes (Uda, 1938, 1953, 1954).

4.1 Frente Ecuatorial

Wyrtki (1965) denomina frente ecuatorial a la zona de encuentro entre las aguas tropicales superficiales (ATS) y las aguas de la Corriente Peruana. Otros investigadores usan la denominación "borde norte" de la Corriente Peruana.

Extensión y Características

El frente se extiende entre la costa norte del Perú (norte de los 6° S) y las Islas Galápagos, con un debilitamiento hacia el Oeste.

En las cartas de Wyrтки (1964) y en las cartas de las Figs. 60(a, b, c, d) se puede ver que el gradiente horizontal máximo de temperatura se presenta en la parte costera, generalmente al sur de los 3° S, con 3 a 7 isotermas: 24-22°C en Marzo, y 23-17°C en Setiembre. El gradiente se intensifica con el desarrollo del afloramiento entre los 4-6° S.

La orientación del frente tiene una tendencia zonal predominante; pero también muestra una distribución meridional, con una serie de meandros, en determinadas épocas del año. En las publicaciones de Stevenson y Santoro (1967, 1968) se ve que la orientación meridional predomina al este de 83° W, y la zonal al oeste de dicha longitud.

El frente es mucho mejor identificado por el gran contraste en salinidad, en cualquier época del año, y de manera especial en la primavera y verano, cuando no ayuda la temperatura, como se puede ver en las Figs. 61(a, b, c, d). El gradiente de salinidad es aproximadamente de $1.0 \pm 0.5\%$ /10 millas.

Lamentablemente la falta de observaciones sistemáticas y suficientemente amplias, no nos permite dar una visión más completa de las características del frente ecuatorial. Al respecto es necesario realizar investigaciones cooperativas y coordinadas con varios países.

En las cartas de las Figs. 62 a la 67 se puede ver, por otro lado, que dentro del frente ecuatorial no se presentan contrastes en superficie para el oxígeno, fosfato, silicato, nitratos y nitritos.

La capa afectada por el frente ecuatorial está generalmente por encima de los 30 m de profundidad. En dicha capa se presentan una fuerte termoclina y una fuerte haloclina, por debajo de una capa de mezcla de generalmente 5-10 m de espesor, como se puede ver en la Fig. 28.

Variaciones del frente ecuatorial

El frente ecuatorial presenta grandes variaciones estacionales. En los meses de verano, su distribución es fundamentalmente meridional, en asociación con una lengua cálida que origina el mayor gradiente horizontal y zonal frente a la costa peruana, particularmente en Marzo.

En la Fig. 12 se observa que el frente se desplaza hacia el sur hasta los 6°S en el período de calentamiento, y hacia el norte en el período de enfriamiento. Los cambios de temperatura y salinidad a través del frente, son más marcados en la primavera y el verano. Este último aspecto contradice en cierta forma lo que muestran las cartas horizontales de las Figs. 60 y 61. Esta aparente contradicción se debe a las variaciones anuales que sufre el frente (Las curvas de la Fig. 12 corresponden a cruceros de dife-

rentes años). Los desplazamientos anormales hacia el sur se producen en las épocas que se presenta el fenómeno "El Niño", del que hablamos en el título siguiente.

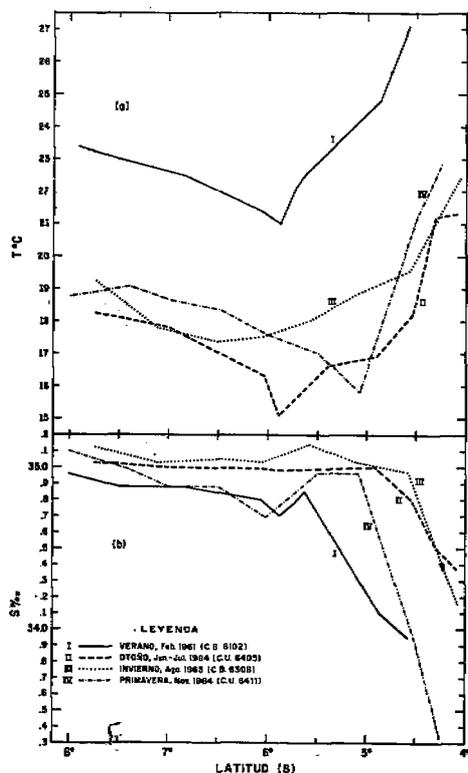


Fig. 12 Temperatura (a) y salinidad (b) en superficie, a lo largo de aproximadamente $81^{\circ}20' W$ y entre los $4-8^{\circ} S$, en las cuatro estaciones del año (I, II, III, IV).

Knauss (1957) al discutir la situación a lo largo del frente, establece que la zona frontal se mueve del agua más fría al agua más caliente, bajo la influencia de vientos, dando lugar a que el agua más fría se sitúe en la superficie del frente, originando una zona inestable de gran mezcla, de un ancho de alrededor de 100 millas. Wyrтки (1967) manifiesta que esta situación parece ser representativa del frente ecuatorial, al este de las Galápagos. Aunque el ancho dado por Knauss está de acuerdo con el dado por la Fig. 61, parece que el frente unas veces toma las características de lo que podría denominarse frente frío, y otras veces de frente caliente, aplicando los términos meteorológicos a masas de agua. Pero en todo caso ocurren convergencias, seguidas de hundimientos, y divergencias conectadas al flujo de la extensión de la Corriente Cromwell. O sea que en el frente ecuatorial se dan en parte los dos casos propuestos, el de Knauss (1957) y el de Cromwell y Reid (1956) descrito en el punto 4 de este capítulo. Las observaciones con GEK (Wooster, 1969) también han mostrado convergencias en el frente. Los Drs. Taft y Stevenson (comunicación personal) están terminando un trabajo referente al frente y la Corriente Cromwell.

4.2 El fenómeno "El Niño"

En condiciones normales, el clima de la costa peruana se encuentra grandemente influenciado por el afloramiento costero, que hace que las aguas de la superficie del mar sean más frías que el aire de las inmediaciones y aumente la humedad relativa. La presencia de neblinas en la costa es la característica más visible de las áreas en proceso de afloramiento.

En condiciones anormales se reduce grandemente o se anula totalmente el afloramiento, y el clima de la costa experimenta cambios temporales

notables. Estas condiciones anormales pueden surgir principalmente por desplazamientos pronunciados hacia la costa de aguas subtropicales superficiales (ASS), y por el desplazamiento hacia el sur de los 6° S de aguas tropicales superficiales (ATS) y aguas ecuatoriales superficiales (AES). El primer caso es más frecuente y de menor efecto. El segundo caso es mucho más trascendente y de consecuencias más relevantes, no sólo desde el punto de vista oceanográfico, sino también socio-económico, porque tiene sus repercusiones en la pesquería (de anchoveta, principalmente), en la agricultura, y consecuentemente en la economía del país.

El nombre de "Corriente del Niño", que todavía es usado por algunos autores, surgió en relación con la época de aparición del movimiento de aguas de la región ecuatorial hacia el sur. Pero siendo esta situación anormal un caso transitorio, irregular y de corta duración (3 a 4 meses de duración), consideramos que es más propio denominarlo "fenómeno", como lo vienen haciendo varios autores que han atacado el problema, y esta denominación es la que usamos en adelante.

Entre los autores nacionales y extranjeros que han enfocado este problema, mencionaremos a Schweigger (1942, 1961, 1964), Posner (1957), Wooster (1960), Bjerknes (1961, 1967), etc. Estos dos últimos y otros usan además la terminología "Años del Niño", lo que consideramos puede justificarse si se toma en cuenta el inicio y fin del fenómeno, o quizás desde el inicio hasta el restablecimiento de la normalidad; pero preferimos no usarlo, sino como referencia en el presente trabajo.

Origen

Todavía no se conoce el verdadero mecanismo que da lugar a la aparición del fenómeno "El Niño". Se han dado varias explicaciones sobre las causas del fenómeno, y todas ellas relacionadas con fenómenos meteorológicos, ya que siempre se presenta acompañado de estos fenómenos. Las más apropiadas parecen ser las dadas por Bjerknes (1961 y 1967) y por Fedorov (1963), quienes discuten la circulación relacionada con movimientos meridionales del frente ecuatorial, el cual parece estar conectado directamente con las ocurrencias de "El Niño".

Durante el fenómeno "El Niño" aparecen en la parte norte del Perú las aguas tropicales superficiales (ATS), asociadas con aguas subsuperficiales procedentes de la Corriente Cromwell y acompañadas de notables precipitaciones en la región marítima y en las costas adyacentes, por la gran inestabilidad atmosférica ocasionada por las ATS, en algunos casos tan espectaculares como en "El Niño" de 1891 (Schott, 1931) y el de 1925 (Schott, 1931; Murphy, 1926). Sabemos también que este fenómeno se presentó con menor intensidad en los años de 1941 (Lobell, 1942), 1953 (Posner, 1957), 1957 (Wooster, 1960) y 1965 (Guillén y Flores, 1965).

Parece, pues, que la explicación del origen de este fenómeno está en el sistema de circulación oceánico-atmosférica, teniendo la participación

principal de los alisios de NE y SE, de la Contracorriente Norecuatorial, de la Corriente Cromwell y la Corriente Costera Peruana, con el consiguiente desplazamiento hacia el sur de la Convergencia Tropical y del Frente Ecuatorial, como se ha observado siempre en este caso singular del Pacífico Sur.

Ocurrencias y predicciones

Con los datos disponibles hasta el momento, todavía no se ha podido encontrar una periodicidad en las ocurrencias del fenómeno "El Niño". Como todavía no se conoce las causas verdaderas del fenómeno, no podemos hacer predicciones a largo plazo sobre la aparición del mismo. Con los datos y conocimientos alcanzados hasta ahora sólo podemos hacer predicciones aproximadas a corto plazo, no mayor de tres meses. Así, por ejemplo, con las observaciones en los últimos meses de primavera (H.S.) se puede anticipar con buena aproximación las condiciones del verano siguiente, y fue así que con las observaciones hechas en Noviembre de 1964 (Zuta, 1964), se pudo anticipar la aparición de "El Niño" de 1965, que discutimos más adelante. En este tipo de predicciones es esencial el conocimiento de las condiciones meteorológicas presentes, tales como nubes, vientos, presiones, precipitaciones, etc., así como de las condiciones oceanográficas presentes, tales como temperatura superficial, salinidad superficial, estructura térmica, estado de los afloramientos costeros, etc., para luego referirlos a las condiciones precedentes y promedias.

Cuando se conozca el mecanismo que produce el fenómeno, cuando conozcamos la teoría del fenómeno, podremos hacer predicciones a largo plazo, que serán grandemente beneficiosas a la industria pesquera, industria del guano, a la agricultura y a la economía nacional, en general.

Características y trascendencia

Tomando como ejemplo las anomalías de 1891, 1925 y 1965, podemos decir que el fenómeno "El Niño" se caracteriza por ser un fenómeno costero, acompañado de cambios bruscos que afectan notablemente las condiciones del mar y del clima, con repercusiones enormes en la ecología de las aguas costeras y en la economía de la región costera del Perú.

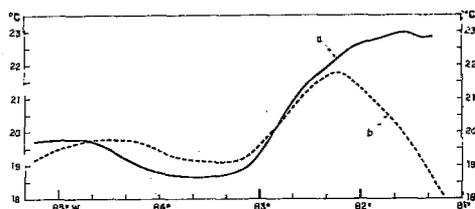


Fig. 13 Variación de la temperatura superficial frente a Cabo Blanco (a) y frente a Paita (b), en Noviembre 1964 (15-16 y 17-18, respectivamente).

El fenómeno "El Niño" aparece como una lengua de agua superficial de elevadas temperaturas y sobre todo con salinidades muy bajas ($S < 34.8\%$); con desplazamientos rápidos sobre una termoclina fuertemente desarrollada (Ver Est. 28 de la Fig. 4); pegándose muchas veces a la costa y anulando o reduciendo notablemente el afloramiento en su avance hacia el sur. El borde de dicha lengua viene a estar constituido por el frente ecuatorial.

En la Fig. 28(a, b) que corresponde a los comienzos de "El Niño" de 1965, se puede ver que la capa afectada por la lengua con $S < 34.8\%$, se extiende hasta los 50 m de profundidad, con la capa superficial homogénea correspondiente a las ATS. ($S < 33.8\%$), de un espesor próximo a los 15 m.

Por otro lado, las Figs. 13, 29 y 30, dan a la longitud de 83° W como el límite oeste de la lengua cálida, que hace que las temperaturas se eleven cerca de la costa (en condiciones normales sucede lo contrario).

Las Figs. 77 a la 82, corresponden a las postrimerías de "El Niño" de 1965. Lamentablemente las observaciones no se extendieron lo suficientemente lejos de la costa como para presentar en forma clara la extensión de la lengua, ni suficientemente profundas como para mostrar los flujos subsuperficiales que acompañan al fenómeno, aunque algo se puede decir al respecto con la topografía de la isoterma de 15° C (Fig. 82), que muestra los movimientos horizontales predominantes por debajo de los 50 m de profundidad. En la Fig. 78 las AES ($S < 34.8\%$) se extendían al norte de Huarmey ($\sim 10^\circ$ S), y parece que parte del flujo proveniente de la Corriente Cromwell (Fig. 82) se integraba en el flujo costero hacia el norte y una buena parte continuaba hacia el sur, muy pegada a la costa al sur del Callao (12° S). Una situación casi totalmente opuesta se presenta en la Fig. 83, correspondiente al invierno de 1964, uno de los más fríos observados desde 1960, y que se puede tomar como una de las características precedentes al fenómeno anormal de 1965.

Referente a la producción del mar resulta interesante ver que con respecto a la producción anual promedia (Figs. 69 y 71), en las postrimerías de "El Niño" de 1965 la clorófila "a" en superficie (Fig. 80) fue muy baja a lo largo de toda la costa, y en cambio la producción total (Fig. 81) fue mucho más elevada en el área principal de pesca de anchoveta, que estuvo ocupada por las aguas ecuatoriales superficiales en retroceso y aguas subsuperficiales de la Corriente Cromwell también en retroceso. Al sur de Huarmey, la producción total estuvo apreciablemente por debajo del promedio. Por otro lado, las estadísticas de pesca dan un gran desembarque de anchoveta en Chimbote en el mes de Abril (Borgo y Paz, 1966), época en que se hicieron las observaciones.

Al juzgar por las Figs. 14, 15 y 16, correspondientes al Puerto Chicama, y por la mortandad de aves ocurridas en 1965 (Jordán y Fuentes, 1966), se puede decir que "El Niño" de 1965 fue muy similar al de 1957. A esta conclusión también se puede llegar del trabajo de Guillén (1967), si consideramos que las condiciones de 1958 fueron de post-niño: Al anormal avance hacia el sur de las aguas de la región ecuatorial, siguió una notable fluctuación hacia la costa de aguas subtropicales superficiales (ASS).

El fenómeno "El Niño" es de trascendencia general por no ser local y por estar ligado a fenómenos oceanográficos y meteorológicos de gran escala. La trascendencia local o nacional del fenómeno surge de sus consecuencias, finalmente económicas, puestas de manifiesto en una reducción en la disponibilidad de anchoveta, en la mortandad de aves guaneras y

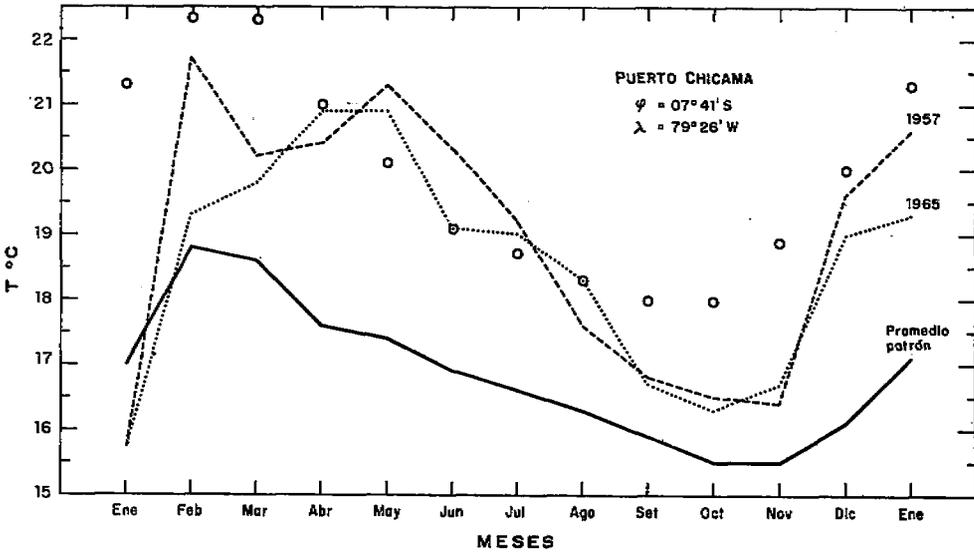


Fig. 14 Temperatura superficial del mar en 1957 (---), 1965 (.....) y promedio patrón (—) de 20 años (1949-1968) del Puerto Chicama. Los círculos indican temperaturas promedios del aire.

reducción del guano, pérdidas en la agricultura por exceso de lluvias y disminución de fertilizantes del guano, reducción de la actividad pesquera y aumento de la desocupación.

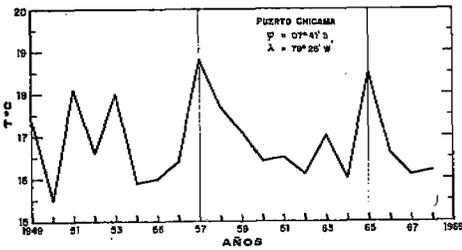


Fig. 15 Promedios anuales de la temperatura superficial del mar en el puerto de Chicama.

En el Cuadro N° 3 damos algunas cifras sobre las fluctuaciones en el desembarque de anchoveta, especialmente en Chimbote y Callao, y en la población de aves guaneras. Los datos de aves guaneras fueron proporcionados gentilmente por el Sr. Humberto Fuentes, de los cuales se sacó promedios en caso de tenerse varios datos para un mismo año, como se indica dando los meses en que se efectuaron los censos. El desembarque de anchoveta bajó apreciablemente en 1965 en Chimbote y Callao, así como el total general. El efecto de "El Niño" sobre las aves guaneras se apreció en los censos de 1966, ya que el censo de 1965 tuvo lugar cuando el fenómeno estuvo desarrollándose.

1965 tuvo lugar cuando el fenómeno

C U A D R O 3

DESEMBARQUE ANUAL DE ANCHOVETA (T.M.B.) EN TRES LUGARES Y EN EL TOTAL DE PUERTOS A LO LARGO DE LA COSTA PERUANA, DANDO, ADEMÁS, EL NUMERO DE EMBARCACIONES POR AÑO, LA CAPACIDAD MEDIA DE LA EMBARCACION Y LOS

DÍAS TRABAJADOS POR AÑO

	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968
Puertos										
Chimbote	549,904	736,301	259,302	1'999,795	1'768,211	3'051,840	2'014,419	2'448,342	3'260,866	3'674,651
Callao	754,047	1'310,746	1'925,074	1'965,989	1'771,952	1'707,028	1'358,380	1'153,577	1'191,223	986,368
Tambo de Mora y Pisco	—	—	—	Δ 23,943	□ 202,794	615,973	981,240	1'196,367	1'892,709	2'186,636
TOTAL GENERAL	1'908,698	2'943,602	4'579,709	6'274,624	6'423,244	8'863,367	7'233,479	8'529,821	9'824,624	10'262,661
Total de Embarcaciones:	414	710	813	1064	1676	1752	1639	1670	1572	1498
Capacidad Promedia T.M.B.)	38.2	58.1	66.5	86.0	99.3	111.8	121.3	126.2	132.9	142.3
Días trabajados al año:	294	279	298	294	269	297	260	190	170	170

Fuente: Departamento de Estadística del Instituto del Mar.

Nota: Δ Solamente Pisco, desde Marzo. □ Tambo de Mora, desde Mayo.

AVES CENSADAS FRENTE A LA COSTA PERUANA, EN MILLONES

(Los meses indican las épocas en que se realizaron los censos)

	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969
27.8	22.0	6.6	6.1	11.0	11.0	11.0	17.0	18.0	15.0	17.3	4.6	4.4	4.6	6.4
Agosto	Agosto	Agosto	Mayo	Marzo	Marzo	Marzo	Enero	Febrero	Febrero	Febrero	Enero	Enero	Febrero	Febrero
				Febrero	Octubre	Noviembre					Noviembre	Noviembre	Noviembre	

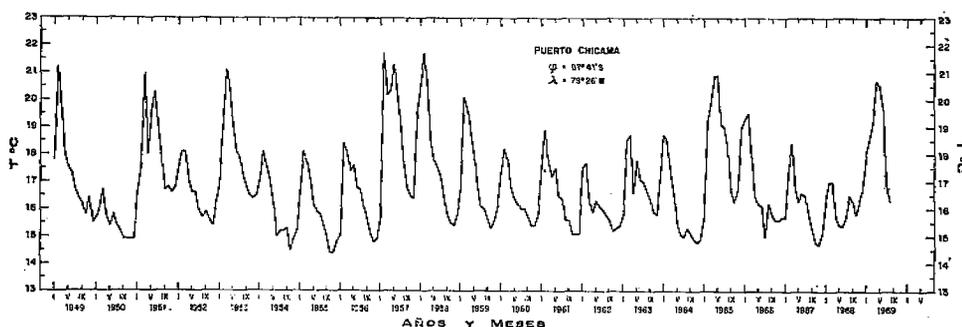


Fig. 16 Variaciones mensuales de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en la superficie del mar en el puerto Chicama (1949-69).

5. OLAS Y MAREAS

Las olas y las mareas (hablando con cierta redundancia) son aspectos interesantes del océano, por lo que la teoría de ellas ha atraído siempre a prominentes matemáticos como Laplace, Lagrange, Bernoulli, Euler, Airy, Cauchy, etc. Hay más ventajas en las predicciones de mareas, debido a la periodicidad de las mismas. Pero en los últimos años también se ha avanzado bastante en la predicción de las olas marinas superficiales, gracias a la teoría de Pierson-Neumann-James (1955), que superó a la de Sverdrup-Munk (1947).

Hay muchas clases de olas en el océano, y ellas difieren grandemente en su forma, velocidad y origen. Probablemente existen algunas clases de olas que todavía no han sido descubiertas.

Las olas u ondas marinas no sólo se observan en la superficie del mar, sino también, en general, entre los límites de dos masas de agua de diferente densidad, tal como en la termoclina (pínoelina), por ejemplo. La pínoelina es la capa de cambio brusco de densidad, que en las aguas peruanas coincide casi íntegramente con la termoclina.

5.1 Olas u ondas marinas superficiales

Al observar las olas del mar se podría tener la impresión de que es el agua la que se desplaza; pero afortunadamente no es así (cuando el agua se mueve a gran velocidad es como un concreto sólido). Es la forma ondulatoria o configuración de la superficie del mar, es decir, la energía, la que se propaga en todo el horizonte.

Una de las peculiaridades de las olas marinas es su movimiento rápido a través de la superficie del mar. Las olas más veloces no son las olas de

$$K' = \frac{1}{L} = \text{Número de ola (ciclos/cm)} \longrightarrow K = \frac{2\pi}{L}$$

σ = Superficie de contacto entre el océano y la atmósfera

$$\left. \begin{aligned} \sigma &= A \operatorname{Sen} \left(\frac{2\pi}{T} t \right) \\ &t = A \operatorname{Sen} \sigma t \\ &t = \text{tiempo} \end{aligned} \right\} \text{Para oscilaciones armónicas.}$$

El movimiento aproximadamente circular de la partícula tiene una

velocidad promedio $C_p = \frac{\pi H}{T}$, de donde resulta que:

$$\frac{C_p}{C_w} = \frac{\pi H/T}{L/T} = \frac{\pi H}{L} \sim 3 \frac{H}{L}$$

\therefore Para δ_{\max} , tenemos $C_p = \frac{3}{7} C_w$, que es la velocidad teórica

máxima que puede alcanzar la velocidad de la partícula, con respecto a la velocidad de la ola.

La teoría de las olas tiene como tareas describir el movimiento orbital de las partículas, la velocidad de propagación de las olas, la relación entre estos dos movimientos, así como también dilucidar sobre la generación, crecimiento, transformación y disipación de las olas marinas.

Tomando en cuenta sus características, las olas marinas pueden clasificarse de diferentes maneras, tales como:

a) Según su velocidad de propagación:

- Olas progresivas
- Olas estáticas

b) Por el mecanismo de su formación:

- Olas libres
- Olas impulsadas

c) Según la relación L/D (D = profundidad del mar) en:

- Olas cortas (o profundas).
- Olas largas (o superficiales).

d) Según la forma de sus perfiles:

- Olas sinusoidales
- Olas de tormenta
- Olas trocoidales

e) Según la relación entre la dirección del movimiento de la partícula y de la ola en:

- Olas longitudinales
- Olas transversales

f) Según sus períodos en: Capilares, de ultragravedad, de gravedad, de infragravedad, de períodos grandes, y de transmareas.

— Para olas de gravedad, como el mar de leva, tenemos que:

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} = 1.25 \sqrt{L} \text{ (m/seg)}$$

— Cuando L/D es grande:

$$C = \sqrt{gD}$$

— De la relación $C = \frac{L}{T}$, resulta que:

$$L = \frac{2\pi}{g}, \quad C^2 = \frac{g}{2\pi} T^2, \quad T = \frac{2\pi}{g} C$$

La energía que posee la ola es de doble naturaleza. Una parte es energía cinética, debido al movimiento orbital de las partículas; y la otra parte restante es energía potencial, debido a la elevación o depresión de la superficie del mar. Para el caso del mar de leva, las dos partes son iguales. La energía total (E) de la ola por unidad de área de la superficie del mar está dada por:

$$E = \frac{1}{2} \rho g A^2 = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad \left. \begin{array}{l} \rho = \text{densidad} \\ g = \text{gravedad} \end{array} \right\}$$

La velocidad (V) con la cual se desplaza la energía total es:

$$V = \frac{1}{2} C = \text{Velocidad de grupo}$$

El fenómeno más común en el océano es la formación de olas por acción del viento. Tres factores influyen en las dimensiones de estas olas:

- 1) La velocidad del viento (W).
- 2) El tiempo de duración que sopla el viento (P).
- 3) La extensión del océano abierto, a través de la cual sopla el viento (F). Este factor se extiende hasta donde terminan las olas de viento y empieza el mar de leva (olas ordenadas).

Las olas al aproximarse a las playas y al "sentir el fondo", experimentan reflexiones y refracciones. I cuando la profundidad se reduce hasta un límite que ya no permite que la partícula oscilante complete su órbita, se produce la rompiente.

El conocimiento de las olas tiene su aplicación en Ingeniería, para la defensa de las playas, los puertos, etc.; en Geología; en Pesquería, etc. Es necesario que en el Perú se interesen por llevar la investigación a este campo de la Oceanografía, al estudio de tsunamis en particular; pues hasta la fecha casi nadie ha hecho estudios sobre olas frente a la costa peruana.

5.2 Ondas internas

En el límite de dos capas de agua (de espesores h y h'), de diferente densidad (ρ y ρ'), pueden aparecer ondas cortas y largas, como vimos ya que ocurría en la superficie del mar, interfase entre el agua y el aire. Dichas ondas se denominan ondas internas u ondas de superficie limítrofes, y se reflejan en la estructura vertical de las masas de agua. Las numerosas observaciones hechas sugieren la existencia de ondas internas en cualquier océano estratificado. En general, las ondas internas tienen un perfil simétrico; pero hay excepciones.

Para una onda interna corta ($h' \gg h$):

$$C_1^2 = \frac{gL}{2\pi}, \quad C_2^2 = gh \left(\frac{\rho' - \rho}{\rho'} \right)$$

h = espesor de la capa superior

h' = espesor de la capa inferior

C_1 = velocidad de la ola superficial

C_2 = velocidad de la onda interna

Para una onda interna larga, o sea cuando $(h + h') \ll L$, resulta:

$$C_1^2 = g(h + h'), \quad C_2^2 = \left(\frac{g h h'}{h + h'} \right) \left(1 - \frac{\rho}{\rho'} \right)$$

Las ondas internas largas incluyen oscilaciones internas inerciales, y estas oscilaciones se superponen a las olas de marea, dando lugar a que los cambios de estructura de las masas de agua aparezcan completamente irregulares.

Mugica (1969) hizo un análisis de ondas internas en dos puntos de la parte norte de la costa peruana, y encontró que el período dominante coincidía con el de la marea (semidiurna), y que la amplitud de la onda interna semidiurna era mayor en la estación más próxima a la costa.

5.3 Mareas

Las mareas son una forma de olas marinas de período grande, que juegan un papel importante en los procesos costeros y en las playas. Se presentan levantamientos y descensos rítmicos del agua costera, y estos movimientos verticales van acompañados de movimientos horizontales del agua, denominados corrientes de marea.

Las mareas tienen un período de 12 horas 25 minutos y una longitud de onda de la mitad de la circunferencia de la tierra. Comúnmente a la cresta se le denomina pleamar o marea alta (MA), y al valle, bajamar o marea baja (MB).

Las mareas son causadas por la atracción gravitacional de la luna y del sol, y principalmente por la primera. La diferencia en la atracción de las partículas de agua de los diferentes puntos de la superficie terrestre es mucho más importante que la atracción total; de aquí que la luna sea la causa principal, a pesar de que la atracción gravitacional del sol es 150 veces mayor que la de la luna. El sol es de enorme masa; pero está a 53'000,000 de millas de la tierra. La luna dista en promedio 239,000 millas de la tierra, y presenta gran diferencia en la atracción gravitacional entre un lado y otro de la misma. La tierra gira sobre su eje una vez por día, y esto da lugar a que gran parte de la tierra esté sujeta a dos pleamares y dos bajamares por día. La luna gira alrededor de la tierra, a razón de una órbita por mes, lo que da lugar a que un día lunar tenga una duración de 24 horas y 50 minutos, es decir, 50 minutos más que el día solar.

Las dos situaciones más importantes en la variación de las mareas son:

- a) Cuando la tierra, la luna y el sol están en línea, es decir, cuando están en fase;
- b) Cuando los tres forman un ángulo recto, es decir, cuando están fuera de fase.

En el caso (a), que ocurre en la luna nueva y luna llena, aproximadamente cada dos semanas y con una duración de dos a tres días, el nivel del agua se eleva y baja más de lo usual. En el caso (b), tanto la pleamar, como la bajamar son alrededor del 20% menos que el promedio.

Otra variación importante es debida al perigeo y apogeo de la luna. En el perigeo, la luna se aproxima 15,000 millas a la tierra, y en el apogeo tiene su mayor distanciamiento de la misma. En el perigeo y apogeo, que se presentan al mismo tiempo y por lo menos dos veces al año (el perigeo en la luna llena o la luna nueva), las mareas son, respectivamente, el 20% más altas o más bajas que el promedio.

En el presente trabajo empleamos las tres clasificaciones principales de mareas:

- 1) Marea semidiurna, cuando diariamente se presentan dos pleamares de aproximadamente la misma altura.
- 2) Marea diurna, cuando diariamente se presenta solamente una pleamar.
- 3) Marea mixta, cuando se presentan casos intermedios, unas veces predominantemente semidiurnales, y otras predominantemente diurnales.

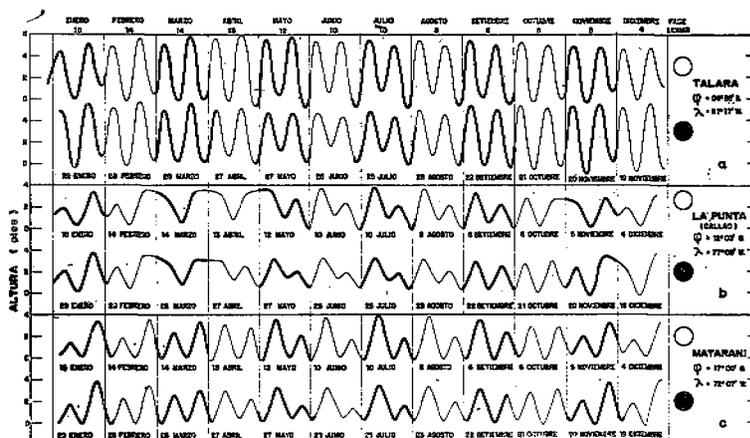


Fig. 17 Pleamares y bajomares en tres puntos de la costa peruana y para dos fases lunares: Luna llena (círculo blanco) y Luna nueva (círculo negro), con datos tomados de las Tablas de Mareas de la Costa del Perú, HIDRO-301, 1968.

En cinco puertos de la costa peruana (Talara, Chimbote, Callao, San Juan y Matarani) se encuentran en funcionamiento mareógrafos pertenecientes al Coast & Geodetic Survey del Departamento de Comercio de los EE.UU., y que están bajo el control de la Dirección de Hidrografía y Faros (DHF) de la Marina del Perú. Dicha Institución norteamericana procesa y calcula los datos, y la DHF publica anualmente una Tabla de mareas con los datos ampliados para dieciséis puertos ubicados a lo largo de toda la costa: Zorritos, Lobitos, Talara, Paita, Bayovar, Eten, Chicama, Salaverry, Chimbote, Huarmey, Huacho, Callao, Pisco, San Juan, Matarani e Ilo.

Para los propósitos del presente trabajo se ha tomado los datos de la

publicación de 1968, con los cuales se ha preparado el gráfico de la Fig. 17, con la hora referida al meridiano 75° de Greenwich. Se observa que, de manera general, la amplitud es mayor en el norte y disminuye hacia el sur.

La amplitud no excede 6 pies en el norte y de 4 pies en el sur. La marea es en general semidiurnal o predominantemente semidiurnal frente a la costa peruana, con gran frecuencia de mareas mixtas.

La marea se atrasa cada día, debido a que el día solar es ligeramente menor que el día lunar, como ya vimos anteriormente. De aquí que si la marea ha ocurrido casi al final de un determinado día, puede ser seguida por una marea que se presenta a comienzos del tercer día (saltando un día). Es así como en ciertos días del mes hay sólo una bajamar o sólo una pleamar, como se puede ver en la Fig. 17(b), y la marea se convierte en una marea diurna. Parece que las mareas diurnas son más frecuentes en la parte central de la costa peruana, principalmente en la luna llena. En la parte norte las dos pleamares son aproximadamente de igual amplitud, y hacia el sur las amplitudes de las dos pleamares difieren notablemente; es decir, que en el norte del Perú, tal como en Talara (Fig. 17a), se presentan mareas netamente semidiurnales, y hacia el sur hay una tendencia hacia la marea diurna.

Hasta el momento no se han hecho estudios en el Perú sobre la influencia de las olas y mareas en otros aspectos de la Oceanografía; pero en el futuro pensamos usar los datos de mareógrafos para establecer las variaciones del nivel del mar en relación con la variación de los vientos y de la temperatura superficial del mar, es decir, para establecer relaciones entre el afloramiento y el nivel del mar. Resultaría interesante estudiar también la influencia de las olas y mareas sobre los aspectos biológicos, etc.

CAPITULO IV

1. PRODUCCION DE LAS AGUAS COSTERAS Y SUS VARIACIONES

Los mapas de Reid (1962) sobre la circulación y distribución de fosfatos y zooplancton en el Océano Pacífico, muestran la riqueza de la Corriente Peruana, especialmente en el lado de la Corriente Costera Peruana (CCP), donde se destaca una banda de altos valores de fosfatos en similitud con los volúmenes elevados de zooplancton en la capa de 0 — 150 m y especialmente los fosfatos al nivel de los 100 m de profundidad. Parece que gran parte de esta riqueza es transportada del borde norte de la región subantártica (norte de los 40° S).

Las cartas promedios presentadas en las Figs. 63 a la 71, destacan la riqueza sobresaliente de las aguas costeras del Perú, especialmente dentro de las 100 millas de la costa. Dentro de las 50 millas se encuentran los valores realmente excepcionales tanto en nutrientes, como en producción orgánica y clorófila "a".

El enriquecimiento de las aguas superficiales de la Corriente Peruana se debe principalmente a los movimientos verticales que, como dice Wyrski (1963), hasta los 400 m de profundidad, son por lo menos de la misma magnitud del afloramiento que se desarrolla por encima de los 100 m de profundidad. Pero también es importante el transporte turbulento de nutrientes hacia arriba, como también lo manifiesta Wyrski (1965) y lo considera Posner (1957). Este transporte turbulento es importante considerando que frente a la costa peruana los mayores gradientes verticales de nutrientes están dentro de las termoclinas SP (Superficial Permanente) y SSP (Subsuperficial Permanente), como vimos en el Capítulo II. En la turbulencia horizontal y vertical parecen influir principalmente la fuerza de arrastre del viento, el gradiente horizontal de presión, la fricción del borde costero y la fricción horizontal entre corrientes.

Posner (1957) llegó a consideraciones cuantitativas de los fósforos (P) de la Corriente Peruana (8.0×10^5 toneladas métricas por año), asumiendo para ésta un área total de 1.44×10^{12} m² (1,400 millas de longitud y 300 millas de ancho), con una contribución del afloramiento de aproximadamente 4.0×10^5 toneladas métricas de fósforos por año (área asumida de 2.14×10^{10} m²). Guillén (1966) estudió la variación de fosfatos frente al Callao como una medida de la producción primaria. Guillén y R. de Rondán (1968) discutieron la productividad de las aguas costeras del Perú durante el año 1964.

La producción de las aguas es un fenómeno complejo en el que intervienen no sólo procesos biológicos, sino también procesos físicos y químicos del ambiente.

Los organismos marinos que conforman el plancton están subdivididos en plantas y animales, a los que comúnmente se les denomina fitoplancton y zooplancton, respectivamente. El fitoplancton marino constituye el primer eslabón de la cadena alimenticia en el mar, como alimento del zooplancton, y está sujeto a los siguientes factores: Energía solar, temperatura, sales nutritivas, mezcla vertical, gravedad específica, alimentación del zooplancton, etc.

El fitoplancton está constituido por un grupo de organismos microscópicos, denominados algas, las que vienen a ser las especies fitoplanctónicas. Las formas fitoplanctónicas generalmente más numerosas son las diatomeas, plantas unicelulares que se multiplican muy rápidamente. Siguen a las diatomeas los dinoflagelados, como constituyentes principales del fitoplancton. Los organismos fitoplanctónicos son los verdaderos productores en el mar, y deben circunscribirse a la zona de la luz solar para lograr una producción óptima.

Los pigmentos fitoplanctónicos desempeñan un rol clave en la bioquímica de la fotosíntesis. La luz solar provee la energía necesaria para que las algas planetónicas transformen la materia inorgánica (CO₂, agua, nitrato, fosfato, etc.) en materia orgánica, y es solamente la luz absorbida por los pigmentos activos en la fotosíntesis la que es usada en esta transformación.

De las cuatro principales clases de pigmentos (clorófilas, carotenos, xantófilas y biliproteínas) sólo nos referimos a las clorófilas. I dentro de las clorófilas nos ocupamos únicamente de las clorófilas "a", las que se presentan en mayor cantidad que las clorófilas "b" y "c", de cantidades muy variables.

1.1 Definiciones

A continuación damos algunas definiciones de las terminologías empleadas en este capítulo y de otras que pueden ayudar a aclarar conceptos. Básicamente tomamos las definiciones dadas por Strickland (1965).

1).—Tasa de fotosíntesis

La tasa de fotosíntesis puede definirse por lo menos de tres maneras, según el método de medición que se use:

- a) Tasa de aumento de materia orgánica seca en las plantas, como resultado de la actividad fotosintética. Esta definición se usa muy raras veces.
- b) Tasa de aumento de la cantidad de oxígeno en el ambiente extracelular de las plantas, como resultado de la actividad fotosintética.
- c) Tasa de disminución de la cantidad de anhídrido carbónico (CO_2) en el ambiente extracelular de las plantas, como resultado de la actividad fotosintética.

Los términos **bruta** y **neta** se usan como adjetivos del término fotosíntesis, bajo los siguientes conceptos:

Fotosíntesis bruta: Síntesis verdadera de material orgánico resultante de la exposición a la luz solar.

Fotosíntesis neta: Formación neta de materia orgánica, es decir, la obtenida después de corregir la fotosíntesis bruta por respiración y otras pérdidas que ocurren simultáneamente con el proceso de la fotosíntesis.

2).—Producto Primario o Cosecha Primaria Permanente

Es el valor de la cantidad de materias fitoplanctónicas vivientes, presentes en el agua en un momento dado. Se puede expresar como el carbono orgánico presente en la unidad de volumen o por debajo de una unidad de área, o sea que sus unidades pueden darse en:

$$\text{mg C/m}^3 \quad \text{y} \quad \text{mg C/m}^2$$

Strickland (1965) manifiesta que quizás el término "stock permanente" sea preferible al de "cosecha permanente", porque el primero implica "colección de cosechas".

3).—Productividad Primaria Neta

Es la tasa neta de síntesis de los constituyentes orgánicos del material fitoplanctónico existente en el agua. Las mediciones no incluyen tasas de pérdida de material primario por muerte o depredación. Sus unidades pueden expresarse en:

$$\text{mg C/m}^3/\text{hora} \quad \text{y} \quad \text{g C/m}^2/\text{día}$$

Los términos “producción primaria”, “producción” y “productividad”, vienen usándose como sinónimos en la descripción de este concepto.

4).—Productividad Primaria Bruta

Es la tasa bruta de síntesis de los constituyentes orgánicos del material fitoplanctónico en el agua. En estas mediciones no se hacen correcciones por respiración o excreción. Sus unidades pueden ser, como en el caso anterior:

$$\text{mg C/m}^3/\text{hora} \quad \text{y} \quad \text{g C/m}^2/\text{día}$$

En (2), (3) y (4), las unidades mg C/m^3 y $\text{mg C/m}^3/\text{hora}$ corresponden a observaciones en un determinado nivel, y las unidades mg C/m^2 y $\text{g C/m}^2/\text{día}$ corresponden a integraciones para toda la capa o zona eufótica.

En producción primaria, al integrar toda la capa eufótica se obtiene la **producción total**, expresada en $\text{g C/m}^2/\text{día}$.

1.2 Transparencia del mar

La transparencia del mar está en función del grado de absorción de la radiación solar incidente por el agua, los organismos, las partículas en suspensión, etc. La penetración de la luz solar en el agua disminuye exponencialmente con la profundidad, y esta reducción está dada por el coeficiente de extinción (k), que viene a ser la extinción de luz por metro de profundidad. Parece producirse a menudo una muy rápida absorción de luz en el primer metro de profundidad.

Según expresión de Clarke y Denton (1962), “la luz solar es importante para los organismos en relación con la fotosíntesis, la visión y otros procesos vitales. La penetración de la luz solar en el agua, como energía promotora de la fotosíntesis, es de importancia crítica, directa o indirectamente, para la vida de los océanos”.

En el mar se presentan aguas claras, de gran transparencia, y aguas turbias, de poca transparencia. Las aguas costeras son generalmente turbias, debido principalmente a la presencia de plancton, de detritus orgánicos y partículas en suspensión; además, a veces existe disuelta en las aguas costeras una sustancia orgánica amarilla que puede contribuir significativamente a la absorción de luz (Kalle, 1938).

Steemann Nielsen y Jensen (1957) mostraron que la producción orgánica por debajo de la unidad de área superficial es inversamente proporcional a la profundidad de la zona eufótica. La zona eufótica es la capa que se extiende hasta la profundidad donde la intensidad de luz se reduce al 1% del total de la radiación incidente.

La distribución de la transparencia del mar da una idea aproximada de la intensidad y extensión de la producción actual. Una estimación grosera de la transparencia del mar se obtiene mediante las observaciones con disco Secchi, y con estas observaciones se puede calcular el valor aproximado del coeficiente de extinción (k), mediante la siguiente fórmula:

$$k = 1.7 d^{-1}, \text{ donde } d \text{ es la profundidad dada por el disco Secchi.}$$

La medida de la transparencia del mar resulta ser un método simple e indirecto de determinar aproximadamente la producción orgánica, estableciendo que las aguas menos transparentes son las más productivas y viceversa. Una de las áreas más transparentes de los océanos es el mar de Los Sargazos, donde la profundidad de la zona eufótica alcanza los 120 m, debido a su pobreza, con solamente pocas algas existentes.

Las aguas costeras del Perú se caracterizan por su poca transparencia, presentando así un apreciable contraste con las aguas oceánicas de mayor transparencia. En la carta promedio de la Fig. 68 se puede ver que los valores de transparencia disminuyen hacia la costa, correspondiendo los valores más bajos (< 5 m) a áreas propiamente costeras y de afloramiento, donde los valores de producción total (Fig. 71) son elevados (> 0.5 g C/m²/día). En general, las aguas más productivas se presentan con valores de transparencia menores de 10 m.

Las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) y AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales), que son pobres en nutrientes, presentan los valores más altos de transparencia (> 10 m). Las fluctuaciones de las ASS hacia la costa también se revelan en la distribución de la transparencia. La lengua de alta transparencia (Fig. 68) presente entre los 9-12° S parece estar relacionada con la CCSE (Contracorriente Surecuatorial) de Reid (1959).

1.3. Clorófila "a"

La extracción completa de los pigmentos de las células fitoplanctónicas presenta un problema, y para dicho fin se están empleando varios métodos.

La fluorescencia, que es una característica de las clorófilas, permite un reconocimiento microscópico de las células fitoplanctónicas íntegras (Wood, 1962), y se usa como un medio para determinar la concentración de clorófilas en solución (Kalle, 1951). Este método, denominado método fluorométrico, por su gran sensibilidad y rapidez es recomendable para trabajar con muestras de aguas tropicales, donde la concentración de clorófila "a" es baja, con valores menores de 0.2 mg/m³ (Yentsch y Menzel, 1963).

La determinación de clorófila "a" constituye un método muy factible y rápido para estimar los constituyentes fitoplanctónicos. Si se mide la concentración de este pigmento, se puede evaluar la cantidad de carbono fitoplanctónico, fósforo, proteínas, etc., de una muestra de agua, conociendo la relación que hay entre estas sustancias y la clorófila "a". Sobre estas relaciones están trabajando actualmente varios investigadores.

La concentración de clorófila "a" en superficie fue usada como índice de la cosecha permanente del fitoplancton superficial. Para la distribución vertical sólo contamos con muy pocas observaciones, y de ellas se ha seleccionado el gráfico de la Fig. 18.

Distribución promedio en superficie

Frente a la costa peruana la clorófila "a" superficial presenta un rango promedio de $0-10 \mu\text{g/L}$, con los valores más altos cerca de la costa, y con cinco focos de máximas frente a Pimentel ($> 8 \mu\text{g/L}$), Salaverry-Chimbote ($> 5 \mu\text{g/L}$), sur del Callao ($> 3 \mu\text{g/L}$), Pisco-San Juan ($> 3 \mu\text{g/L}$), Atico-Ilo ($> 5 \mu\text{g/L}$); como se puede ver en la Fig. 69. También se puede observar en esta figura que hay una marcada diferencia entre las aguas netamente costeras y las de tipo oceánico, señalando el límite exterior de las primeras la isolinéa de $2.0 \mu\text{g/L}$, cuya interrupción destaca tres zonas interesantes a lo largo de la costa peruana: Punta Falsa-Supe, Supe-San Juan y Atico-Ilo. La CCP (Corriente Costera Peruana) se presenta con valores de clorófila "a" mayores de $1.0 \mu\text{g/L}$.

En las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales) y AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales) se presentan valores menores de $1.0 \mu\text{g/L}$, lo que se puede ver en los gráficos de las Figs. 78 y 80, que discutimos al hablar del fenómeno "El Niño".

Distribución vertical

En la distribución vertical, la clorófila "a" generalmente muestra su

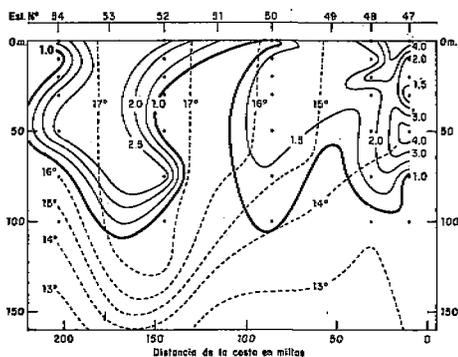


Fig. 18 Sección vertical de clorófila "a" ($\mu\text{g/L}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6809, 13/14 Setiembre 1968. Las líneas punteadas son isotermas ($^{\circ}\text{C}$).

máxima concentración debajo de la profundidad de máxima fotosíntesis, debido al hundimiento de las plantas, según Riley et al (1949). Por otro lado, Ketchum y Corwin (1965) encontraron variaciones en la profundidad de máxima concentración con respecto al tiempo, variaciones del orden de 10 a 25 m en 10 días. La profundización de la máxima de clorófila "a", también puede producirse por sedimentación de células o por alimentación del zooplancton. En aguas estratificadas, la concentración de clorófila "a" es baja en la napa, aumentando hasta un máximo alrededor de la termoclina. Cuando la estabilidad disminuye en

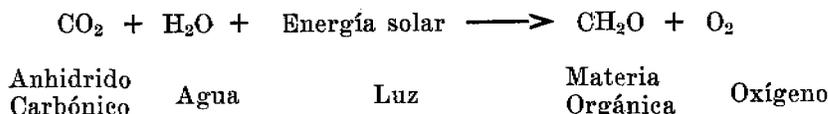
el invierno, la clorófila "a" presenta una distribución más uniforme con la profundidad, en asociación con la temperatura y los procesos de mezcla.

En la Fig. 18 de la sección frente a Malpaso, la distribución de la clorófila "a" está asociada con los procesos de afloramiento y hundimiento, señalados por las isotermas de 13, 15 y 17° C, principalmente. En general, los valores mayores de 1 $\mu\text{g}/\text{L}$ se presentan en la capa de 0-100 m, en la que los valores integrados de la columna dieron un máximo (212 mg/m^2) en la Est. 47, cerca de la costa.

1.4 Producción Primaria

Vimos ya que por producción primaria entendemos la productividad primaria neta, denominada también simplemente "producción" o "productividad". Aproximadamente toda la producción primaria tiene lugar a través de la actividad fotosintética del fitoplancton marino.

En la fotosíntesis, el anhídrido carbónico se reduce a carbono orgánico, mediante la siguiente ecuación simplificada:



en la que el oxígeno fotosintético se origina del agua y no del CO_2 . Evidentemente esta ecuación no describe el proceso complejo del crecimiento, en el que los primeros productos fotosintéticos se transforman en grasas, proteínas, ácidos orgánicos, etc., con el aprovechamiento de los nutrientes minerales. La respiración es considerada de efecto contrario al de la fotosíntesis, y el organismo se desenvuelve en un continuo balance entre estos dos estados.

Los factores principales que afectan la producción primaria son: la respiración; la reflexión, longitud de onda e intensidad de la radiación solar incidente, y la deficiencia de nutrientes.

Un método de determinar la producción orgánica es el consistente en medir la tasa de asimilación de carbono radioactivo (C^{14}) por las plantas, aunque todavía no se conoce la explicación fisiológica correcta que muestre que dicha asimilación corresponde a la fotosíntesis neta. Este es el método seguido en el presente trabajo.

En el pasado se ha usado la asimilación del nitrógeno, fósforo y otros nutrientes minerales para una estimación de la producción; pero este método está sujeto a errores originados de los cambios en las propiedades que no están asociadas con la producción.

Producción Primaria Promedio en superficie

Frente a la costa peruana, el rango de la producción primaria es de 0-500 mg C/m³/día, con los valores más altos frente a Salaverry (> 200 mg C/m³/día) y frente a San Juan (> 400 mg C/m³/día), como se puede ver en la Fig. 70.

Su distribución bastante regular a lo largo de la costa, presenta un intenso gradiente horizontal dentro de las 120 millas de la costa, destacando las aguas netamente costeras con valores mayores de 50 mg C/m³/día, y con valores menores de 10 mg C/m³/día tanto las aguas ecuatoriales superficiales (AES), como las aguas subtropicales superficiales (ASS).

La producción total o producción integrada para toda la zona eufótica, cuyas unidades son g C/m²/día, es mucho más representativa que la producción primaria en superficie. Los valores promedios de la producción total frente a la costa peruana tienen un rango de 0.1-4.0 g C/m²/día, con los más altos valores frente a Salaverry (> 1.5 g C/m²/día) y frente a San Juan (> 3.5 g C/m²/día), y con una distribución bastante similar a la de la producción primaria, como se puede ver en la Fig. 71. En este caso, las aguas netamente costeras se destacan con valores mayores de 0.5 g C/m²/día, y tanto las AES y las ASS presentan valores menores de 0.2 g C/m²/día.

En el área frente a San Juan se ha encontrado el valor de 8.88 g C/m²/día en la Est. 59 del C.U. 6705, cuya distribución vertical se da en la Fig. 19. Este valor es el más alto de los observados en todos nuestros cruceros realizados (incluyendo el de Strickland et al, 1969), y ligeramente inferior al encontrado en la misma área en el Crucero 15 de la Expedición Anton

Bruun (11.74 g C/m²/día). Dicho valor no corresponde al valor óptimo del afloramiento, ya que parece que este proceso estuvo en la etapa de desarrollo.

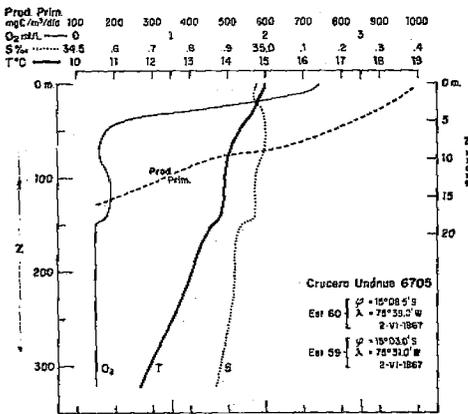


Fig. 19 Distribución vertical de temperatura (—), salinidad (.....) y oxígeno (—) en la estación 60, y de producción primaria (— · —) en la estación 59, con datos del C.U. 6705, 2 de Junio 1967.

Distribución vertical

La distribución vertical de la producción primaria depende del grado de eficiencia de la actividad fotosintética, lo que da lugar a que se presenten uno o más máximos a niveles variables dentro de la zona eufótica, especialmente en las áreas de afloramiento, con la distribución más regular y homogénea en la parte oceánica, como se puede ver en las Figs. 19 y 20. De aquí también que la distribución vertical presente variaciones geográficas y estacionales muy marcadas, como se puede ver en el subtítulo de variaciones.

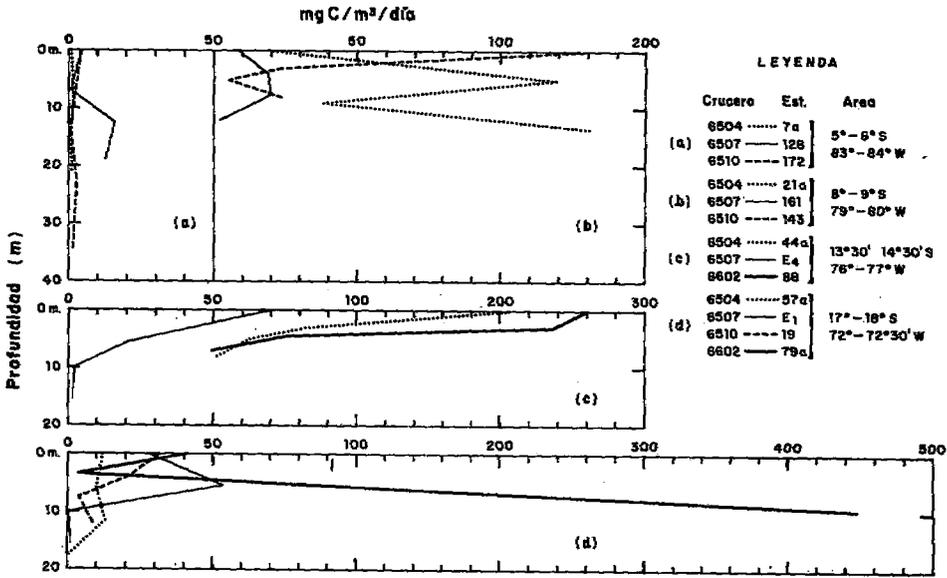


Fig. 20 Distribución vertical de la producción primaria ($\text{mg C/m}^3/\text{día}$) en cuatro áreas seleccionadas a lo largo de la costa peruana, para las cuatro estaciones del año: Verano (—), Otoño (.....), Invierno (—) y Primavera (— —).

Variaciones

Las variaciones en la radiación solar y en las condiciones hidrográficas tienen grandes efectos en la distribución de la producción primaria. Los principales factores que controlan la productividad y sus variaciones geográficas han sido tratados recientemente por Ryther (1963), Steeman Nielsen (1963), Provasoli (1963) y Strickland (1960 y 1965), y todos ellos consideran entre los principales factores a: Los nutrientes, la luz solar, la temperatura, procesos de mezcla, hundimientos, alimentación del zooplancton y el efecto de los bordes rígidos naturales (bordes costeros, bancos e islas).

En la Fig. 20 se da la distribución vertical por estaciones en cuatro áreas (a, b, c y d) seleccionadas a lo largo de la costa peruana, cuya ubicación se muestra en la Fig. 59(b). Se puede ver que, en general, el rango aumenta de norte a sur, y los valores máximos se presentan en el verano, con el máximo absoluto en el sur (Fig. 20d). En el invierno los valores no exceden de $70 \text{ mg C/m}^3/\text{día}$ en el área de más intenso afloramiento (Fig. 20c). El área oceánica (Fig. 20a) es la que presenta los valores más bajos y parece extender sus efectos hacia la costa en el invierno (Fig. 20b). En las áreas costeras (Figs. 20b, d), donde las condiciones oceanográficas son más variables, se presentan uno o más máximos a profundidades variables. Las variaciones estacionales parecen ser más importantes que las geográficas.

Por otro lado, comparaciones con el año 1964 (Guillén y R. de Rondán, 1968) para las mismas áreas, muestran gran similitud.

En la Fig. 11 se da la variación de la producción total promedio a lo largo de toda la costa y para la franja costera de 30 y 60 millas de ancho. En ella se observa cuatro máximos principales alrededor de los 5°, 8°, 11° y 15° S de latitud, siendo los más importantes los correspondientes a los 8° S y 15° S, con valores promedios de 1.3 y 2.2 g C/m²/día, respectivamente, para la franja de 30 millas. La curva de 60 millas, aparece muy próxima a la de 30 millas, permaneciendo por encima de ésta principalmente entre los 8-15° S. La producción total promedio para toda la costa fue de 0.90 g C/m²/día, equivalente a una producción de 330 g C/m²/año.

Comparación con otras regiones de los océanos

Presentamos a continuación algunos valores de las regiones pobres y ricas en producción:

a) Regiones de más baja producción (g C/m²/año):

— Canadian Station Popa	70	(Mc Allister, 1962)
— Sargazo Sea	70	(Menzel y Ryther, 1960)
— Fladen Ground	57-82	(Steele, 1956)
— Danish Inshore	75	(Steeleman N., 1958)

b) Regiones de más alta producción (g C/m²/año):

— Continental Slope of N.Y.	120	(Ryther y Yentsch, 1958)
— Long Island Sound	180	(Riley, 1956)
— Costa Peruana	330	

Por otro lado, de la tabla publicada por Cushing (1969) se ha promediado los valores dados para los siguientes lugares de afloramientos importantes (El asterisco indica que hubo un solo valor).

California	0.22	g C/m ² /día.
Perú	0.67	"
Canarias	0.39	"
Bengala	0.88	"
Noroeste de Australia	0.28*	"

Strickland et al (1969) estiman que la producción primaria en áreas cerca de la costa supera los 200 g C/m²/año. Guillén y R. de Rondán (1968) estiman que la producción promedio de la Corriente Costera Peruana es de 190 g C/m²/año. Consideramos que estos valores dados, incluyendo el de Cushing (1969) y el dado en el presente trabajo (330 g C/m²/año), son inferiores al valor real, debido principalmente a la escasa densidad de datos tanto en espacio y tiempo, que no corresponden a las condiciones óptimas.

CAPITULO V

1. RESUMEN Y COMENTARIOS

De todo lo expuesto y discutido en el presente trabajo sobre la oceanografía de las aguas costeras del Perú, hacemos el siguiente resumen y comentario de algunos temas de especial interés, referentes a los siguientes tópicos:

A) Distribución y variación de las principales propiedades del mar:

- En el verano y el otoño se puede hablar de un agua costera con temperaturas menores de 23° C, y resulta muy ambiguo fijar un límite a las aguas costeras en el invierno y la primavera, cuando tanto la Corriente Costera Peruana (CCP) y la Corriente Oceánica Peruana (COP) forman una sola entidad oceánica.
- En la superficie del mar, el período de enfriamiento es más prolongado que el de calentamiento. El enfriamiento superficial dura 8 meses en el área de Punta Falsa y 7 meses en el área del Callao, y por debajo de la capa superficial el enfriamiento se prolonga 2 y 3 meses más, respectivamente.
- Los cambios de salinidad superficial frente a la costa peruana están sujetos principalmente a la circulación superficial que produce advección de aguas más salinas (ASS) o menos salinas (AES y ATS), a procesos de mezcla vertical por turbulencia y convección y a fenómenos de evaporación y precipitación. La descarga de ríos tiene una influencia despreciable. La amplitud anual es de 0.9‰ en Punta Falsa, y de 0.2‰ en el Callao.
- Frente a la costa peruana se presentan dos máximos de salinidad: Uno superficial, por encima de los 100 m, y otro subsuperficial entre los 75-300 m. El primero asociado con la advección de aguas subtropicales superficiales (ASS), y el segundo asociado con las aguas ecuatoriales de la Corriente Cromwell. Al sur de los 12° S aparece un mínimo de salinidad, generalmente por encima de los 100 m, asociado con el flujo chileno de aguas templadas subantárticas (ATSA). Relacionados con dichos máximos se destacan dos máximos de oxígeno.
- La oxiclina, conformada mayormente por las isolíneas de 5-1 ml/L, se presenta durante todo el año, y en el invierno aparece mucho mejor desarrollada que la termoclina. Esto se debe a que la oxiclina se forma dentro de la termoclina superficial permanente (SP) y de la termoclina subsuperficial permanente (SSP), al norte y sur de los 6° S, respectivamente.
- La capa de mínima de oxígeno, con valores menores de 0.5 ml/L, se

extiende entre los 50-800 m de profundidad. I la mínima absoluta de oxígeno se presenta con valores predominantemente menores de 0.25 ml/L.

- Los fosfatos en la superficie del mar tienen su mayor rango en el invierno (3.2-0.3 $\mu\text{g-at/L}$) y su menor rango en el verano (2.1-0.3 $\mu\text{g-at/L}$), con la isolínea de 1.5 $\mu\text{g-at/L}$ como límite de la franja costera sobresaliente, y con la isolínea de 2.0 $\mu\text{g-at/L}$ como límite exterior de las áreas costeras realmente excepcionales.
- Los silicatos presentan máximos y mínimos en la capa superficial, asociados con los máximos y mínimos de nitratos, según parece originados por procesos de afloramiento y de fotosíntesis.
- Los dos máximos principales de nitritos parecen originarse de la interacción de los flujos contrarios de las aguas ecuatoriales subsuperficiales (AESS) y las aguas templadas subantárticas (ATSA), a través de un gran remolino con su centro alrededor de los 12°30' S y 80°30' W.

B) Afloramientos

- La inter-relación entre los vientos alisios de SE, las corrientes superficiales y subsuperficiales, mantiene el afloramiento costero frente al Perú generalmente por encima de los 75 m y 100 m de profundidad.
- El área total de afloramiento se estima en 25,250 millas cuadradas a lo largo de 850 millas de línea costera, con lo que resulta un ancho próximo a las 30 millas.
- El afloramiento se intensifica en el invierno, desplazándose hacia el norte en unos casos, y en otros ampliando latitudinalmente el área de divergencia.
- El afloramiento típico y permanente se presenta entre los 14-16° S. Pero también ocurren afloramientos durante gran parte del año entre los 4-6° S, 7-8° S y 11-12° S.
- El afloramiento lleva a la superficie aguas provenientes de tres orígenes: a) de las aguas ecuatoriales de la Corriente Cromwell, b) de las aguas de la Corriente Peruana Subsuperficial y c) de las aguas templadas subantárticas.
- Las velocidades promedias de afloramiento fueron estimadas para Punta Falsa en 6.9 m/mes, y para el Callao en 10 m/mes, tomando el ascenso de las isoterma de 17° y 15° C, respectivamente.
- Hay una gran correspondencia entre las áreas de afloramiento, la distribución de la producción del mar y de la producción pesquera a lo largo de la costa peruana.

C) Masas de agua

- En condiciones normales, las aguas costeras del Perú reciben mayor influencia de las aguas subtropicales superficiales (ASS), y en menor grado de las aguas de la región ecuatorial (AES y ATS).
- La expansión de aguas subtropicales superficiales (ASS) hacia el ecuador es por advección y turbulencia. La mezcla lateral superficial parece especialmente importante al norte de los 6° S.
- Las masas de agua frente al Perú provienen de cuatro regiones climáticas del Océano Pacífico: a) de la región ecuatorial (AES, ATS, AESS y AEP), b) de la región subtropical (ASS), c) del borde norte de la región subantártica (ATSA) y d) de la región antártica (AAI).
- Dentro de las masas y tipos de aguas superficiales frente al Perú, tenemos: Las aguas ecuatoriales superficiales (AES) y las aguas tropicales superficiales (ATS), del norte; las aguas subtropicales superficiales (ASS) del suroeste, y las aguas costeras frías (ACF). Las ACF son las excepcionalmente ricas en nutrientes, y las restantes son notablemente pobres en nutrientes.
- Dentro de las masas de aguas subsuperficiales frente al Perú, tenemos: Las aguas ecuatoriales subsuperficiales (AESS), las aguas ecuatoriales profundas (AEP), las aguas templadas de la subantártica (ATSA) y las aguas antárticas intermedias (AAI). Las AEP ocupan una capa que coincide íntegramente con la capa de mínima de oxígeno (O_2 menor de 0.5 ml/L).

D) Circulación

- El sistema de circulación frente a la costa peruana es bastante complejo, especialmente en lo que se refiere a corrientes subsuperficiales.
- La Corriente Costera Peruana (CCP) o Corriente de Humboldt, está sujeta a una serie de fluctuaciones a lo largo de la costa peruana, con la consiguiente formación de remolinos, entre los que parecen ser más permanentes los que se presentan frente a Punta Falsa-Pimentel, frente a Callao-Pisco y frente a Ilo-Arica.
- La línea costera, de algo más de 1,200 millas de longitud, comprendida aproximadamente entre las latitudes de 3°30' S y 18°30' S, tiene una orientación aproximadamente paralela a la dirección predominante de los vientos alisios de SE, al sur de los 6° S y especialmente al sur de Pisco, y, por lo tanto, ejerce influencia en los afloramientos y la orientación de la Corriente Costera Peruana (CCP).
- El hecho de que la Corriente Costera Peruana (CCP) sea débil y consecuentemente de poco transporte, da lugar a que se formen corrientes

locales y temporales frente a la costa peruana, como se observa en ciertas ocasiones.

- La Corriente Costera Peruana (CCP) tiene una orientación persistente y predominantemente paralela a la línea costera y avanza a lo largo de toda o gran parte de la costa, especialmente en los meses de invierno. En el verano normal avanza hasta alrededor de los 6° S.
- La Corriente Costera Peruana (CCP) se intensifica hacia el norte, y sus velocidades tienen un rango de 15-80 cm/seg entre los 100 primeros metros de profundidad. De aquí que se pueda decir que su espesor predominante es de 100 m.
- Hablar del ancho de la CCP es un tanto artificial, y en el invierno y la primavera es mucho más artificial y ambiguo. De una manera muy grosera se puede decir que su ancho varía entre las 30 y 200 millas, en general, aumentando de sur a norte. Todo esto juzgando por la temperatura y la salinidad en superficie y por la topografía de la isoterma de 15° C.
- La presencia de la Corriente Peruana Subsuperficial (CPSS) se manifiesta en la divergencia vertical de las isotermas cerca de la costa, o en la distribución en "V" de las isotermas a cierta distancia de la costa. Este aspecto parece resaltar más frente a la costa de Chile.
- La presencia de la capa termostática y la máxima de oxígeno en el extremo superior de la misma, están asociadas con la extensión de la Corriente Cromwell hacia el sureste de las Is. Galápagos.

E) Frente ecuatorial, fenómeno "El Niño" y fenómenos anormales en general

- El frente ecuatorial es mejor identificado por el gran contraste en salinidad superficial, en cualquier época del año.
- Dentro del frente ecuatorial no se presentan contrastes en superficie para el oxígeno, fosfato, silicato, nitrato y nitrito.
- La capa afectada por el frente ecuatorial está generalmente por encima de los 30 m de profundidad. De aquí que una pequeña acción del viento pueda introducir cambios muy apreciables en dicha capa.
- El frente ecuatorial presenta variaciones geográficas y estacionales, y sus fluctuaciones extremas están asociadas con la aparición del fenómeno "El Niño".
- Consideramos que la denominación "fenómeno El Niño" es más apropiada que la denominación "Corriente El Niño".
- Diferenciamos al fenómeno "El Niño" como un fenómeno costero, que

se presenta físicamente con una lengua cálida de salinidades muy bajas (Salinidades menores de 34.8%), que avanza rápidamente hacia el sur de los 6° S, causando cambios bruscos que afectan notablemente las condiciones del mar y del clima, con repercusiones notables en la ecología de las aguas costeras del Perú y en la economía nacional. Establécese así una cadena dura: El Niño-La productividad-La pesquería-El guano-La agricultura-La economía nacional.

- Las aguas de “El Niño” se desplazan rápidamente sobre una termoclina fuertemente desarrollada, y, según parece, acompañadas por un flujo intenso de aguas subsúperfciales procedentes de la Corriente Cromwell.
- Las aguas de “El Niño” afectan principalmente la capa por encima de los 50 m de profundidad, aunque las aguas tropicales superficiales (ATS), con salinidades menores de 33.8%, se presentan con un espesor no mayor de 20 m.
- El fenómeno “El Niño” de 1965 fue muy similar al de 1957.
- Los fenómenos anormales causados por la advección de aguas subtropicales superficiales (ASS), producen cambios más moderados y son de menor trascendencia que el fenómeno “El Niño”.

F) Producción de las aguas costeras del Perú

- La riqueza sobresaliente de las aguas costeras del Perú se presenta dentro de las 100 millas de la costa, y la riqueza excepcional dentro de las 50 millas de la costa, al juzgar por la distribución de nutrientes, la productividad y el mecanismo de los afloramientos costeros.
- La producción total frente a la costa peruana supera los 300 g C/m²/año.
- Parece que las aguas con salinidades ligeramente menores de 35% representan condiciones óptimas para el desenvolvimiento de la vida de la anchoveta. Además, la anchoveta parece sensible a las variaciones de la salinidad.
- La abundancia de especies bentónicas en el lado costero entre los 3-9° S de la costa peruana, parece tener relación con la extensión de las aguas de la Corriente Cromwell al sureste de las Is. Galápagos.

2. PROBLEMAS PENDIENTES DE INVESTIGACION

En esta parte del trabajo queremos hacer hincapié principalmente en los problemas relacionados con la labor de investigación del Instituto del Mar, labor individual o coordinada con otras instituciones científicas, y en segundo lugar algunos de los problemas que podrían despertar la inquietud de otras personas o instituciones nacionales comprometidas en los estudios

del mar. Con el fin de dar mayor claridad, agrupamos los problemas en los siguientes tópicos:

a) **Variaciones de nutrientes y de la productividad del mar**

- No contamos con datos apropiados y suficientes para estudiar las variaciones de silicatos, nitratos, nitritos, etc.
- Disponemos de muy pocos datos de clorófila y de productividad primaria para estudios de variaciones estacionales y geográficas.
- Se necesita hacer más estudios sobre las relaciones entre nutrientes y la cadena alimenticia completa.

b) **Afloramientos costeros**

- Necesitamos mayor número de datos de vientos, presiones, etc., para estudios teóricos, estadísticos y de interacción.
- Es necesario hacer estudios sobre la duración de los afloramientos y sus variaciones.
- Conviene hacer microestudios sobre las diferentes facetas del afloramiento.
- Se necesita hacer estudios más detallados sobre el origen de las aguas de afloramiento.
- Es un problema muy difícil la determinación de la velocidad actual de afloramiento; pero es necesario llevar la investigación sobre este aspecto.

c) **Masas de agua y el sistema de corrientes frente al Perú**

- Debemos investigar más seriamente la interrelación entre el océano y la atmósfera.
- Queda por esclarecer en que grado intervienen el calentamiento local y la advección en la formación de la lengua cálida que aparece en verano y otoño y se aproxima a los 30° S en el mes de Marzo.
- Falta estudiar con mayor detalle las características de las aguas costeras y sus variaciones.
- Es indispensable hacer observaciones sistemáticas, acompañadas de mediciones directas de corrientes, para estudiar las variaciones de las corrientes y comprender mejor la interacción entre los flujos subsuperficiales y entre éstos y los superficiales.

d) Remolinos, frentes y fenómenos anormales

- Acerca de los remolinos que se presentan frente a la costa peruana, necesitamos conocer sus características, variaciones e implicaciones biológicas, así como el mecanismo que los origina.
- Se requiere de observaciones sistemáticas y suficientemente amplias para conocer mejor las características, variaciones y fluctuaciones del frente ecuatorial.
- Todavía no se sabe cómo, dónde y cuándo se origina el fenómeno "El Niño". I para responder a estas preguntas se necesita hacer investigaciones coordinadas con varios países, principalmente con Ecuador y Chile.
- Es necesario conocer mejor las implicaciones ecológicas de la advección de aguas subtropicales superficiales (ASS) frente a la costa peruana.

e) Casos generales

- Es imprescindible mantener un sistema de estaciones fijas costeras y oceánicas para estudios de variabilidad y de predicción a corto y largo plazo.
- Es recomendable iniciar en el Perú los estudios sobre Geología Submarina, a fin de conocer el fondo marino frente a la costa peruana y sus implicancias geológicas, biológicas, dinámicas, económicas y estratégicas.

APENDICE I.

DISTRIBUCION LATITUDINAL DEL DESEMBARQUE ANUAL POR PUERTOS DE
LA PESCA MARITIMA PERUANA (T.M.B.)

(Datos proporcionados por el Departamento de Estadística del Instituto del Mar)

Latitud Aproximada	1964	1965	1966	1967	1968
3°30'	303.4	1,574.6	5,095.9	3,990.9	3,157.9
4°00'	8,152.0	3,724.5	858.8	1,292.2	459.4
4°30'	596.4	513.1	592.5	1,131.0	1,388.0
5°00'	38,767.8	26,928.2	31,992.8	39,313.6	38,042.0
5°30'	13,573.6	14,546.3	26,101.6	43,185.3	37,317.5
6°00'	—	—	—	—	—
6°30'	—	—	—	—	—
7°00'	7,844.4	6,864.6	8,123.9	19,458.8	18,907.9
7°30'	1,175.2	13,684.8	100,359.6	165,193.6	215,791.3
8°00'	2,720.2	887.8	7,569.9	7,128.8	5,489.9
8°30'	—	—	—	—	—
9°00'	3'259,801.9	2'156,300.3	2'598,368.1	3'443,889.2	3'848,619.4
9°30'	223,193.9	161,289.5	237,403.7	265,587.2	314,414.8
10°00'	333,120.6	259,683.4	351,818.0	352,177.3	319,972.3
10°30'	—	—	—	—	—
11°00'	1'383,723.1	1'128,591.7	1'443,366.7	1'502,125.8	1'216,640.6
11°30'	536,882.5	534,582.5	514,907.9	473,074.1	322,805.7
12°00'	1'774,632.5	1'381,909.0	1'185,319.3	1'218,210.1	1'007,413.0
12°30'	63,292.2	70,346.5	73,573.5	77,593.9	77,830.7
13°00'	20,423.2	34,754.5	6,939.2	4,137.3	574.9
13°30'	623,759.5	989,732.6	1'203,544.0	1'902,057.8	1'193,108.3
14°00'	387.2	93.9	97.1	26.1	2.4
14°30'	—	—	—	—	—
15°00'	62.2	127.3	15.1	3.6	—
15°30'	1,735.3	1,915.8	1,888.1	1,699.0	2,304.7
16°00'	104,135.3	148,653.8	133,047.1	106,072.4	129,178.9
16°30'	132.9	56.7	78,432.2	32,752.9	330.3
17°00'	121,770.1	87,326.4	118,635.7	70,779.6	94,692.0
17°30'	565,653.2	326,183.9	579,412.2	302,334.8	589,695.5
18°00'	926.4	516.7	1,336.4	892.2	2,257.5
TOTAL GENERAL:	9'046,775.0	7'391,200.1	8'708,999.3	10'034,107.5	10'440,402.0

Nota: Desde las 7° S hacia el norte no existe desembarque de anchoveta, sino de peces de consumo humano, etc.

APENDICE II.

DESCARGA MEDIA (m³/seg) DE LOS RÍOS PRINCIPALES DE LA COSTA PERUANA, CON APROXIMACION DE ± 1

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Prom.	Periodo	Total Años	Lat. S	Posición Long. W
Total	1,150	2,002	2,386	1,854	875	489	336	257	261	309	440	505	922	1940-60	13	3°30'	80°27'
Río Tumbes	140	217	314	318	171	87	46	30	42	41	44	43	124	37-60	24	4°55'	81°05'
" Chira	84	220	309	323	144	86	60	42	35	33	30	37	117	28-60	33	5°32'	80°51'
" Piura	4	60	108	90	30	13	6	3	2	1	1	0	26	21-60	40	6°38'	80°08'
" La Leche	5	10	17	14	7	5	3	2	3	4	3	3	6	14-60	47	7°54'	79°54'
" (Eten)	25	44	68	70	39	21	11	7	9	16	17	18	29	18-60	43	7°06'	79°42'
" Zaña	5	10	16	17	11	7	4	3	3	4	4	4	7	21-60	40	7°19'	79°27'
" Jequetepeque	24	51	89	79	31	13	7	5	4	8	10	13	28	12-60	50	7°56'	79°17'
" Chicama	33	67	102	78	30	13	8	5	6	6	6	9	30	12-60	49	8°10'	79°01'
" Moche	10	17	34	30	10	3	1	1	1	2	2	4	9	38-60	23	8°58'	78°37'
" Santa	202	278	345	275	146	91	63	52	53	71	88	125	149	31-60	30	9°27'	78°23'
" Casma	7	16	23	15	4	1	1	0	0	0	1	1	6	35-60	26	10°13'	77°48'
" Pativilca	64	103	123	78	36	21	16	14	15	22	28	38	46	25-57	33	11°04'	77°39'
" Huaura	42	60	67	45	24	16	13	11	11	14	18	25	29	21-60	40	11°37'	77°15'
" Chancay	22	35	42	25	10	6	5	4	4	5	7	9	15	19-60	42	11°57'	77°10'
" Chillón	13	25	31	17	6	3	2	2	2	2	2	5	9	21-60		12°01'	77°07'
" Rimac	40	65	79	41	22	14	12	12	13	13	16	22	29	38-60	23	12°16'	76°54'
" Lurín	6	16	19	8	3	1	0	0	0	0	0	1	5	38-60	23	12°41'	76°41'
" Mala	34	50	62	25	7	3	2	2	1	2	6	11	17	26-60	35	13°09'	76°23'
" Cañete	86	138	152	76	32	18	14	11	10	12	19	33	50	22-60	38	13°31'	76°11'
" San Juan	24	52	65	21	4	1	1	0	1	2	3	6	15	22-60	38	13°41'	76°12'
" Pisco	51	83	95	35	10	4	3	2	2	3	6	13	26	22-60	39	15°57'	75°34'
" Ica	18	39	47	14	4	1	0	0	1	7	6	6	12	44-68	25	16°39'	72°44'
" Majes	149	218	237	97	59	40	35	30	29	27	26	56	84	39-67	29	17°11'	71°51'
" Tembo	52	100	99	37	25	20	21	16	13	10	94	18	42				

Nota: No incluimos algunos ríos importantes, como el Ocoña, por no poseer datos estadísticos.

APENDICE III

Lista de símbolos, signos y abreviaciones usadas frecuentemente en el texto

1) General:

B.A.P.	=	Barco de la Armada Peruana
C.U.	=	Crucero Unanue
DFH	=	Dirección de Hidrografía y Faros
EASTROPAC	=	Eastern Tropical Pacific
GEK	=	Geomagnetic Electro-Kinetograph
H.N., H.S.	=	Hemisferio Norte, Hemisferio Sur
IATTC	=	Inter-American Tropical Tuna Commission
IMARPE	=	Instituto del Mar del Perú
IREMAR	=	Instituto de Recursos Marinos
MRI	=	Marine Resource Institute
NODC	=	National Oceanographic Data Center
R/V, B/I	=	Research Vessel, Barco de Investigación
°S, °N; °W	=	Grados Sur, Norte de latitud; grados Oeste de longitud
SIO	=	Scripps Institution of Oceanography
WHOI	=	Woods Hole Oceanographic Institution

2) Propiedades físicas y químicas del mar y del aire:

C ¹⁴ , N ¹⁵	=	Carbono-14, Nitrógeno-15
PO ₄ , SiO ₃ , NO ₃ , NO ₂	=	Fosfatos, silicatos, nitratos, nitritos
T, S, O ₂ , P	=	Temperatura, salinidad, oxígeno, fósforo
H.R.	=	Humedad Relativa

3) Vientos:

N, S, E, W	=	Norte, Sur, Este, Oeste
SE, SW, SSE, SSW	=	Sureste, Suroeste, Sursureste, Sursuroeste
W, P, F	=	Velocidad, duración, extensión del área donde sopla el viento

4) Unidades y signos:

°C, %, ‰	=	Grados centígrados, tanto por ciento, tanto por mil
m, cm, mm, mbs, m.n.	=	Metros, centímetros, milímetros, milibares, millas náuticas
g, mg, µg, µg-at, L, cl, ml	=	Gramos, miligramos, microgramos, microgramos-átomo, litro, centilitros, mililitros
T.M.B., ton	=	Toneladas métricas brutas, toneladas
<, <<	=	Menor que, mucho menor que
>, >>	=	Mayor que, mucho mayor que
≈	=	Aproximadamente

5) Termoclina:

SP, SE = Superficial Permanente, Superficial-Estacional
 SSP, PP, PSS = Subsuperficial Permanente, Permanente Profunda,
 Profunda Subsuperficial

6) Masas y tipos de agua:

ACF, AES, ATS, ASS = Aguas costeras frías, aguas ecuatoriales
 superficiales, aguas tropicales super-
 ficiales, aguas subtropicales superfi-
 ciales
 AESS, ASSS, ATSA, AAI = Aguas ecuatoriales subsuperficiales,
 aguas subtropicales subsuperficiales,
 aguas templadas subantárticas, aguas
 antárticas intermedias

7) Corrientes:

CCP, COP = Corriente Costera Peruana, Corriente Océanica
 Peruana
 CSE, CCSE = Corriente Surecuatorial, Contracorriente Surecu-
 torial
 CPSS = Corriente Peruana Subsuperficial

8) Olas y mareas:

A, H, L, T = Amplitud, altura, longitud, período
 σ' (σ), K' (K) = Frecuencia, número de ola
 C_w , C_p = Velocidad de propagación de la ola, velocidad pro-
 medio de la partícula de agua
 V = Velocidad de grupo
 δ , (δ_{max}) = Pendiente de la ola (pendiente máxima)
 σ = Superficie de contacto entre el océano y la atmósfera
 D = Profundidad del mar
 ρ , g = Densidad, gravedad
 E = Energía total de la ola por unidad de área de la
 superficie del mar

9) Divisiones geográficas especiales:

CM = Cuadrado Marsden

4. LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1 Isóbatas (en brazas) seleccionadas para mostrar el ancho de la plataforma continental, el talud y la fosa frente a la costa peruana. Las líneas punteadas señalan el eje de la fosa peruana.
- Fig. 2 Resultantes de vientos por meses en cuatro áreas costeras del Perú. Los números de la izquierda indican el número de años y el total de datos, respectivamente. Los números de la derecha indican la velocidad en m/seg (nudos).
- Fig. 3 Promedio mensual de precipitación (a), humedad relativa (b), evaporación (c) y presión (d), en cuatro estaciones costeras del Perú.
- Fig. 4 Fojos BT seleccionadas que muestran los casos típicos de estructura térmica de las aguas costeras del Perú.
- Fig. 5 Esquema de la estructura térmica de las aguas costeras del Perú.
- Fig. 6 Variación diurna de la temperatura superficial del mar en Talara ($04^{\circ}35' S$, $81^{\circ}17' W$), La Punta ($12^{\circ}03' S$, $77^{\circ}09' W$) y Matarani ($17^{\circ}00' S$, $72^{\circ}07' W$).
- Fig. 7 Distribución vertical promedio de temperatura (.....), salinidad (■), oxígeno (—) y fósforo (— — —), en las áreas de Punta Falsa (a) y Callao (b).
- Fig. 8 Distribución vertical de: a) Consumo aparente de oxígeno (AOU), b) Relaciones nitratos/silicatos (N/Si), c) Relaciones nitratos/fosfatos (N/P) y e) Relaciones silicatos/fosfatos (Si/P), en cuatro áreas seleccionadas.
- Fig. 9 Temperatura (a) y salinidad (b) promedios en la superficie del mar para la franja costera de 30 millas de ancho.
- Fig. 10 Oxígeno disuelto (a) y fósforo (b) promedios en la superficie del mar para la franja costera de 30 millas de ancho.
- Fig. 11 Producción total promedio ($mg C/m^2/día$) para la franja costera de 30 millas de ancho (— — —) y de 60 millas de ancho (—), frente al Perú.
- Fig. 12 Temperatura (a) y salinidad (b) en superficie, a lo largo de aproximadamente $81^{\circ}20' W$ y entre los $4-8^{\circ} S$, en las cuatro estaciones del año (I, II, III, IV).
- Fig. 13 Variación de la temperatura superficial frente a Cabo Blanco (a) y frente a Paita (b), en Noviembre 1964 (15-16 y 17-18, respectivamente).

- Fig. 14 Temperatura superficial del mar en 1957 (— — — —), 1965 (.....) y promedio patrón (————) de 20 años (1949-1968) del Puerto Chicama. Los círculos indican temperaturas promedios del aire.
- Fig. 15 Promedios anuales de la temperatura superficial del mar en el puerto de Chicama.
- Fig. 16 Variaciones mensuales de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en la superficie del mar en el puerto Chicama (1949-69).
- Fig. 17 Pleamares y bajamares en tres puntos de la costa peruana y para dos fases lunares: Luna llena (círculo blanco) y Luna nueva (círculo negro), con datos tomados de las Tablas de Mareas de la Costa del Perú, HIDRO-301, 1968.
- Fig. 18 Sección vertical de clorófila "a" ($\mu\text{g/L}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6809, 13/14 Setiembre 1968. Las líneas punteadas son isotermas ($^{\circ}\text{C}$).
- Fig. 19 Distribución vertical de temperatura (■), salinidad (.....) y oxígeno (————) en la estación 60, y de producción primaria (— — — —) en la estación 59, con datos del C.U. 6705, 2 de Junio 1967.
- Fig. 20 Distribución vertical de la producción primaria ($\text{mg C/m}^3/\text{día}$) en cuatro áreas seleccionadas a lo largo de la costa peruana, para las cuatro estaciones del año: Verano (■), Otoño (.....), Invierno (————) y Primavera (— — — —).
- Fig. 21 Curvas-diagramas de 12 estaciones representativas frente a la costa peruana. La ubicación se da en la Fig. 59(b).
- Fig. 22 Variación estacional de temperatura (a), salinidad (b), oxígeno disuelto (c) y fosfato (d) en la capa de 0-200 m, en el área Punta Falsa. La variación en superficie se da en la parte superior de (a).
- Fig. 23 Variación estacional de temperatura (a), salinidad (b), oxígeno disuelto (c) y fosfato (d) en la capa de 0-200 m, en el área Callao. La variación en superficie se da en la parte superior de (a).
- Fig. 24 Sección vertical de velocidad geostrófica (cm/seg) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre de 1964. La parte sombreada indica flujo hacia el norte.
- Fig. 25 Sección vertical de velocidad geostrófica (cm/seg) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6510, 22/23 Noviembre 1965. La parte sombreada indica flujo hacia el norte.

- Fig. 26 Sección vertical de velocidad geostrófica (cm/seg) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968. La parte sombreada indica flujo hacia el norte.
- Fig. 27 Sección vertical de velocidad geostrófica (cm/seg) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967. La parte sombreada indica flujo hacia el norte.
- Fig. 28 Sección vertical de temperatura (a), salinidad (b), oxígeno (c) y fosfatos (d), a lo largo de aproximadamente 81°20' W y entre los 4-8° S, con datos del C.U. 6411, 14/25 Noviembre 1964.
- Fig. 29 Sección vertical de temperatura (°C) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre 1964.
- Fig. 30 Sección vertical de salinidad (‰) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre 1964.
- Fig. 31 Sección vertical de anomalía termostérica (el/ton) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre 1964.
- Fig. 32 Sección vertical de oxígeno (ml/L) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre 1964.
- Fig. 33 Sección vertical de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre 1964.
- Fig. 34 Sección vertical de temperatura (°C) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6511, 22/23 Noviembre 1965.
- Fig. 35 Sección vertical de salinidad (‰) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6511, 22/23 Noviembre 1965.
- Fig. 36 Sección vertical de anomalía termostérica (el/ton) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6511, 22/23 Noviembre 1965.
- Fig. 37 Sección vertical de oxígeno (ml/L) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6511, 22/23 Noviembre 1965.
- Fig. 38 Sección vertical de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6511, 22/23 Noviembre 1965.
- Fig. 39 Sección vertical de temperatura (°C) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.
- Fig. 40 Sección vertical de salinidad (‰) frente a Malpaso con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.
- Fig. 41 Sección vertical de anomalía termostérica (el/ton) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.

- Fig. 42 Sección vertical de oxígeno (ml/L) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.
- Fig. 43 Sección vertical de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.
- Fig. 44 Sección vertical de silicatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.
- Fig. 45 Sección vertical de nitratos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.
- Fig. 46 Sección vertical de nitritos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.
- Fig. 47 Sección vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.
- Fig. 48 Sección vertical de salinidad ($\%$) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.
- Fig. 49 Sección vertical de anomalía termostérica (cl/ton) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.
- Fig. 50 Sección vertical de oxígeno (ml/L) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.
- Fig. 51 Sección vertical de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.
- Fig. 52 Sección vertical de silicatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.
- Fig. 53 Sección vertical de nitritos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.
- Fig. 54 Sección vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), alrededor de las 100 millas frente a la costa peruana, con datos del C.U. 6602, 4/19 Febrero 1966.
- Fig. 55 Sección vertical de salinidad ($\%$), alrededor de las 100 millas frente a la costa peruana, con datos del C.U. 6602, 4/19 Febrero 1966.
- Fig. 56 Sección vertical de anomalía termostérica (cl/ton), alrededor de las 100 millas frente a la costa peruana, con datos del C.U. 6602, 4/19 Febrero 1966.
- Fig. 57 Sección vertical de oxígeno (ml/L), alrededor de las 100 millas frente a la costa peruana, con datos del C.U. 6602, 4/19 Febrero 1966.

- Fig. 58 Sección vertical de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$), alrededor de las 100 millas frente a la costa peruana, con datos del C.U. 6602, 4/19 Febrero 1966.
- Fig. 59(a) Densidad de observaciones realizadas por el IREMAR e IMARPE con los barcos B.A.P. "Bondy" (1961-63) y B.A.P. "Unanue" (1964-68).
- Fig. 59(b) Distribución de estaciones y áreas seleccionadas.
- Fig. 59(c) Topografía del fondo submarino, en brazas, frente a la costa peruana, tomada de las cartas topográficas editadas en 1962 por U.S. Bureau of Commercial Fisheries & University of California.
- Fig. 60(a) Temperatura promedio ($^{\circ}\text{C}$) de la superficie del mar, en el verano (Enero-Febrero-Marzo).
- Fig. 60(b) Temperatura promedio ($^{\circ}\text{C}$) de la superficie del mar, en el otoño (Abril-Mayo-Junio).
- Fig. 60(c) Temperatura promedio ($^{\circ}\text{C}$) de la superficie del mar, en el invierno (Julio-Agosto-Setiembre).
- Fig. 60(d) Temperatura promedio ($^{\circ}\text{C}$) de la superficie del mar, en la primavera (Octubre-Noviembre-Diciembre).
- Fig. 61(a) Salinidad promedio ($\%$) de la superficie del mar, en el verano (Enero-Febrero-Marzo).
- Fig. 61(b) Salinidad promedio ($\%$) de la superficie del mar, en el otoño (Abril-Mayo-Junio).
- Fig. 61(c) Salinidad promedio ($\%$) de la superficie del mar, en el invierno (Julio-Agosto-Setiembre).
- Fig. 61(d) Salinidad promedio ($\%$) de la superficie del mar, en la primavera (Octubre-Noviembre-Diciembre).
- Fig. 62(a) Oxígeno disuelto promedio (ml/L) de la superficie del mar, en el verano (Enero-Febrero-Marzo).
- Fig. 62(b) Oxígeno disuelto promedio (ml/L) de la superficie del mar, en el otoño (Abril-Mayo-Junio).
- Fig. 62(c) Oxígeno disuelto promedio (ml/L) de la superficie del mar, en el invierno (Julio-Agosto-Setiembre).
- Fig. 62(d) Oxígeno disuelto promedio (ml/L) de la superficie del mar, en la primavera (Octubre-Noviembre-Diciembre).

- Fig. 63(a) Fosfato promedio ($\mu\text{g-at/L}$) de la superficie del mar, en el verano (Enero-Febrero-Marzo).
- Fig. 63(b) Fosfato promedio ($\mu\text{g-at/L}$) de la superficie del mar, en el otoño (Abril-Mayo-Junio).
- Fig. 63(c) Fosfato promedio ($\mu\text{g-at/L}$) de la superficie del mar, en el invierno (Julio-Agosto-Setiembre).
- Fig. 63(d) Fosfato promedio ($\mu\text{g-at/L}$) de la superficie del mar, en la primavera (Octubre-Noviembre-Diciembre).
- Fig. 64 Fosfatos promedios ($\mu\text{g-at/L}$) en la superficie del mar.
- Fig. 65 Silicatos promedios ($\mu\text{g-at/L}$) en la superficie del mar.
- Fig. 66 Nitratos promedios ($\mu\text{g-at/L}$) en la superficie del mar.
- Fig. 67 Nitritos promedios ($\mu\text{g-at/L}$) en la superficie del mar.
- Fig. 68 Transparencia promedio del mar (m), con disco Secchi.
- Fig. 69 Clorófila "a" promedio ($\mu\text{g/L}$) en la superficie del mar.
- Fig. 70 Producción primaria promedio ($\text{mg C/m}^2/\text{día}$) de la superficie del mar.
- Fig. 71 Producción total promedio ($\text{g C/m}^2/\text{día}$) del mar.
- Fig. 72(a) Mínima absoluta promedio de oxígeno (ml/L).
- Fig. 72(b) Topografía promedio (m) de la mínima absoluta de oxígeno.
- Fig. 73(a) Máxima promedio de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$).
- Fig. 73(b) Topografía promedio (m) de la máxima de fosfatos.
- Fig. 74(a) Máxima promedio de nitratos ($\mu\text{g-at/L}$).
- Fig. 74(b) Topografía promedio (m) de la máxima de nitratos.
- Fig. 75(a) Primera máxima promedio de nitritos ($\mu\text{g-at/L}$).
- Fig. 75(b) Topografía promedio (m) de la primera máxima de nitritos.
- Fig. 76(a) Segunda máxima promedio de nitritos ($\mu\text{g-at/L}$).
- Fig. 76(b) Topografía promedio (m) de la segunda máxima de nitritos.
- Fig. 77 Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en la superficie del mar, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.

- Fig. 78 Salinidad (‰) en la superficie del mar, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.
- Fig. 79 Anomalías térmicas (°C) en la superficie del mar, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.
- Fig. 80 Clorófila "a" ($\mu\text{g/L}$) en la superficie del mar, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.
- Fig. 81 Producción total ($\text{g C/m}^2/\text{día}$) del mar, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.
- Fig. 82 Topografía (m) de la isoterma de 15° C, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.
- Fig. 83 Topografía (m) de la isoterma de 15° C, con datos del C.U. 6408, 17 Agosto/12 Octubre 1964.
- Fig. 84 Topografía (m) de la isoterma de 13°C, con datos del C.U. 6708, 24 Agosto/25 Setiembre 1967.
- Fig. 85(a) Distribución de la salinidad (‰) en la superficie de $\delta_T = 200$ cl/ton, con datos del C.U. 6702, 5 Febrero/3 Marzo 1967.
- Fig. 85(b) Topografía (m) de la superficie de $\delta_T = 200$ cl/ton, con datos del C.U. 6702, 5 Febrero/3 Marzo 1967.

5. REFERENCIAS

- ANDERSON, A. W., 1962. Oceanographic Data Report, Project Chiper, March-April 1960. U.S. Navy Hydrographic Office: Informal Manuscript N° 0-06-60.
- 1963. Oceanographic Survey in Central and South American waters, November-December 1960. U.S. Naval Oceanographic Office: Informal Manuscript N° 0-55-62.
- BENNETT, E. B., 1966. Monthly charts of surface salinity in the eastern tropical Pacific Ocean. (In Spanish and English). Bull. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm.; 11 (1): 44 pp.
- BJERKNES, J., 1961. "El Niño" Study Based on Analysis of Ocean Temperatures 1935-1937. Bull. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., 5 (3): 219-303.
- 1967. Survey of "El Niño" 1957-58 in its relation to Tropical Pacific Meteorology. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull. 12 (2); 1-42.

- BORGO, J. L. y A. PAZ, 1966. La Pesquería Marítima Peruana durante 1965. Inf. Esp. Inst. Mar, Callao, N° IMP-9, pp. 1-68.
- BRANDHORST, W. y H. INOSTROZA, 1965. Descripción gráfica de las condiciones oceanográficas de las aguas chilenas en base a datos de las expediciones "W. Scoresby" y "Chiper". Bol. Inst. de Fomento Pesquero, Chile, N° 1, Parte II, pp. 1-70.
- CLARKE, G. L. and E. J. DENTON, 1962. Light and Animal Life. The Sea. Vol. 1, pp. 456-468.
- COCHRANE, J. D., 1967. Preliminary Report on the Texas A & M. Eastropac Cruise 21 January to 10 April 1967. Tech. Rept. ONR Contract Nonr. 2119 (04). Texas A & M. University, Dept. of Oceanogr. Ref. 67-5-T: 21 pp. + 5 Figs. (Unpl. Manuscript).
- COCHRANE, J. D. and S. ZUTA, 1968. Equatorial Currents East of the Galapagos Islands in February-March 1967. Texas A & M. University, Dept. of Oceanogr. (In press).
- CROMWELL, T. and J. L. REID, Jr., 1956. A Study of Oceanic Fronts. Tellus. Vol. 8 (1), pp. 94-101.
- CUSHING, D. H., 1969. Upwelling and Fish Production. FAO Fish. Tech. Pap. (84): 40 pp.
- DEL SOLAR, E. M., 1968. La Merluza como indicador de la riqueza biótica de la Plataforma Continental del norte del Perú. Sociedad Nacional de Pesquería, Perú.
- DISCOVERY COMMITTEE, 1949. Station List. R.R.S. "William Scoresby" 1931-1938. *Discovery Rep.* Cambridge, Vol. 25: pp. 143-280.
- DUGDALE, R. C., 1967. Nutrient limitation in the sea: Dynamics, identification, and significance. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 12, N° 4, pp. 685-695.
- FISHER, R. L. (Ed), 1958. Preliminary Report on Expedition Downwind, University of California, Scripps Institution of Oceanography IGY Cruise to the Southeast Pacific. Nat. Acad. Sci. Gen IGY. Rep. Ser. N° 2, 58 pp.
- FLEMING, J. A., H. U. SVERDRUP, C. C. ENNIS, S. L. SEATON and W. C. HENDRIX, 1945. Observations and Results in Physical Oceanography, in Scientific Results of Cruise VII of the Carnegie during 1928-1929.
- FLORES, L. A., O. GUILLÉN y R. VILLANUEVA, 1966. Informe Preliminar del Crucero de Invierno 1965. Inst. del Mar del Perú, Callao, N° 11, Abril.
- GILMARTIN, M., 1964. Compilación bibliográfica sobre la Oceanografía de las aguas litorales de Colombia, Ecuador y Perú, con especial referencia al fenómeno "El Niño". Inst. Nac. de Pesca del Ecuador, 1 (1): 15.

- GOLDBERG, E. D., 1965. Minor Elements in Sea Water. *Chemical Oceanography*, Vol. I: 163-196. Academic Press, London and New York 712 pp.
- GOLDBERG, E. D., T. J. WALKER and A. WHISENAND, 1951. Phosphate utilization by Diatoms. *Biol. Bull.* 101: 274-284.
- GRAHAM, H. W. and E. G. MOBER, 1944. Chemical results of the last cruise of the "Carnegie". *Sci. Res. of cruise VII of the Carnegie, during 1928-1929. Chemistry I.* Carnegie Inst., Wash. Pub. 562.
- GUILLÉN, O., 1964a. Distribución del contenido de fosfatos en la región de la Corriente Peruana. *Inf. Inst. de Inv. de los Rec. Mar.*, 28, 1-15.
- 1966. Variación de los fosfatos en el Callao como medida de la producción primaria. I Seminario Latino-Americano sobre el Océano Pacífico Oriental. Univ. Nac. M.S.M., pp. 178-192.
- 1967. Anomalies in the waters off the peruvian coast during March and April 1965. *Stud. Trop. Oceanogr.* Miami 5, 452-465.
- GUILLÉN, O. y L. A. FLORES, 1965. Exploración de la región marítima Máncora-Callao-Arica, Crucero 6504. *Inf. Inst. del Mar del Perú, Callao*, N° 4, Mayo.
- GUILLÉN, O. y R. DE RONDÁN, 1968. Producción primaria de las aguas costeras del Perú en el año 1964. *Inst. Mar Perú. Bol.* 1 (7), 349-376.
- GUILLÉN, O. y F. VÁSQUEZ, 1966. Informe preliminar del Crucero 6602. *Inst. del Mar del Perú, Callao*, N° 12, Mayo.
- GUILLÉN, O. y S. ZUTA, 1968. Relación entre la pesquería y su medio ambiente durante Setiembre-Octubre 1968. *Inf. Esp. Inst. del Mar del Perú, Callao* (Manuscrito no publicado).
- GUNTHER, E. R., 1936. A Report on Oceanographical Investigations in the Peru Coastal Current. *Discovery Rep.* 13, Cambridge.
- HIDAKA, K., 1954. A contribution to the theory of upwelling and coastal currents. *Trans. Amer. Geophy. Un.* 35: 431-444.
- JORDÁN, R. y H. FUENTES, 1966. Las poblaciones de aves guaneras y su situación actual. *Inf. Inst. Mar del Perú, Callao*, N° 10, pp. 1-29.
- KALLE, K., 1938. Zum Problem der Meerswasserfarbe. *Ann. Hydrog. Mar. Met.*, 66, 1-13.
- 1951. "Meereskundlich-chemische Untersuchungen mit Hilfe des Pulfrich-Photometers von Zeiss. VII. Die Mikrobestimmung des Chlorophylls und der Eigenfluoreszens des Meerwassers". *Deutsch. Hydrogr. Zeitschr.*, 4.

- KETCHUM, B. H. and N. CORWIN, 1965. The cycle of phosphorus in a plankton bloom in the Gulf of Maine. *Limnol. Oceanogr.*, 10 (Suppl.), R148-R161.
- LOBELL, M. J., 1942. Some observations on the Peruvian Coastal Current. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 2, 332-336.
- LORENTZEN, C. J., 1966. A method for the continuous measurement of in vive chlorophyll concentrations. *Deep-Sea Res.*, 13: 223-227.
- MABIRE, B., 1961. Fondo Marino Emergido entre Chala y Atico. *Bol. Sociedad Geológica del Perú*. Tomo 36, pág. 147-149. Lima.
- MC ALLISTER, C. D., 1962. Photosynthesis and chlorophyll "a" measurements at Ocean Weather Station "p", July 1959 to November 1961. Rept. Ser. (Oceanogr. Limnol.) Fisheries Res. Board Can. 126:14 pp.
- MEJÍA, J. y L. A. POMA, 1966. Informe preliminar del Crucero de Otoño 1966. *Inst. del Mar del Perú, Callao*, N° 13, Agosto.
- MENZIES, R. E. and E. CHIM, 1966. Cruise II, Research Vessel Anton Bruun, Special Report 1. Texas A & M. University, Galveston, Texas (Manuscript).
- MENZEL, D. W. and J. H. RYTHER, 1960. The annual cycle of primary production in the Sargasso Sea of Bermuda. *Deep-Sea Res.* 6:351-367.
- MONTGOMERY, R. B., 1941. The present Evidence on the importance of lateral mixing processes in the Ocean. *Collected Reprints 1940. Contribution N° 245. WHOI, March 1941.*
- MONTGOMERY, R. B. and W. S. WOOSTER, 1954. Thermocline anomaly and the analysis of serial Oceanographic data. *Deep-Sea Res.* 2, 63-70.
- MUGICA, R., 1969. Ondas Internas en el Mar Norte del Perú. *El Mercurio Peruano N° 478*, 15 pp. Lima.
- MUROMTSEV, A. M., 1958. The Principal Hydrological Features of the Pacific Ocean. *Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1963 (Translated from Russian).*
- MURPHY, R. C., 1926. Oceanic and climatic phenomena along the west coast of South America during 1925. *Geogr. Rev.*, 16, 26-54.
- NATIONAL GEOGRAPHIC SOCIETY, 1969. *Pacific Ocean Floor. The National Geographic Magazine, October.*
- PIERSON, W. J., G. NEUMAN and R. W. JAMES, 1955. *Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics. U.S. Navy Hydrographic Office, Pub. N° 603 (reprinted 1960), 284 pp.*

- POSNER, G. S., 1957. The Peru Current. Bull. Bingham Oceanogr. Coll., 16 (2), 106-155.
- PROVASOLI, L., 1963. Organic regulation of phytoplankton fertility. The Sea 2: 165-219. Interscience, New York, 554 pp.
- REID, J. L. Jr., 1959. Oceanography of the northeastern Pacific Ocean during the last ten years. CCOFI-Repts., Vol. 7, 1 Jan. 1958 to 30 June 1959, pp. 77-90.
- 1959. Evidence of a South Equatorial Countercurrent in the Pacific Ocean. Nature, London, 184, 209-10.
- 1961. On the Geostrophic flow at the surface of the Pacific Ocean with respect to the 1000-decibar surface. Tellus. Vol. 13, 4 pp. 489-502.
- 1962b. On the circulation phosphate-phosphorus content and Zoo-plankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean. Limnol. & Oceanogr. 7, 287-306.
- 1965. Intermediate waters of the Pacific Ocean. Johns Hopkins Oceanogr. Studies, N^o 2, pp. 1-85.
- RILEY, G. A., 1956. Production and utilization of organic matter. Oceanography of Long Island Sound, 1952-1954. Bull. Bingham Oceanogr. Collection 15, 324-344.
- RILEY, G. A., STOMMEL and D. F. BUMPUS, 1949. Quantitative ecology of the plankton of the western North Atlantic. Bull. Bingham. Coll., 12, 1-169.
- RYTHER, J. H., 1963. Geographic variation in productivity. The Sea 2:347-380 pp. Interscience, New York, 555 pp.
- RYTHER, J. H. and D. W. MENZEL, 1965. On the production composition and distribution of organic matter in the western Arabian Sea. Deep-Sea Res. 12: 199-209.
- RYTHER, J. H. and YENTSCH, 1958. Primary production of Continental shelf water of New York. Limnol. Oceanogr. 3:327-335.
- SCHOTT, G., 1931. Der Peru-Strom und seine nördlichen Nachbargebiete in normaler und abnormaler Ausbildung. Ann. Hydrographie u. Marit. Meteorologie, 59, 161-253.
- 1935. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg, 413 p. & 37 charts & 114 figs.
- SCHWEIGGER, E. H., 1942. Las irregularidades de la Corriente de Humboldt en los años 1925 a 1941, una tentativa explicación. Bol. Soc. Adm. Guano, 18, 27-42.

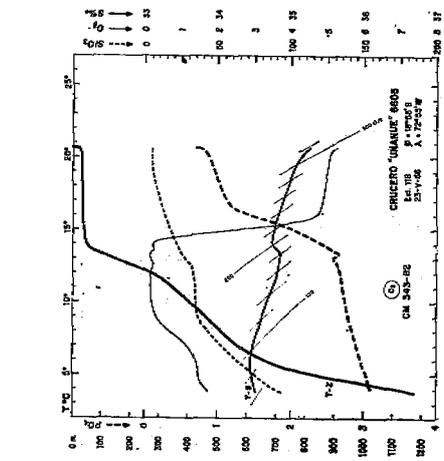
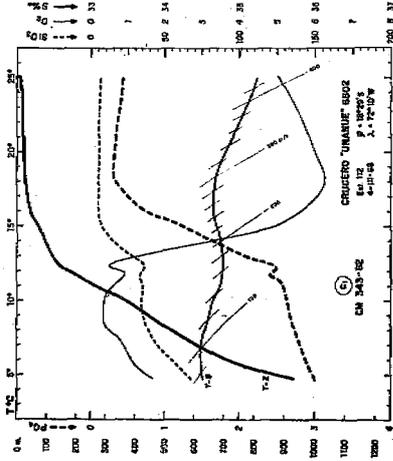
- 1964. El Litoral Peruano. Univ. Nac. "Federico Villarreal". Lima. pp. 1-414.
- SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY, 1958. Physical and chemical Data. Downwind Expedition 1957-1958. SIO Ref. 58-85: 87 pp.
- SERVICIO DE AGROMETEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA (Ministerio de Agricultura), 1962-1964. Boletín de Estadística Meteorológica e Hidrológica, N^o 1 al 24.
- SERVICIO HIDROGRÁFICO (Ministerio de Marina, Perú), 1968. Tabla de Mareas de la costa del Perú. Hidro 301.
- SMITH, R. L., 1968. Upwelling. Oceanogr. Mar. Biol. Ann Rev., 6:11-46 Harold Barnes, Ed. Publ. George Allen and Unwin Ltd., London.
- STEELE, J. H., 1956. Plant Production on the Fladen Ground. J. Marine Biol. Assoc. U.K. 35: 1-33.
- STEEMAN NIELSEN, E., 1952. The use of radio-active carbon (C¹⁴) for measuring organic production in the Sea. J. Cons. Explor. Mar., 18, 117-140.
- 1958a. A survey of recent Danish measurements of the organic productivity in the Sea. Reppt. Proces-Verbaux Reunions, Conseil Perm. Intern. Exploration Mer., 144:92-95.
- 1963b. Productivity, definition and measurement. The sea 2:129-164 pp. Interscience, New York, 554 pp.
- STEEMAN NIELSEN, E. and E. A. JENSEN, 1957. Primary Oceanic production, the autotrophic production of organic matter in the Oceans. Galatea Rep. 1:49-120.
- STEVENSON, M. R., O. GUILLÉN and J. SANTORO, 1970. Marine Atlas of the Pacific Coastal Waters of South America (In press).
- STEVENSON, M. R. and J. SANTORO, 1967/68. Preliminary Results and Data Report from Eastropac — 1, 2, 3 Cruises. Printed in La Jolla, California, U.S.A.
- STOMMEL, H., 1948. The westward intensification of wind-driven Ocean currents. Trans. Amer. Geophys. Un., 29, 202-206.
- 1958. A Survey of Ocean current theory. Deep-Sea Res., 4, 149-184.
- STRICKLAND, J. D. H., 1960. Measuring the production of Marine phytoplankton. Fish. Res. Bd. Canada, Bull. N^o 22, VIII: 172 pp.
- 1965. Production of organic matter in the primary stages of the marine food chain. In: Chemical Oceanography, Vol. I, J. P. Riley and G. SKIROW, editors, Academic Press, pp. 478-610.

- STRICKLAND, J. D. H., R. W. EPPLEY y B. R. DE MENDIOLA, 1969. Poblaciones de fitoplancton, nutrientes y fotosíntesis en aguas costeras peruanas. *Inst. Mar Perú*. 2 (1), 4-12.
- STRICKLAND, J. D. H. and T. R. PARSONS, 1965. *A Manual of sea water Analysis*. Research Board of Canada. Bull. 125, 1-203.
- SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON & R. H. FLEMING, 1946. *The Oceans, their physics, chemistry, and general biology*. New York, Prentice-Hall, 1087 pp.
- SVERDRUP, H. U. and W. H. MUNK, 1947. *Wind, sea and swell: Theory of relations for forecasting*. U.S. Navy Hydrographic Office, Pub. N° 601, 44 pp.
- TEXAS A & M UNIVERSITY, 1966. Report of Cruise 11 of R. V. Anton Bruun. Preliminary Publication. Special Report 1.
- Report of Cruise 12 of R. V. Anton Bruun. Preliminary Publication. Special Report 2.
- Report of Cruise 14 of R. V. Anton Bruun. Preliminary Publication. Special Report 4.
- Report of Cruise 15 of R. V. Anton Bruun. Preliminary Publication. Special Report 5.
- 1967. Report of Cruise 17 of R. V. Anton Bruun. Preliminary Publication. Special Report 7.
- THOMAS, W. H., 1966. Surface nitrogenous nutrients and phytoplankton in the north eastern Tropical Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 11, 393-400.
- TSUCHIYA, M., 1968. Upper Waters and Circulations of the Intertropical Pacific Ocean. *Johns Hopkins Oceanographic Studies*, N° 4; 50 pp.
- UDA, M., 1938. Researches on "Siome" or Current Rip in the Seas and Oceans. *Geophysical Magazine*, II, (4), pp. 307-372.
- 1953. On the Convergence and Divergence in the NW Pacific in Relation to the Fishing Grounds and Productivity. *Bulletin of the Japanese Society of Scientific Fisheries*, 19, (4), pp. 435-438.
- 1954. Studies of the Relation between the Whaling Grounds and the Hydrographical Condition (I). *The Scientific Reports of the Whales Research Institute*, N° 9, pp. 179-187.
- U. S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE, 1966. *Special Publication Handbook of Oceanographic Tables*. U. S. Navy Oceanographic Office, Wash., D.C.
- U. S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE, 1959. *Instruction Manual for Oceanographic observations*. U. S. Navy Hydrogr. Off., Wash. 25 D. C., Pub. 607, 210 pp.

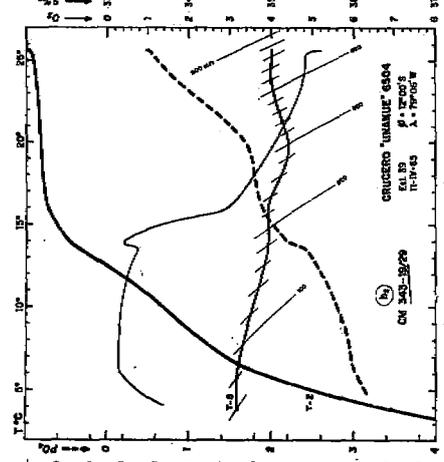
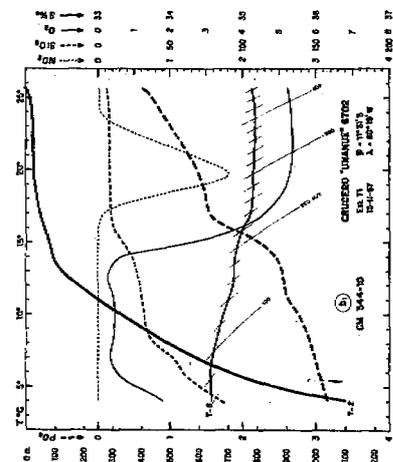
- UNIVERSITY OF CALIFORNIA, San Diego, Institute of Marine Resources, 1967. Research on the Marine food-chain. Progress report January 1966-December 1966. Part. III Data record and comments. Cruise FCG. 66/1. Unpublished manuscript of work under contract to U.S. Atomic Energy Commission.
- VACCARO, R. F., 1965. Inorganic nitrogen in Sea Water. Chemical Oceanography, Vol. I: 365-408. Academic Press, London and New York, 712 pp.
- WHITE, W. B., 1969. The Equatorial Undercurrent, the South Equatorial Countercurrent, and their extension in the South Pacific Ocean East of the Galapagos Islands, During February-March 1967. Tech. Rept., ONR Contract Nonr. 2119 (04). Texas A & M. Univ., Dept. of Oceanogr., Ref. 69-4-T: 74 pp.
- WOOD, E. J. F., 1962. A Method for phytoplankton study. Limnology and Oceanography, Vol. 7, 32-35.
- WOOSTER, W. S., 1952. Shellback Expedition 17 May to 27 August 1952. Scripps Inst. Oceanogr. Unpl. Tech. Rep., SIO Ref. 52-63, 14 pp.
- 1960. "El Niño". Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rept. 7, 43-45.
- 1961. Step I Expedition, 15 September to 14 December 1960. Univ. Calif. Scripps Inst. Oceanogr. Ref. 61-9, 50 pp.
- 1961b. Yearly changes in the Peru Current. Limnol. Oceanogr. 2, 222-225.
- 1968. Eastern Boundary Currents in the South Pacific. Presented at Score Symposium on Scientific Exploration of the South Pacific, June 18-20, 11 pp.
- 1969. Equatorial front between Peru and Galapagos. Deep-Sea Res. Supplement to Vol. 16, pp. 407-419.
- WOOSTER, W. S. & T. CROMWELL, 1958. An Oceanographic description of the Eastern Tropical Pacific. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif., 7, 169-282.
- WOOSTER, W. S., and M. GILMARTIN, 1961. The Peru-Chile Undercurrent. J. Mar. Res. 19 (3): 97-122.
- WOOSTER, W. S. and F. JENNINGS, 1955. Exploratory Oceanographic Observations in the eastern Tropical Pacific, January to March 1953. Cal. Fish. Game, 41 (1), 79-90.
- WOOSTER, W. S. and N. W. RAKESTRAW, 1951. The estimation of dissolved phosphate in sea water. J. Mar. Res. 10, 1.
- WOOSTER, W. S. and J. L. REID, 1963. Eastern Boundary Currents. The Sea. Interscience Publishers. New York and London. Ch. 11, pp. 253-280.

- WOOSTER, W. S., TS. J. CHOW and I. BARETT, 1965. Nitrite distribution in Peru current waters. *J. Mar. Res.*, 23 (3): 210-221.
- WÜST, G., 1949. Über die Zweiteilung der Hydrosphäre. *Dtsch. hydr. Z.* 2.
- WYRTKI, K., 1963. The horizontal and vertical field of motion in the Peru current. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* 8 (4), 313.
- 1965. Summary of the physical Oceanography of the Eastern Pacific Ocean. *Univ. of California. IMR. Reference* 65-10: 69 pp.
- 1965a. Surface currents of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull.*, 9 (5): 270-304.
- 1965b. The thermal structure of the Eastern Pacific Ocean. *Deutsche Hydrog., Ergänzungsheft* p. 1-84.
- 1966a. Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* 4: 33-68.
- 1967. Circulation and water Masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Int. J. Oceanol. & Limnol.*, Vol. 1, Nº 2, pp. 117-147.
- YOSHIDA, K., 1955. Coastal Upwelling off the California Coast. *Res. Oceanogr. Wks. Japan* 2, 13 pp.
- 1958. Coastal Upwelling off the California Coast, and its effects on productivity of the waters. *Geophysical Institute, Tokyo University, Tokyo, Japan*, Vol. 11, Nº 2.
- 1967. Circulation in the Eastern Tropical Oceans with Special references to Upwelling and Undercurrents. *Japanese Journal of Geophysics*, Vol. IV, Nº 2: 75 pp.
- YOSHIDA, K. and H. Y. MAO, 1957. A theory of Upwelling of large horizontal extent. *J. Mar. Res.* 16, 40-54.
- YOSHIDA, K. and M. TSUCHIYA, 1957. Northward flow in lower layers as an indicator of coastal Upwelling. *Rec. Oceanogr. Wks. Japan* 4: 14-22.
- ZEIGLER, J. M., W. D. ATHEARN, and H. SMALL, 1957. Profiles across the Peru-Trench. *Deep-Sea Res.* 4: 238-249.
- ZUTA, S., 1964. Informe Preliminar sobre las condiciones Oceanográficas del C.U. 6411, 11 Noviembre/21 Diciembre 1964. *Inst. del Mar del Perú, Callao (Manuscrito no publicado)*.
- 1968. Informe Preliminar sobre las condiciones Oceanográficas del C.U. 6809, 2-30 Setiembre 1968. *Inst. del Mar del Perú, Callao (Manuscrito no publicado)*.
- ZUTA, S., y O. GUILLÉN, 1965. Condiciones Oceanográficas en el Pacífico Peruano durante el año 1964. *Inf. Inst. del Mar del Perú (Manuscrito no publicado)*.

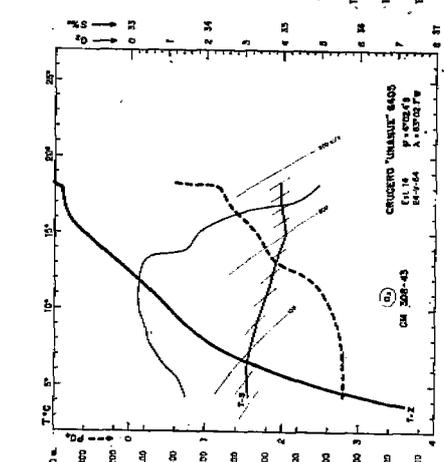
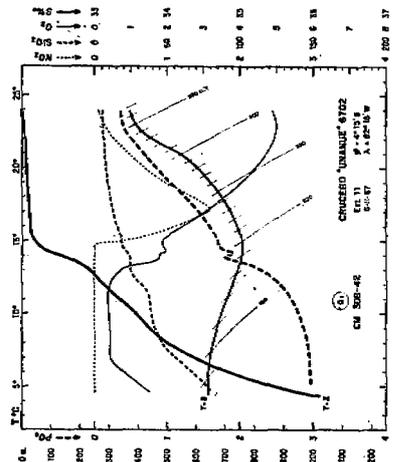
FRENTE A ILO



FRENTE AL CALLAO



FRENTE A CABO BLANCO



VERANO

OTOÑO

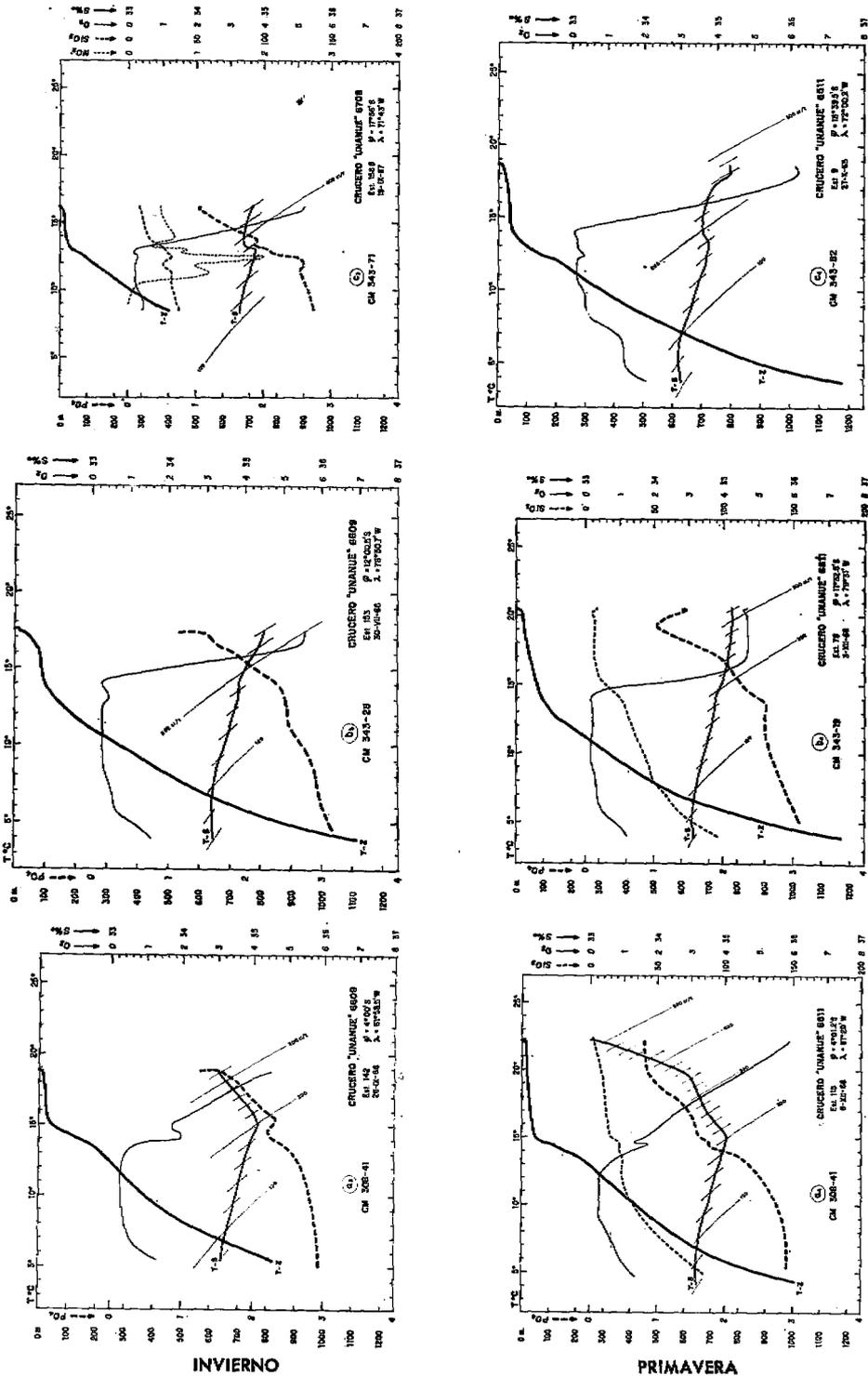
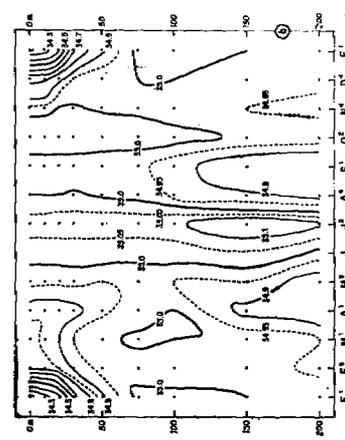
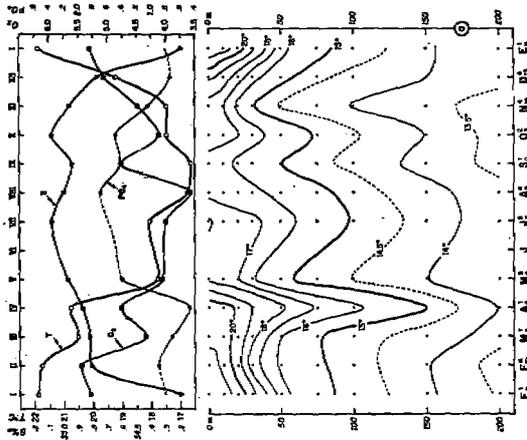
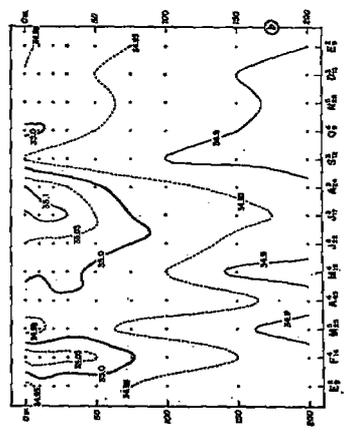
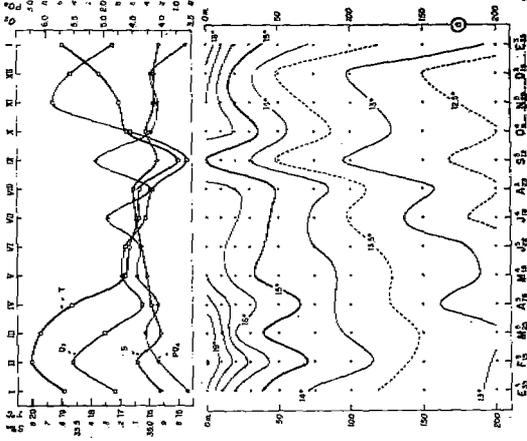


Fig. 21 Curvas-diagramas de 12 estaciones representativas frente a la costa peruana. La ubicación se da en la Fig. 59(b).



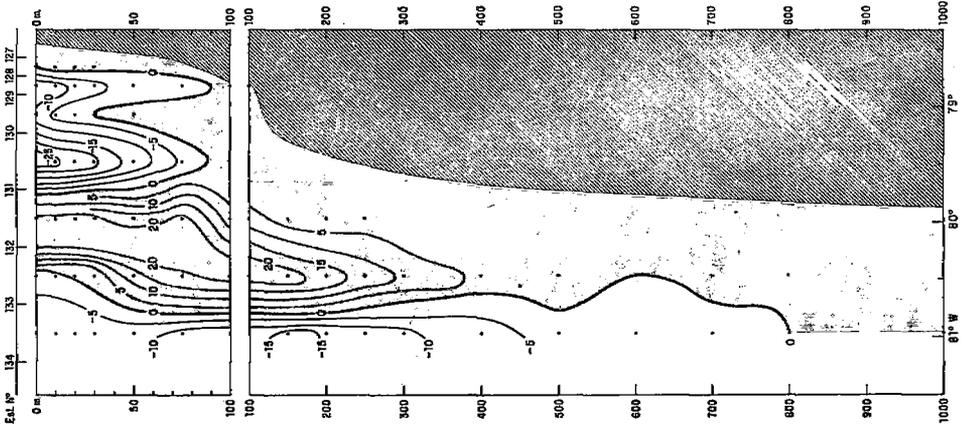


Fig. 25 Sección vertical de velocidad geostrofica (cm/seg) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6510, 22/23 Noviembre 1965. La parte sombreada indica flujo hacia el norte.

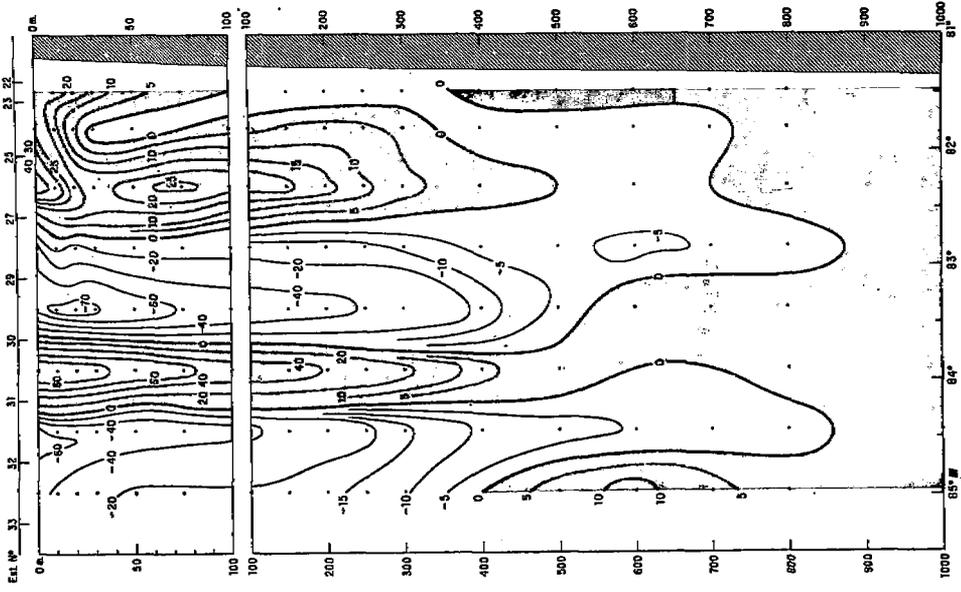


Fig. 24 Sección vertical de velocidad geostrofica (cm/seg) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre de 1964. La parte sombreada indica flujo hacia el norte.

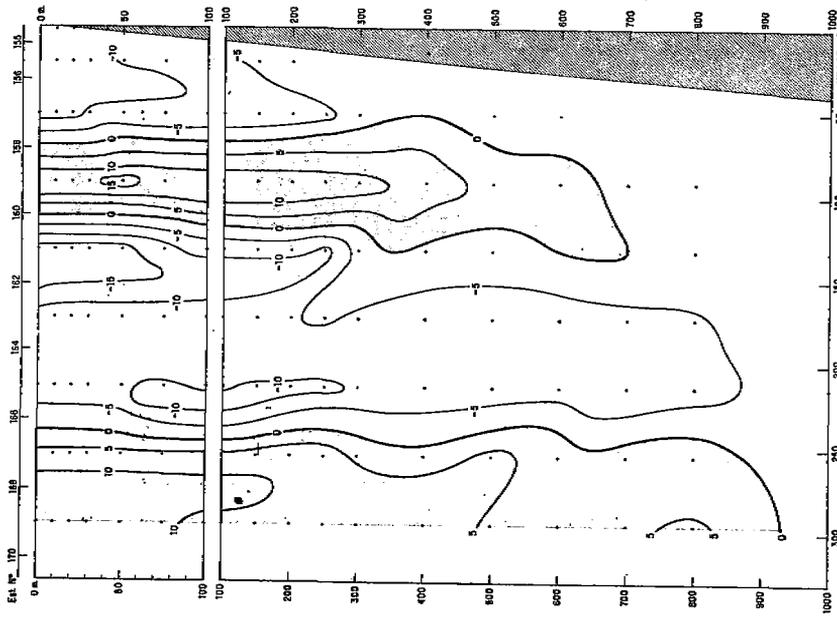


Fig. 27 Sección vertical de velocidad geostrofica (cm/seg) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967. La parte sombreada indica flujo hacia el norte.

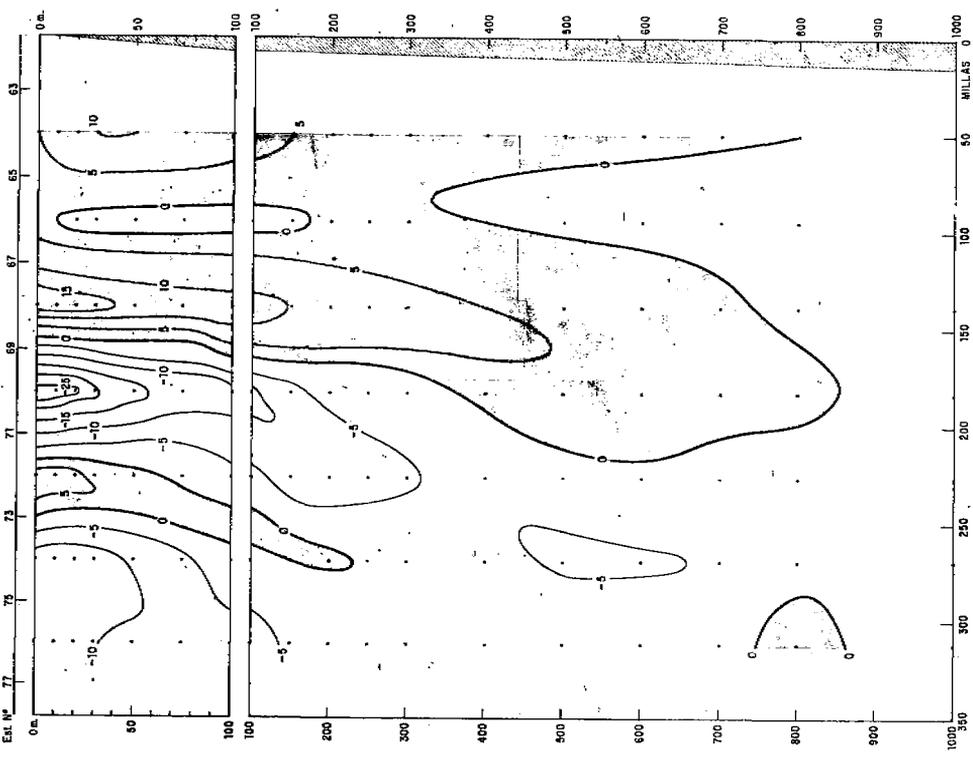


Fig. 26 Sección vertical de velocidad geostrofica (cm/seg) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968. La parte sombreada indica flujo hacia el norte.

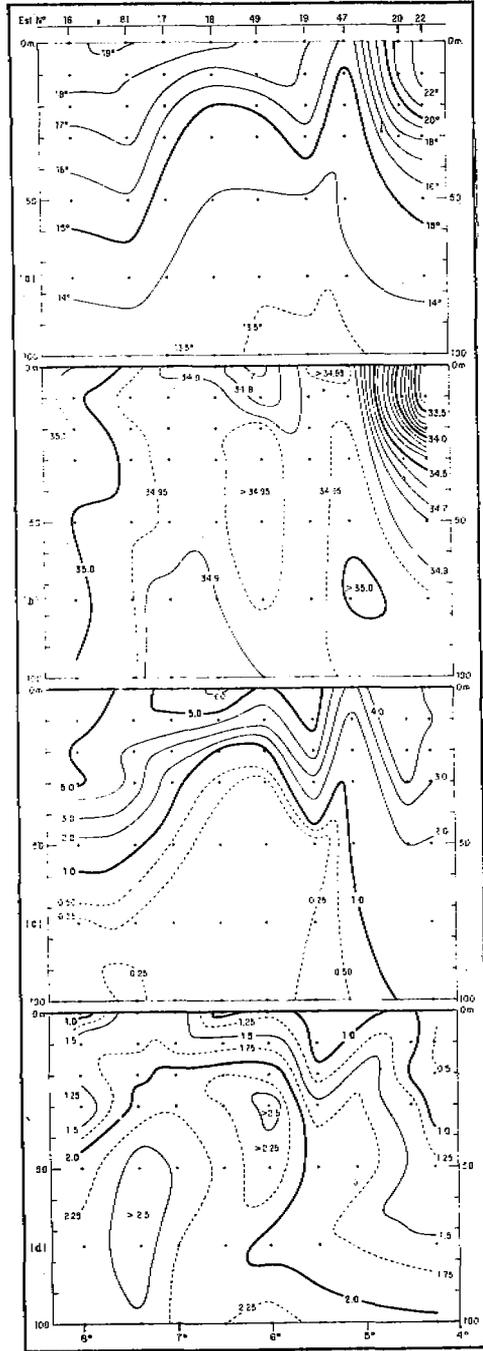


Fig. 28 Sección vertical de temperatura (a), salinidad (b), oxígeno (c) y fosfatos (d), a lo largo de aproximadamente 81°20'W y entre los 4-8°S, con datos del C.U. 6411, 14/25 Noviembre 1964.

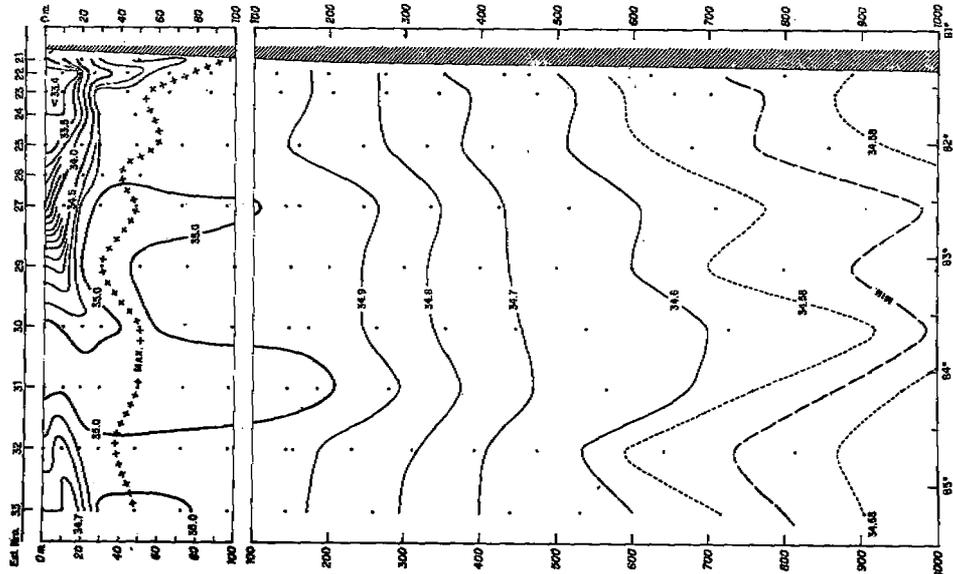


Fig. 30 Sección vertical de salinidad (‰) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre 1964.

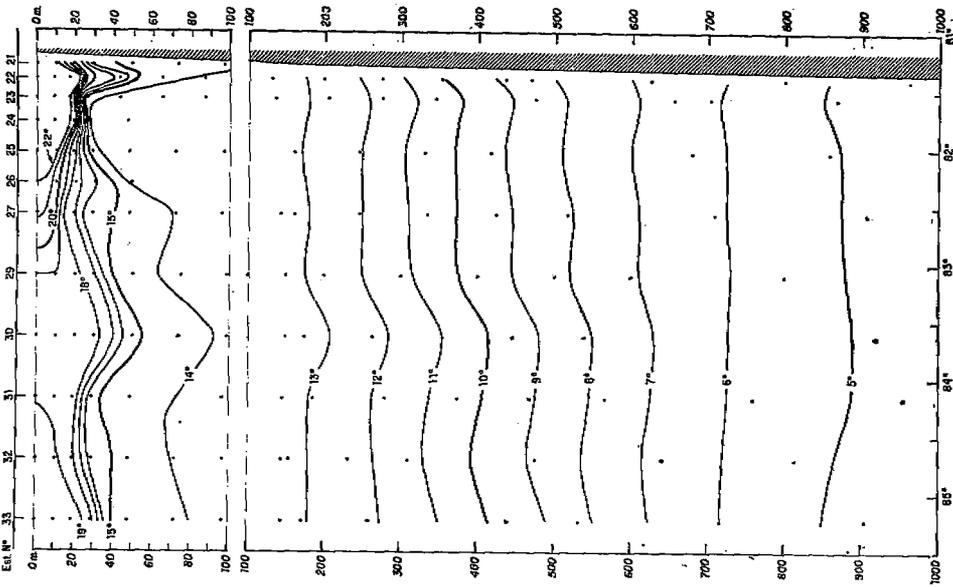


Fig. 29 Sección vertical de temperatura (°C) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre 1964

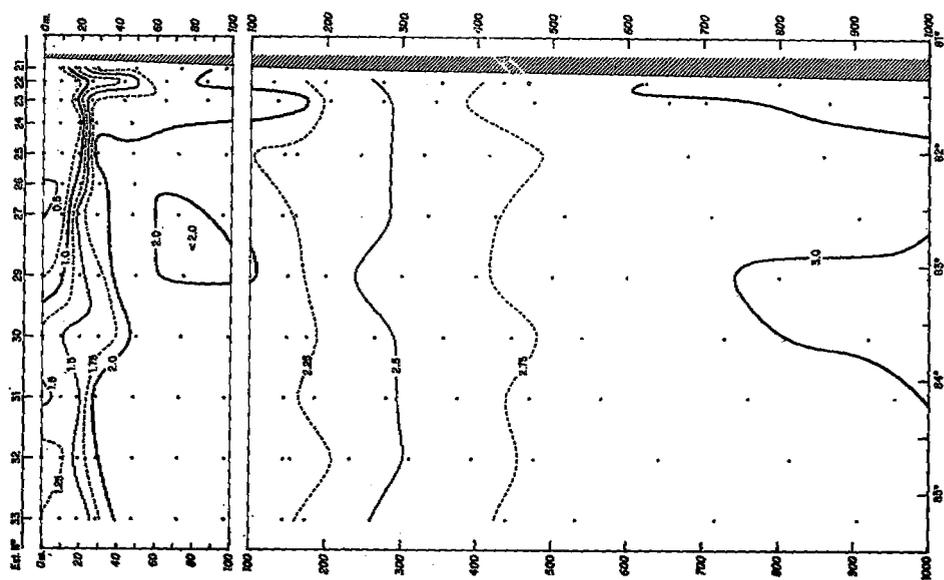


Fig. 33 Sección vertical de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Cabo Blanco, con datos del C.U. 6411, 15/16 Noviembre 1964.

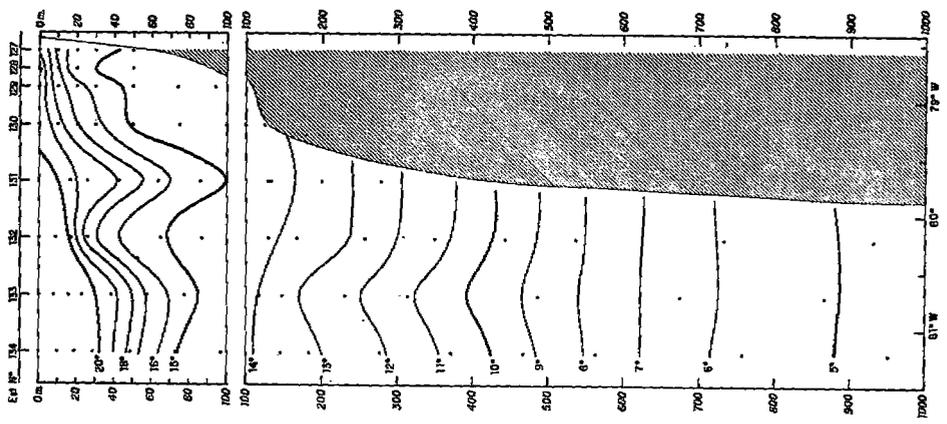
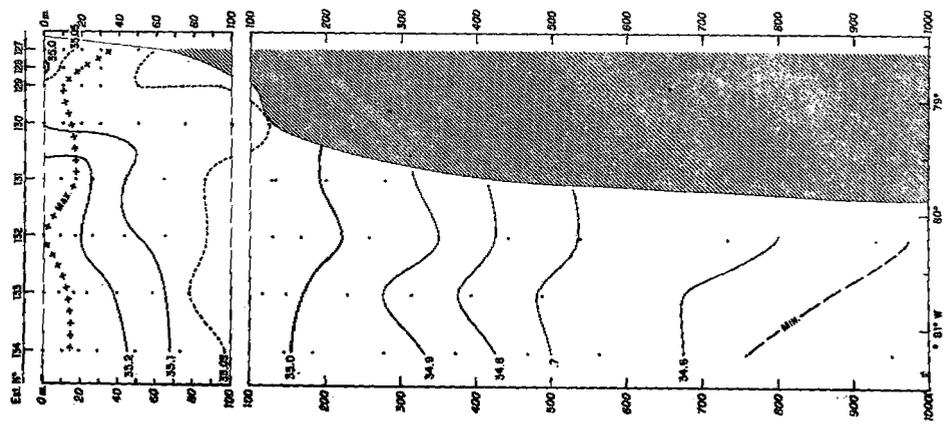
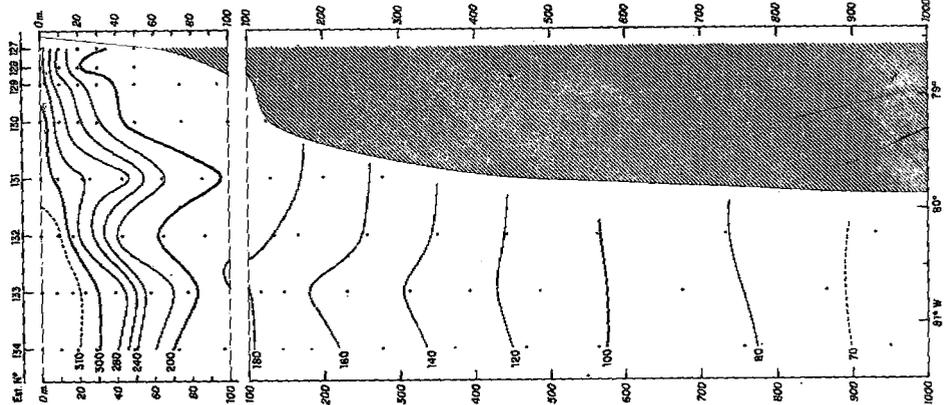


Fig. 34 Sección vertical de temperatura (°C) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6511, 22/23 Noviembre 1965.

Fig. 35 Sección vertical de salinidad (‰) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6511, 22/23 Noviembre 1965.

Fig. 36 Sección vertical de anomalía termostérica (°C/ton) frente a Chimbote, con datos del C.U. 6511, 22/23 Noviembre 1965.

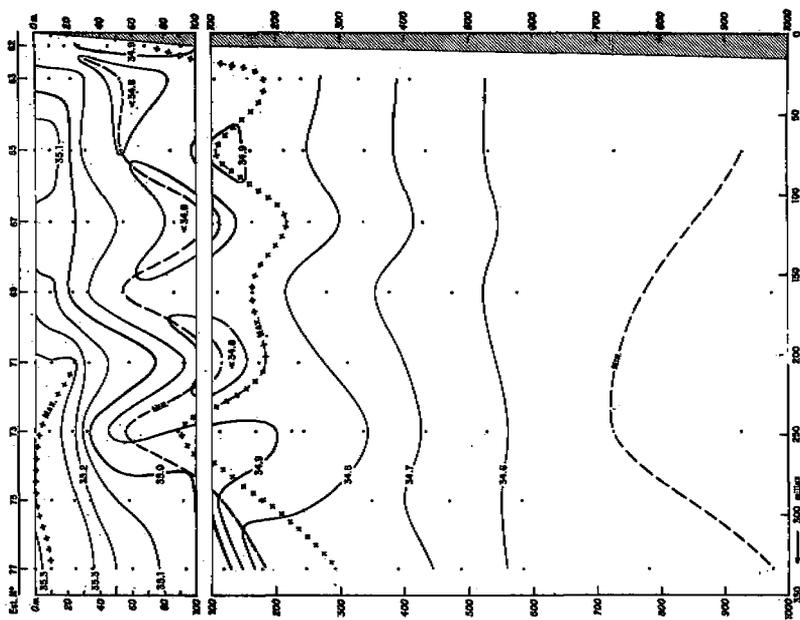


Fig. 40 Sección vertical de salinidad (‰) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.

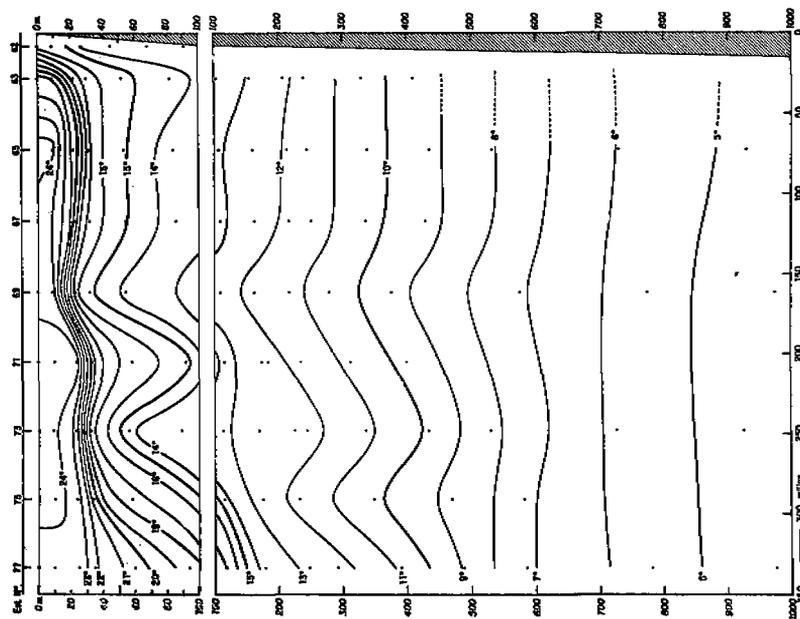


Fig. 39 Sección vertical de temperatura (°C) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.

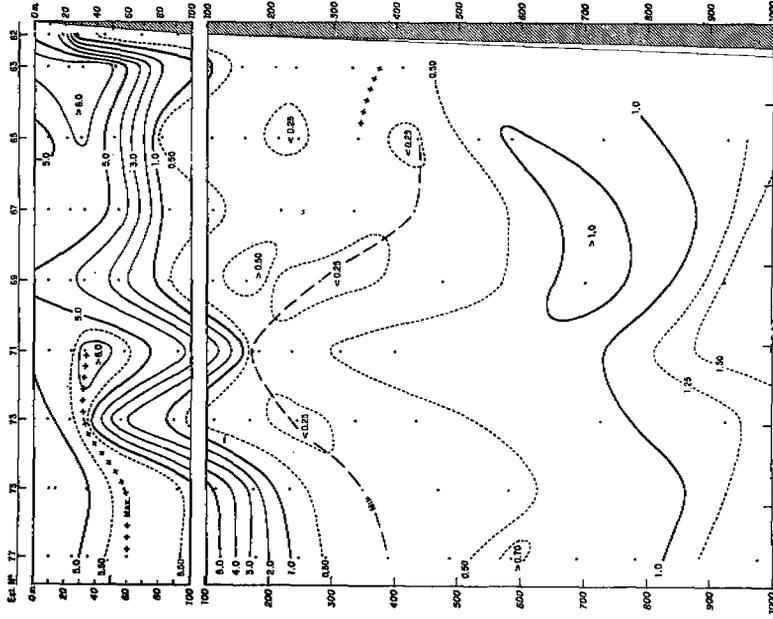


Fig. 42 Sección vertical de oxígeno (ml/L) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.

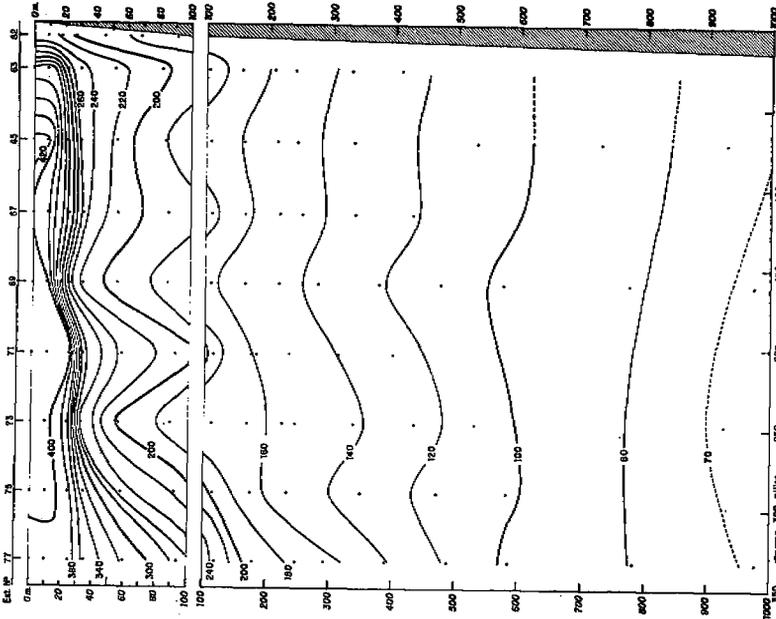


Fig. 41 Sección vertical de anomalía termostérica (C/10m) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.

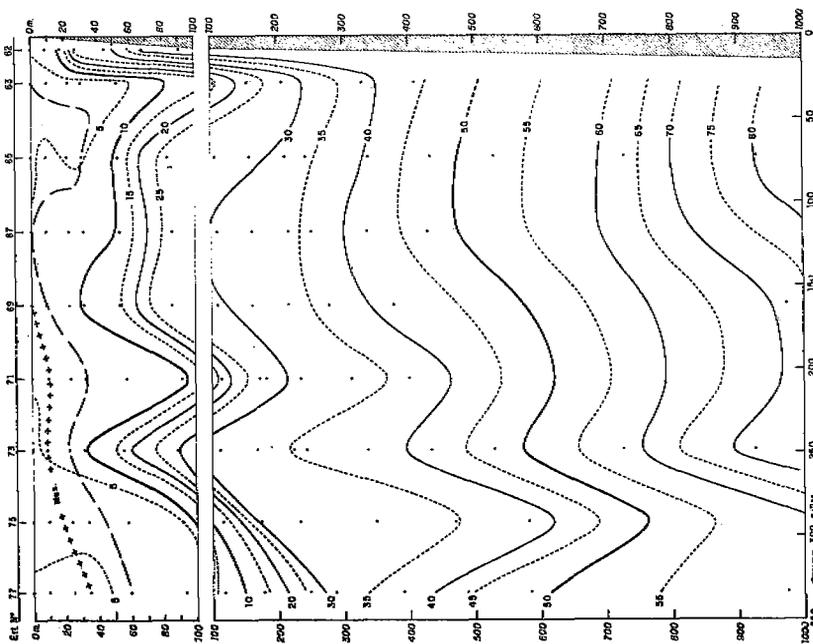


Fig. 44 Sección vertical de silicatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.

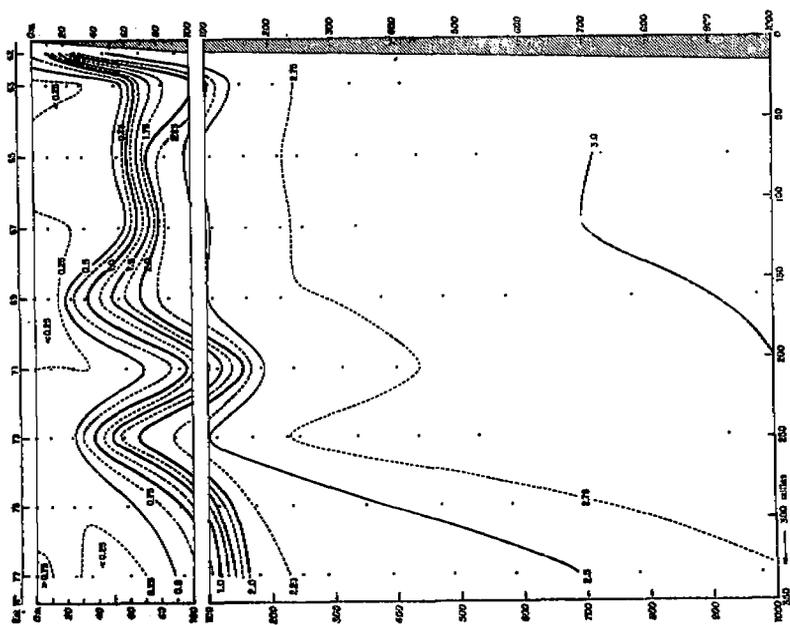


Fig. 43 Sección vertical de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.

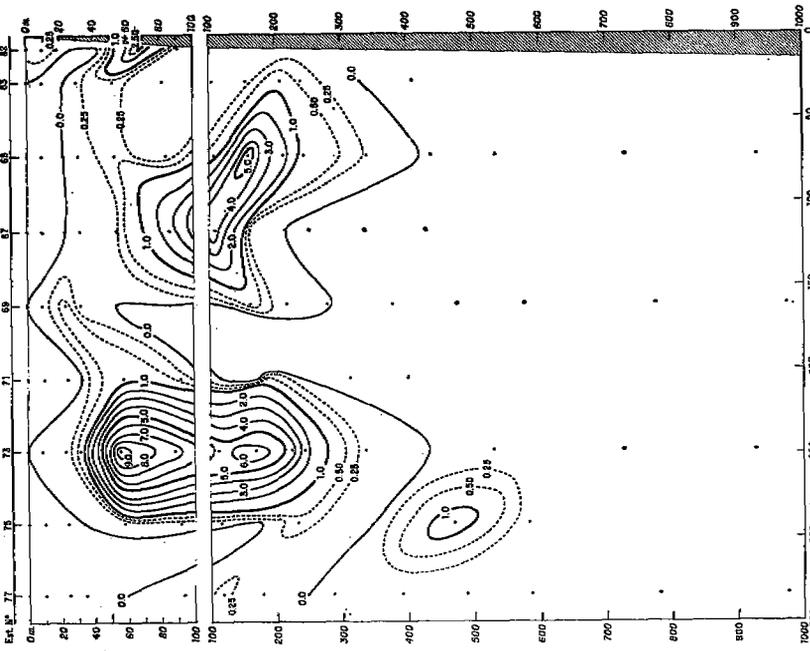


Fig. 46 Sección vertical de nitritos ($\mu\text{g-at/l}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.

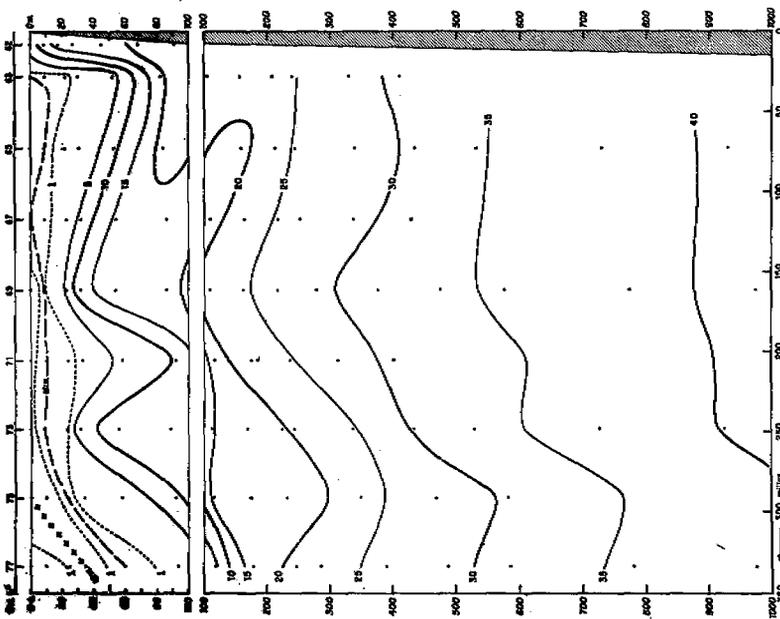


Fig. 45 Sección vertical de nitratos ($\mu\text{g-at/l}$) frente a Malpaso, con datos del C.U. 6802, 26/28 Febrero 1968.

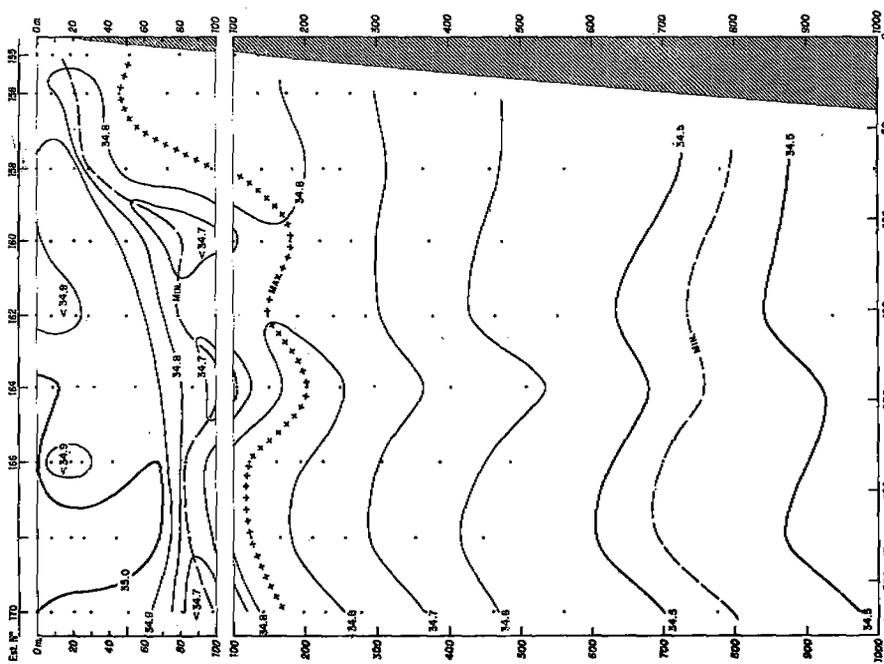


Fig. 48 Sección vertical de salinidad (‰) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.

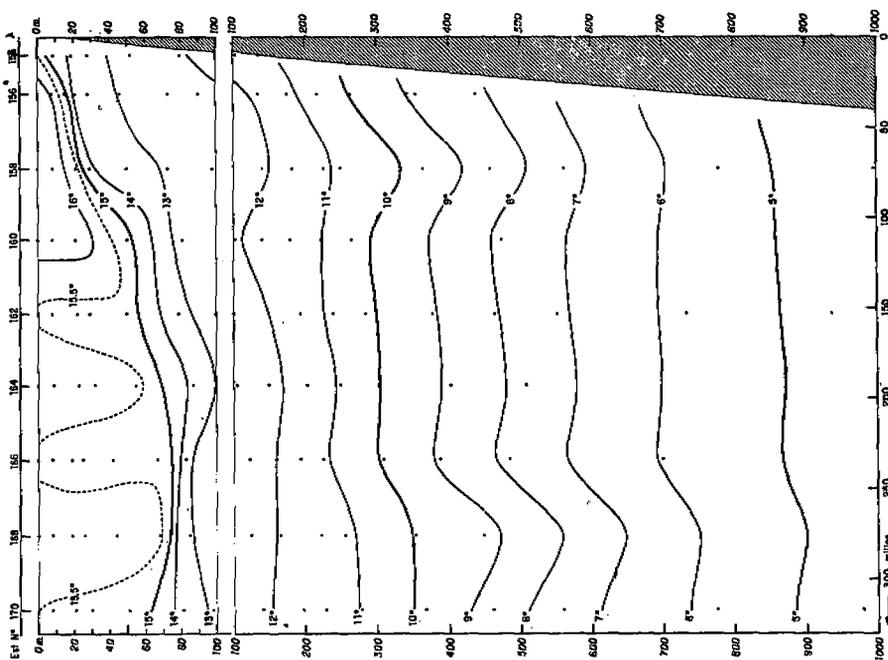


Fig. 47 Sección vertical de temperatura (°C) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.

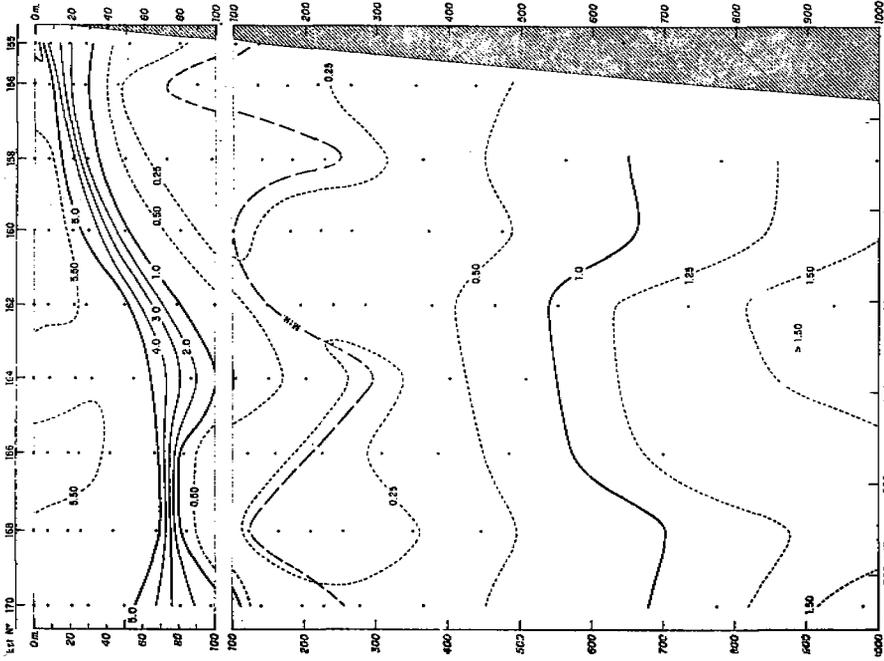


Fig. 50 Sección vertical de oxígeno (ml/l) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.

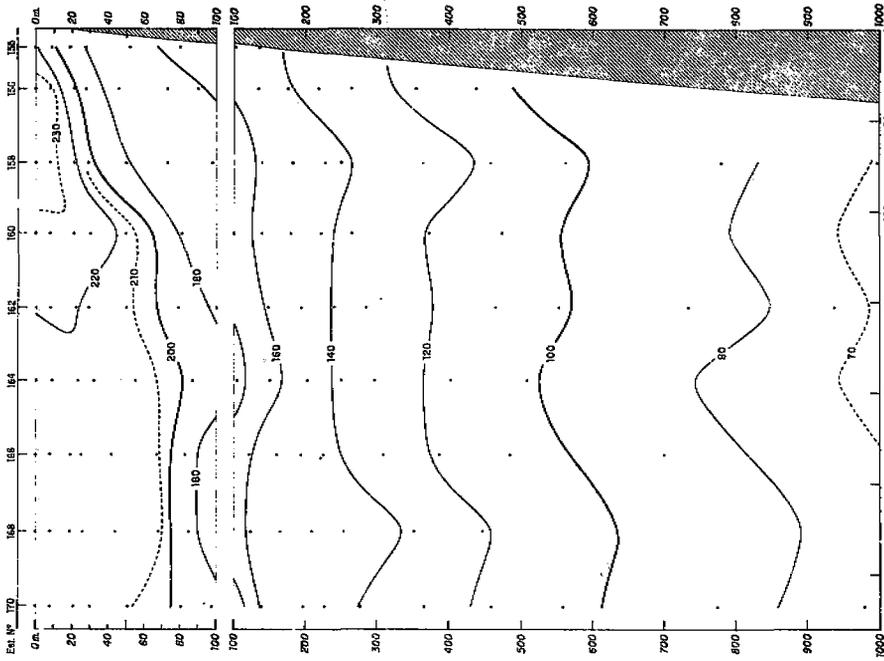


Fig. 49 Sección vertical de anomalía térmica (°C) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.

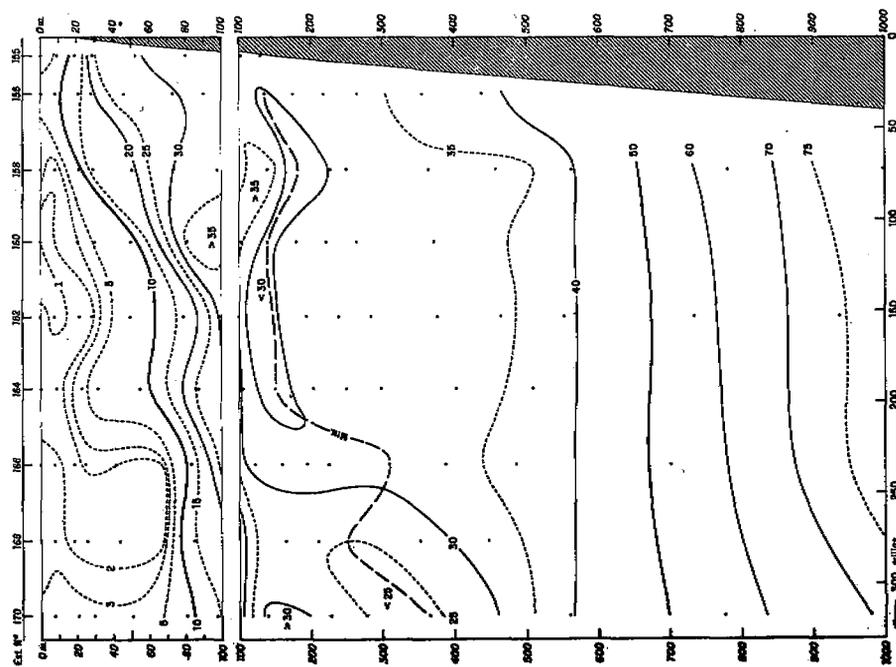


Fig. 52 Sección vertical de silicatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a llo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Septiembre 1967.

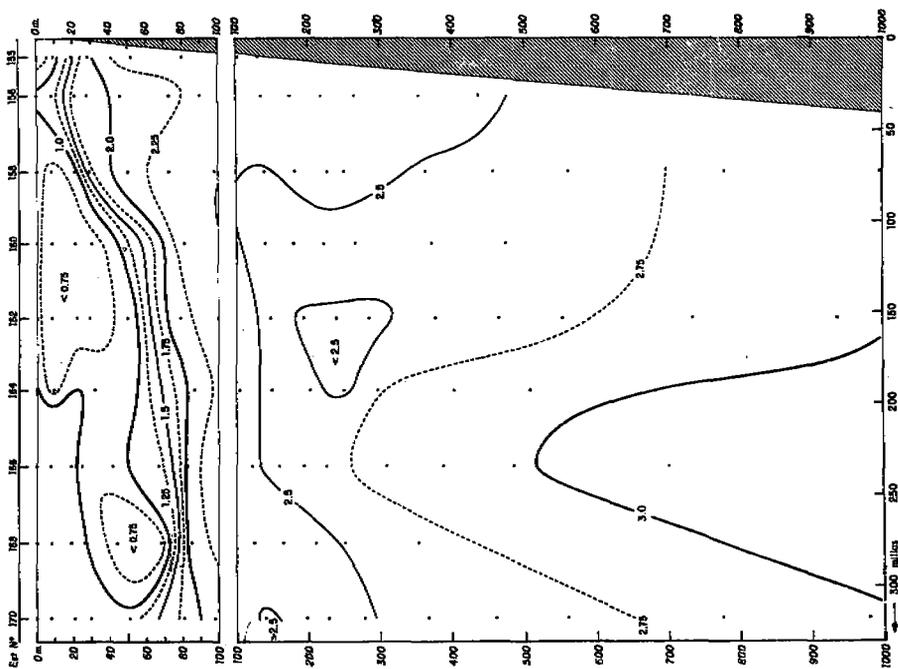


Fig. 51 Sección vertical de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a llo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Septiembre 1967.

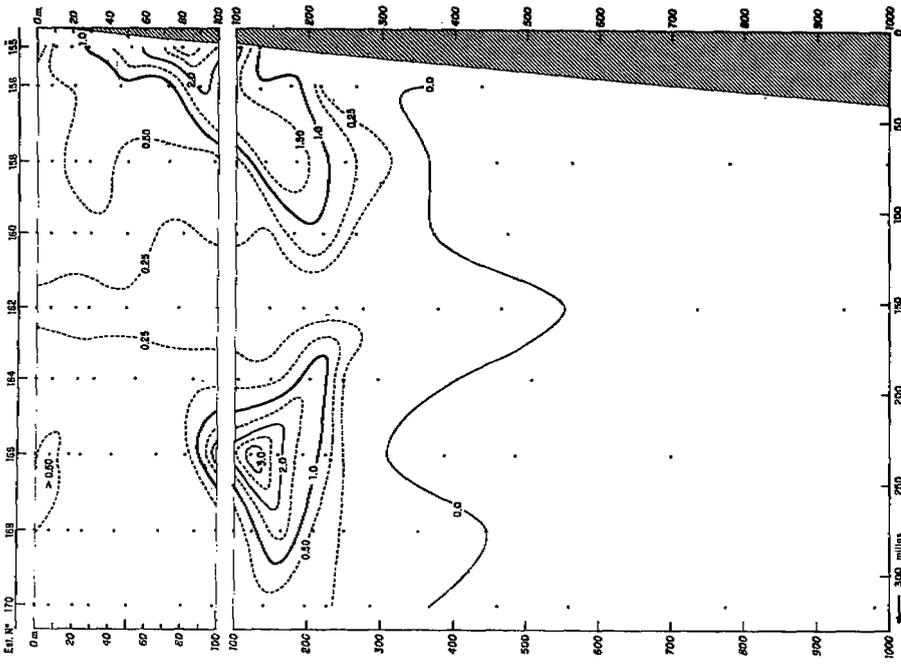


Fig. 53 Sección vertical de nitritos ($\mu\text{g-at/L}$) frente a Ilo, con datos del C.U. 6708, 19/21 Setiembre 1967.

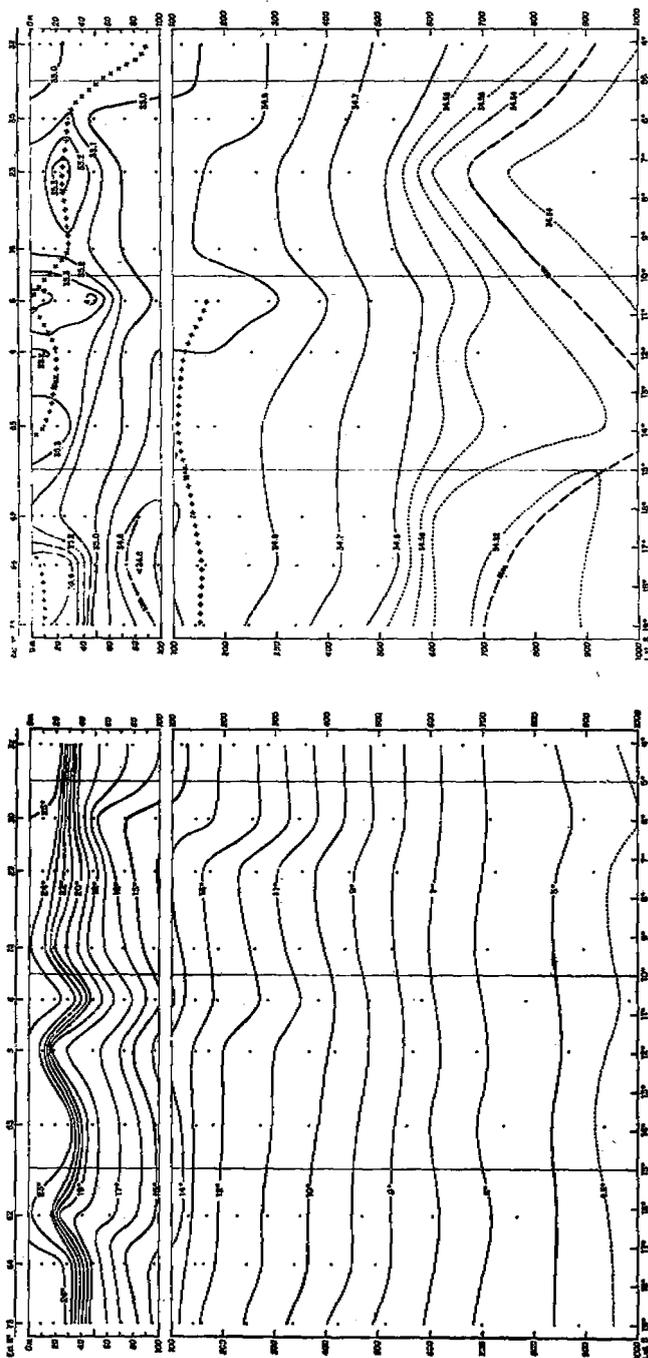


Fig. 54 Sección vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), alrededor de las 100 millas frente a la costa peruana, con datos del C.U. 6602, 4/19 Febrero 1966.

Fig. 55 Sección vertical de salinidad (‰), alrededor de las 100 millas frente a la costa peruana, con datos del C.U. 6602, 4/19 Febrero 1966.

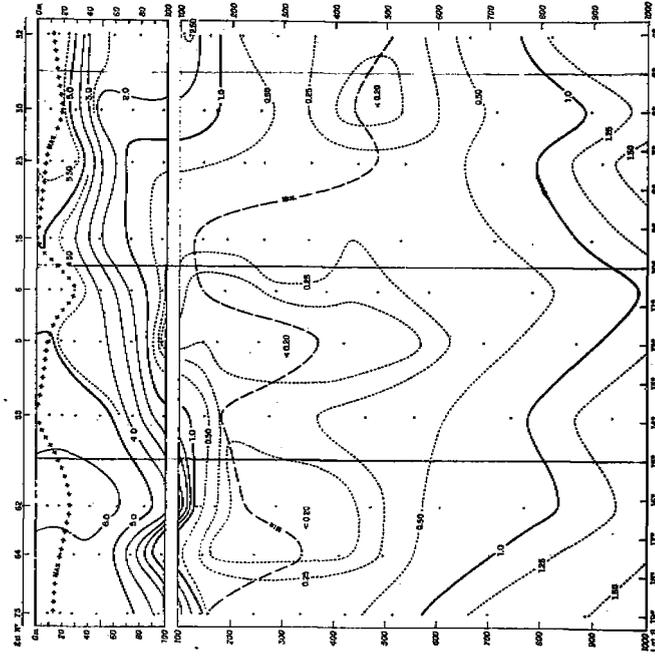


Fig. 57 Sección vertical de oxígeno (ml/L), alrededor de las 100 millas frente a la costa peruana, con datos del C.U. 6602, 4/19 Febrero 1966.

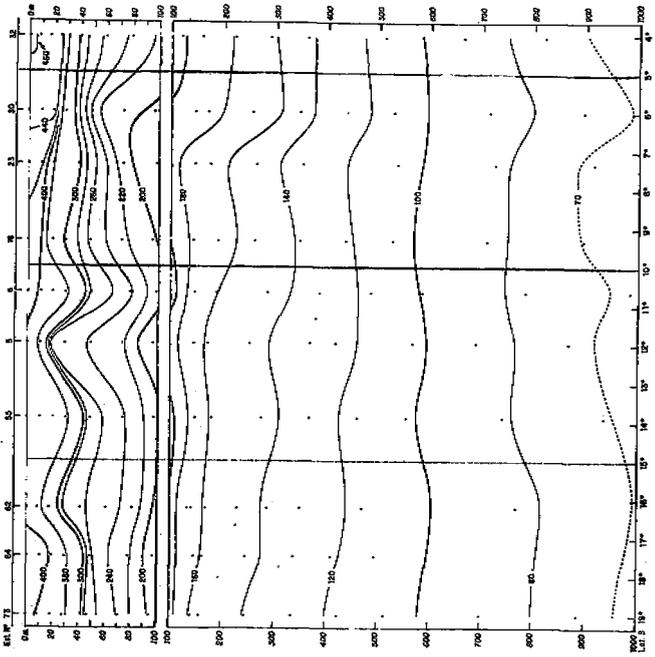


Fig. 56 Sección vertical de anomalía termométrica (C/ton), alrededor de las 100 millas frente a la costa peruana, con datos del C.U. 6602, 4/19 Febrero 1966.

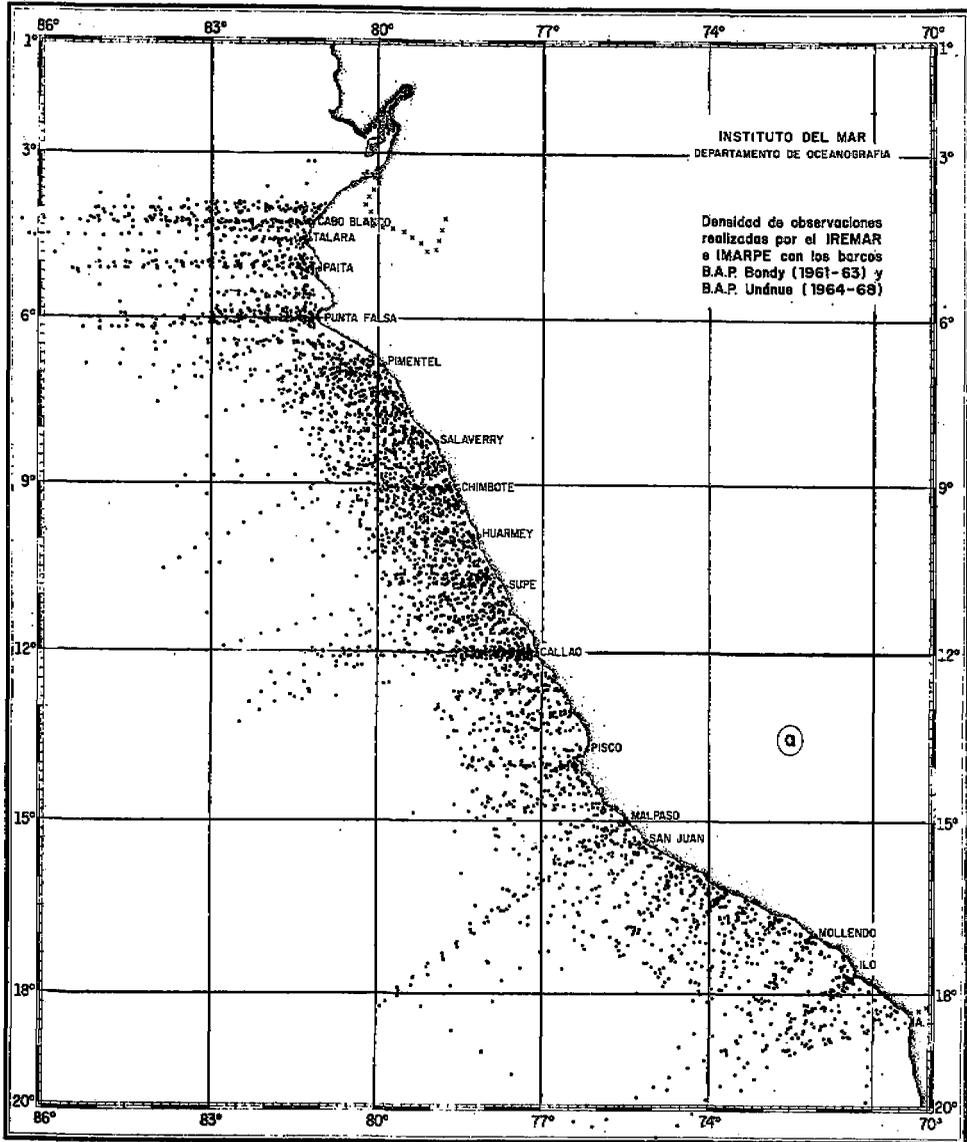


Fig. 59(a) Densidad de observaciones realizadas por el IREMAR e IMARPE con los barcos B.A.P. "Bondy" (1961-63) y B.A.P. "Unanue" (1964-68).

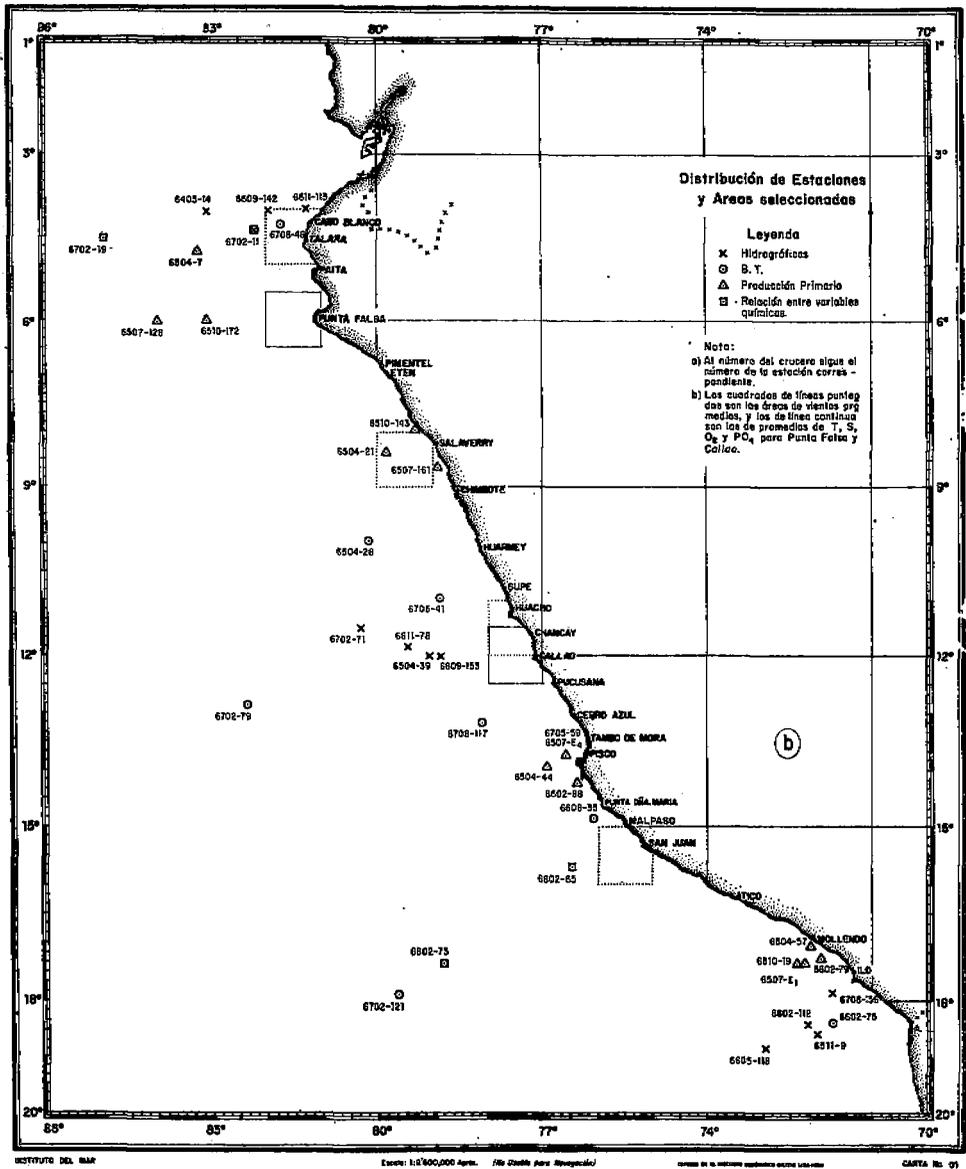


Fig. 59(b) Distribución de estaciones y áreas seleccionadas.

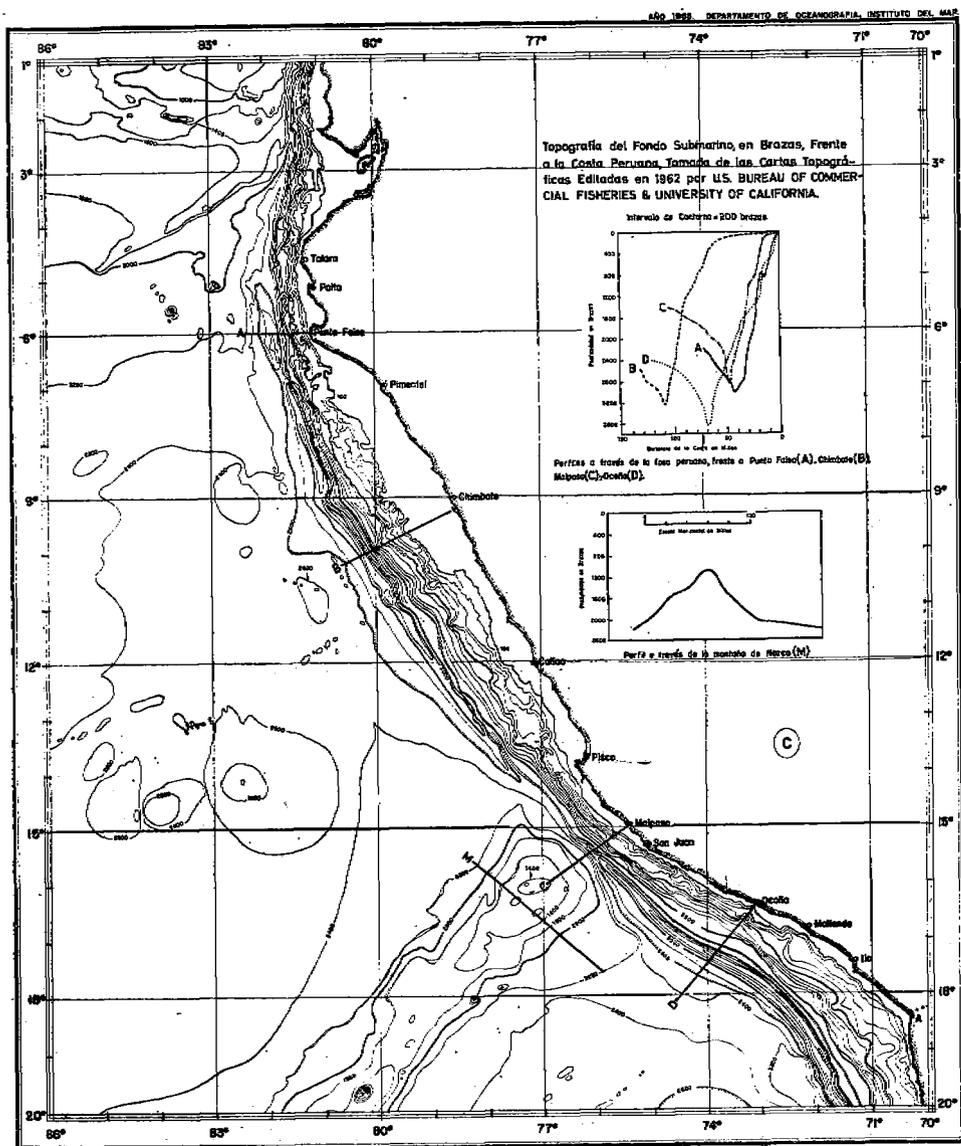


Fig. 59(c) Topografía del fondo submarino, en brazos, frente a la costa peruana, tomada de las cartas topográficas editadas en 1962 por U.S. Bureau of Commercial Fisheries & University of California.

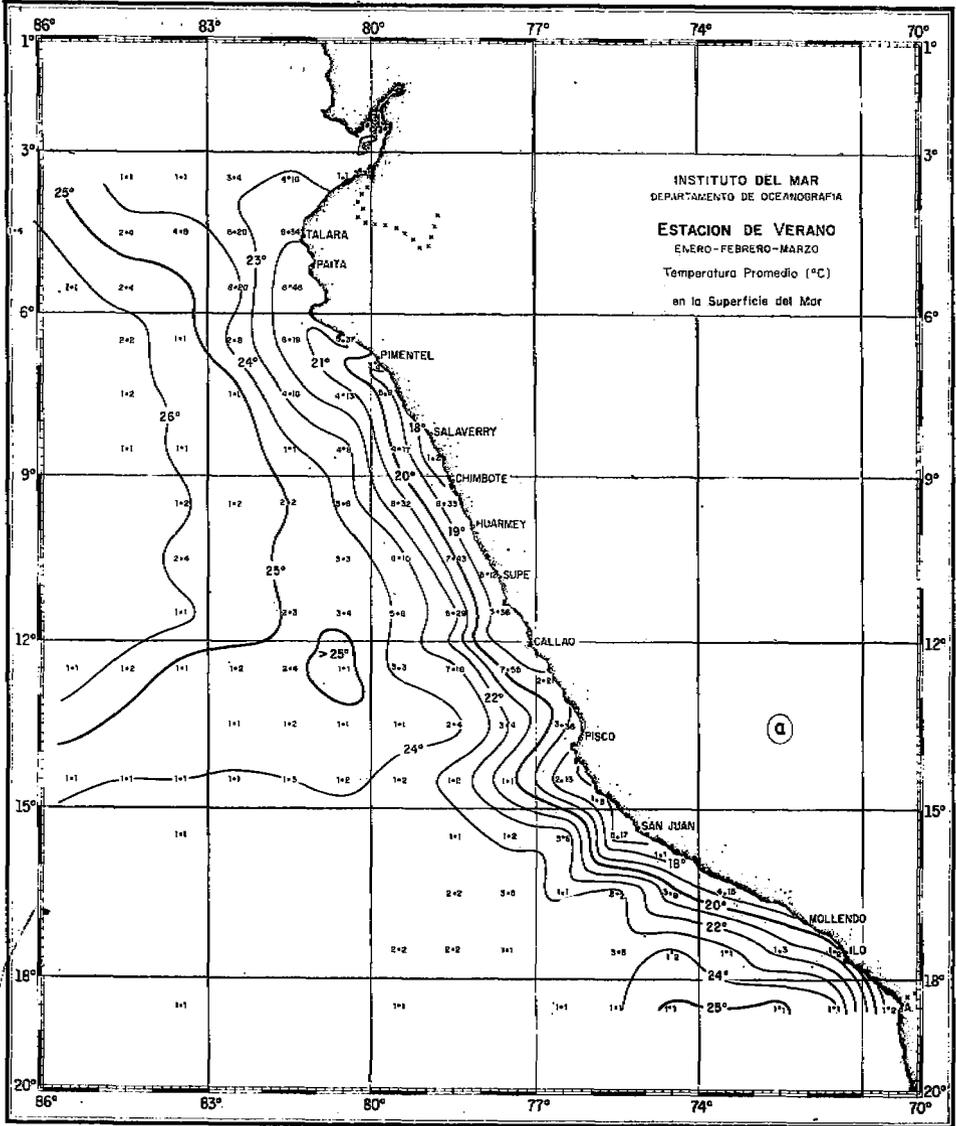


Fig. 60(a) Temperatura promedio (°C) de la superficie del mar, en el verano (Enero-Febrero-Marzo).

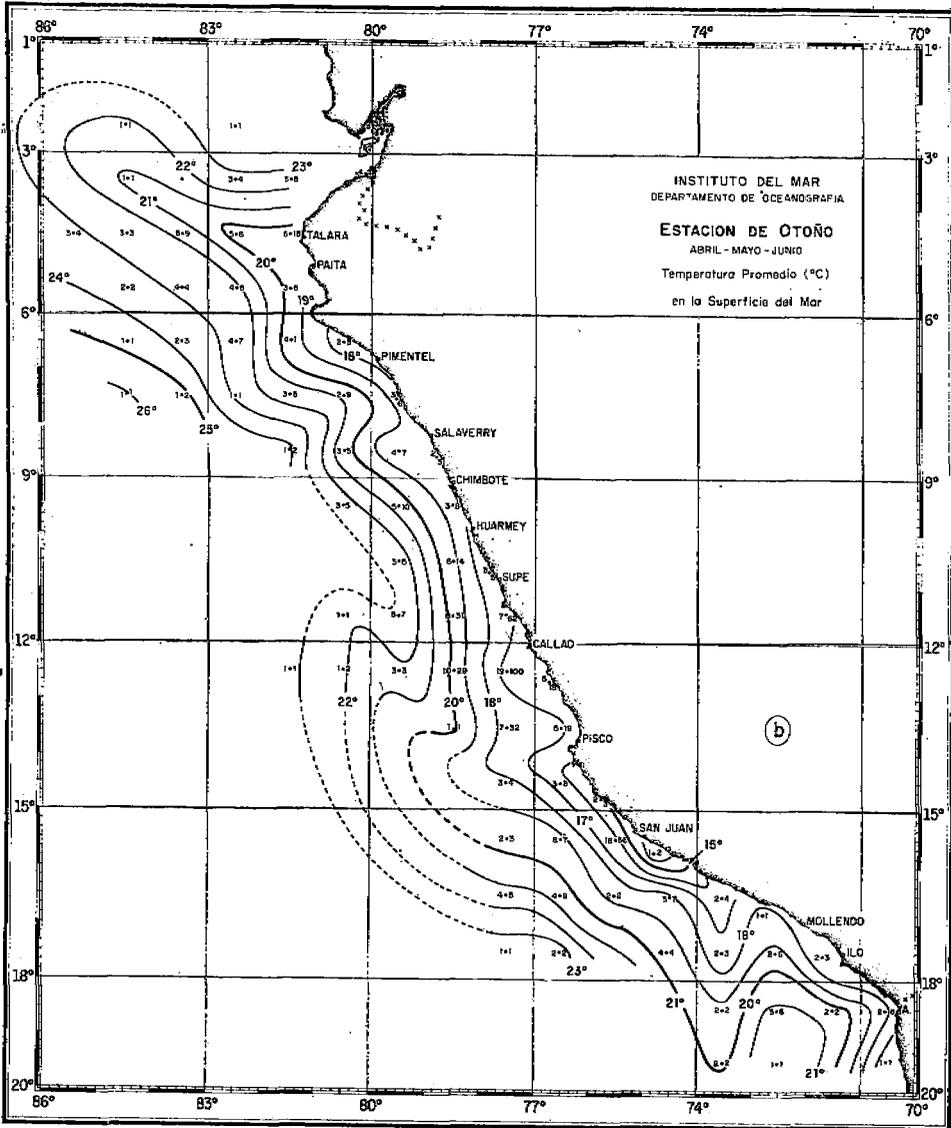


Fig. 60(b) Temperatura promedio (°C) de la superficie del mar, en el otoño (Abril-Mayo-Junio).

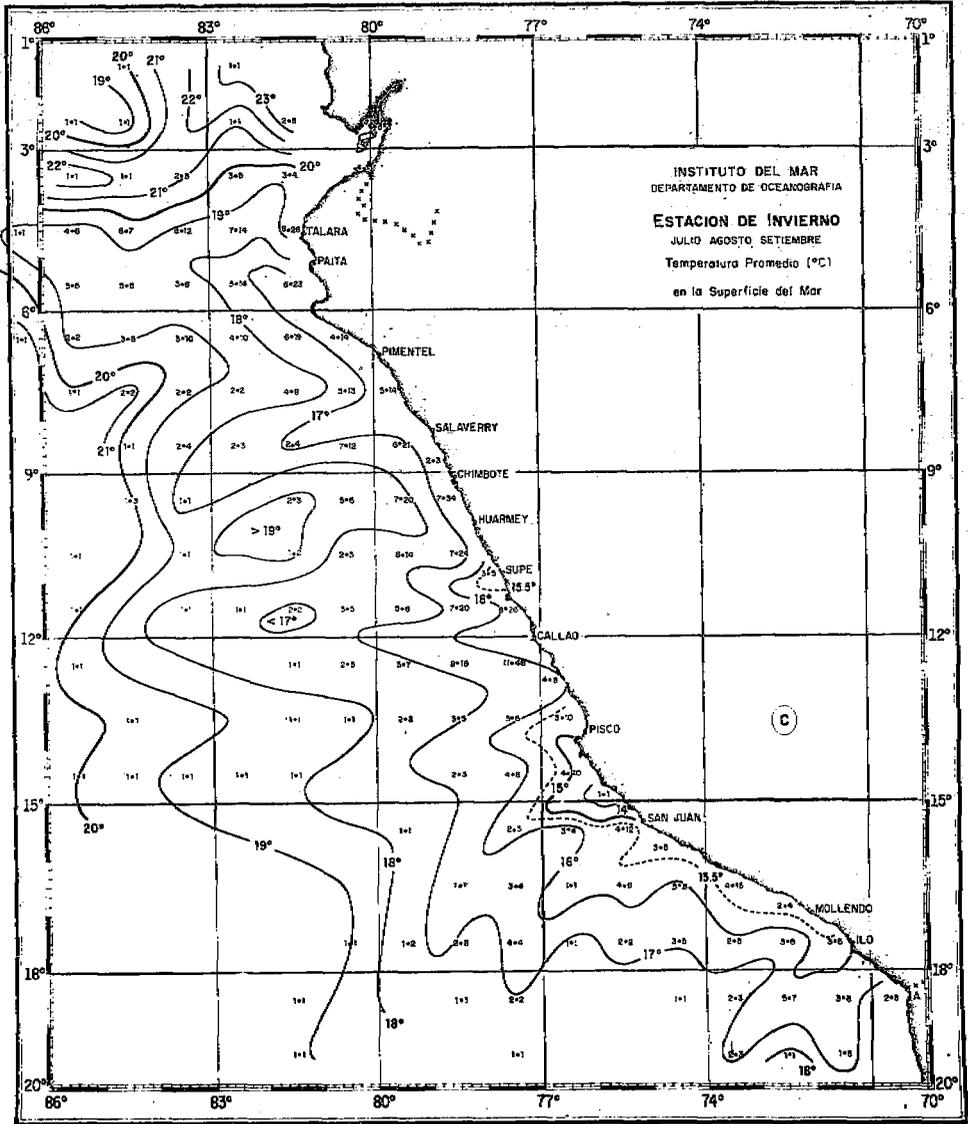


Fig. 60(c) Temperatura promedio (°C) de la superficie del mar, en el invierno (Julio-Agosto-Setiembre).

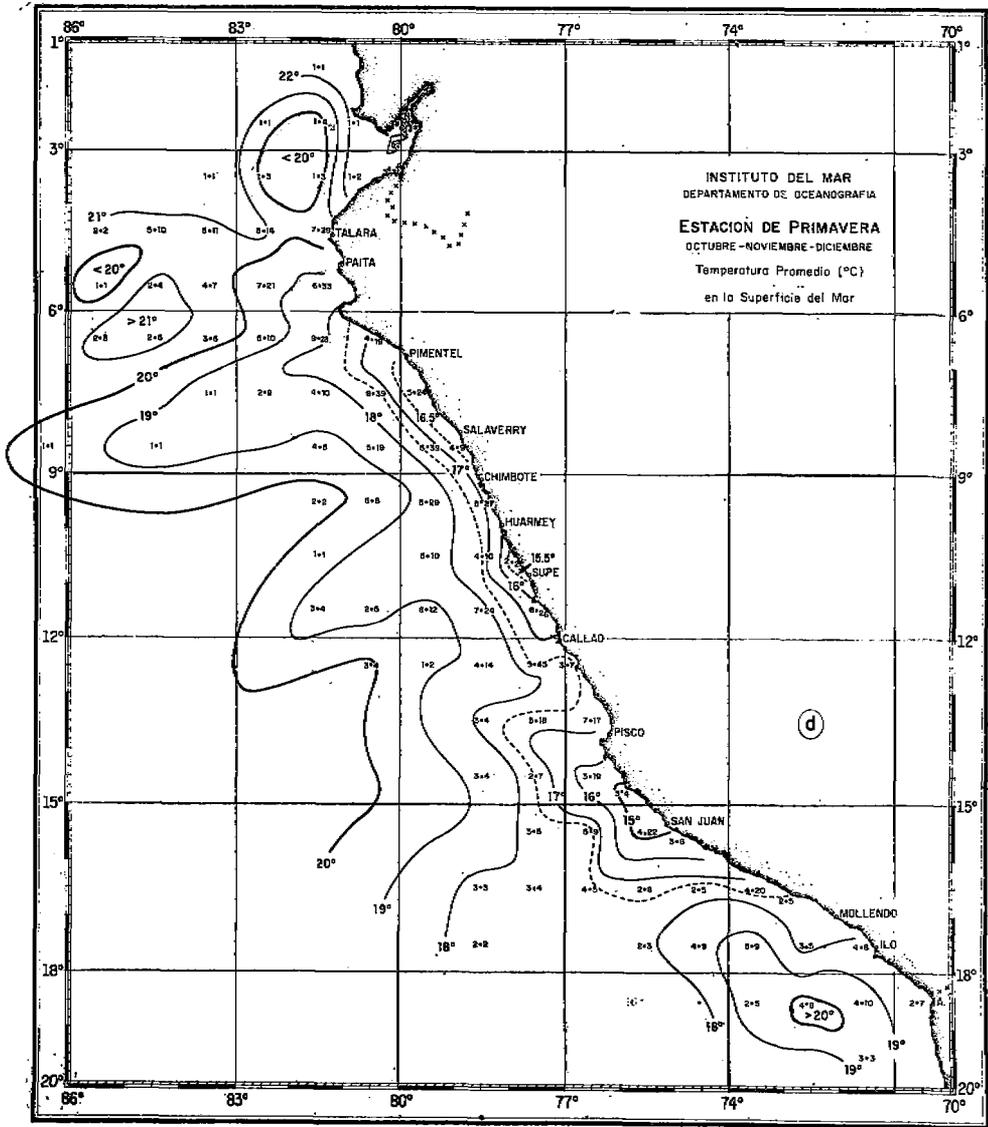


Fig. 60(d) Temperatura promedio (°C) de la superficie del mar, en la primavera (Octubre-Noviembre-Diciembre).

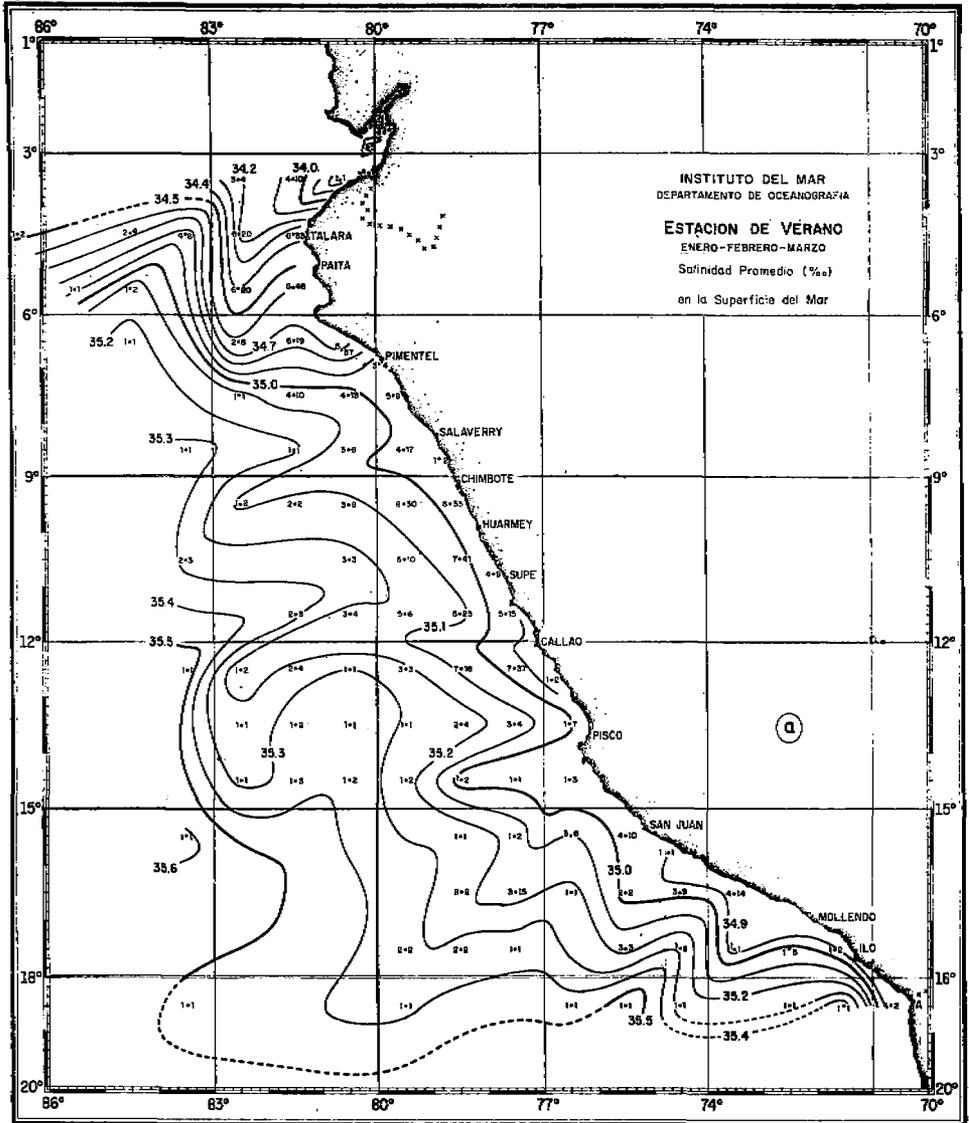


Fig. 61(a) Salinidad promedio (‰) de la superficie del mar, en el verano (Enero-Febrero-Marzo).

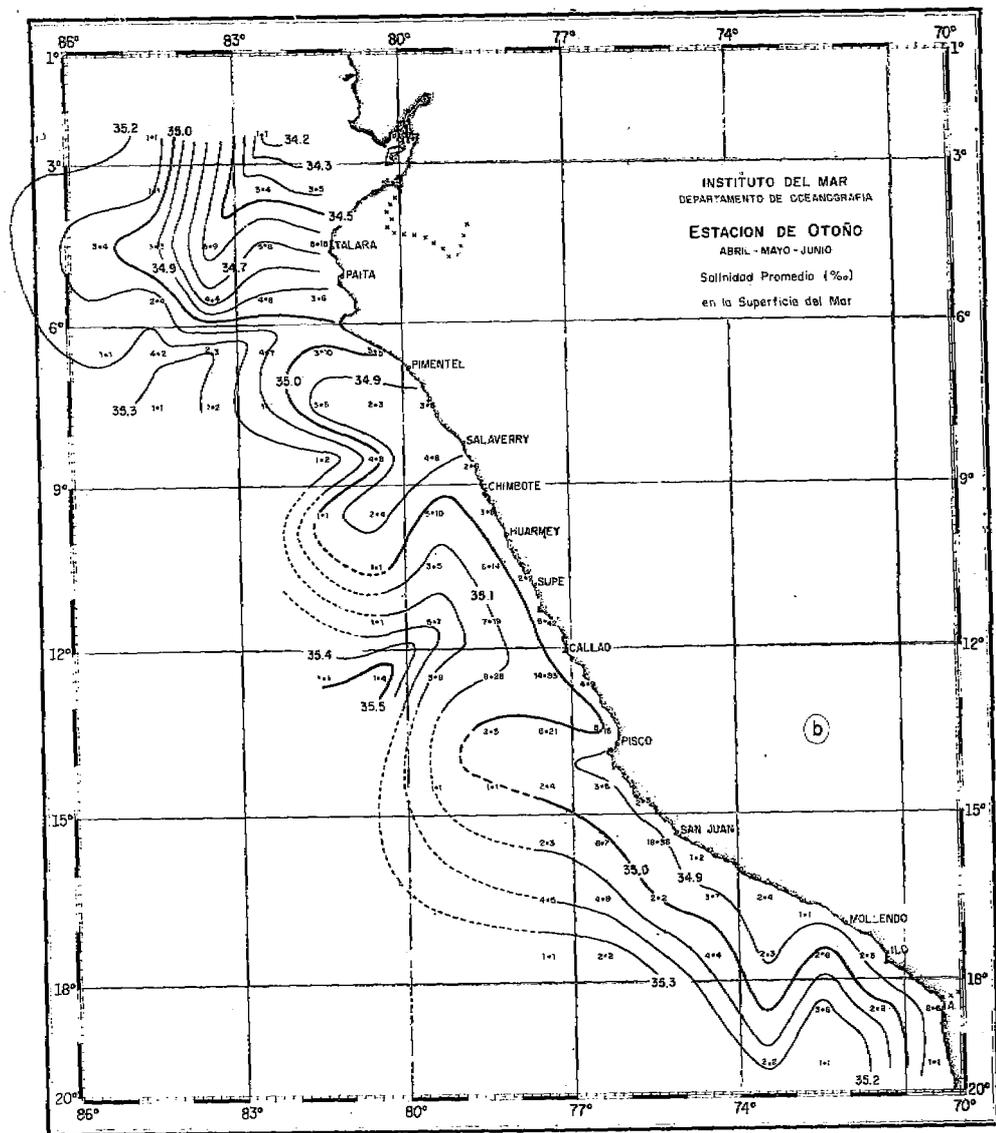


Fig. 61(b) Salinidad promedio (‰) de la superficie del mar, en el otoño (Abril-Mayo-Junio).

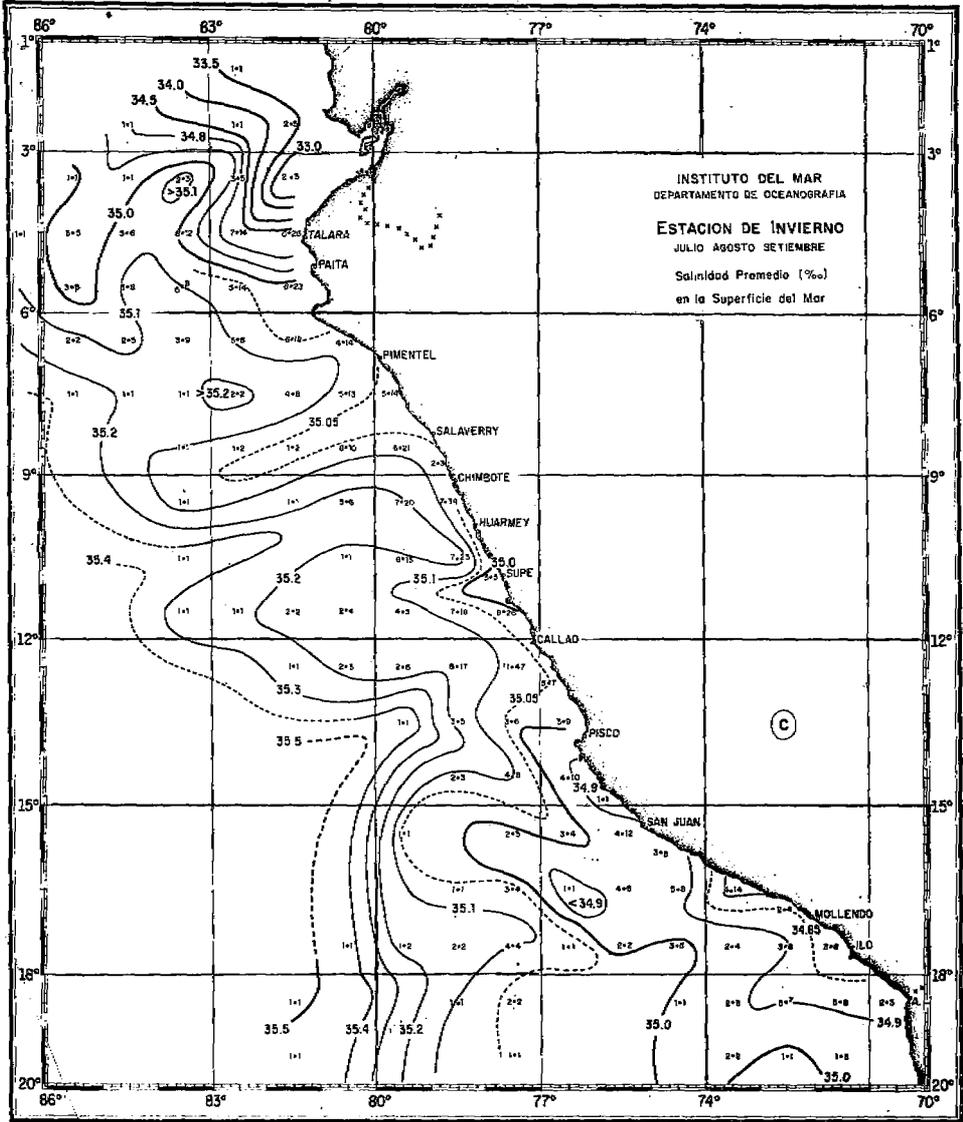


Fig. 61(c) Salinidad promedio (‰) de la superficie del mar, en el invierno (Julio-Agosto-Setiembre).

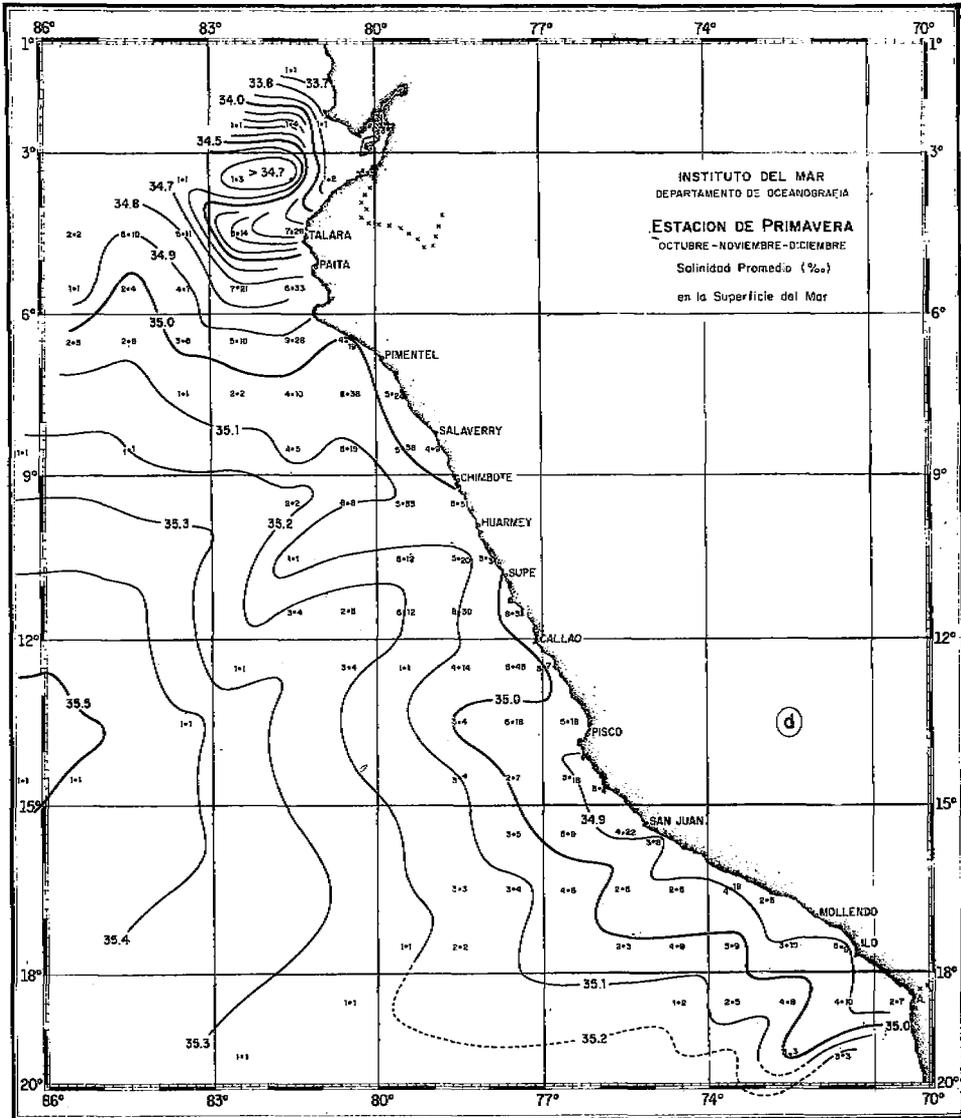


Fig. 61(d) Salinidad promedio (‰) de la superficie del mar, en la primavera (Octubre-Noviembre-Diciembre).

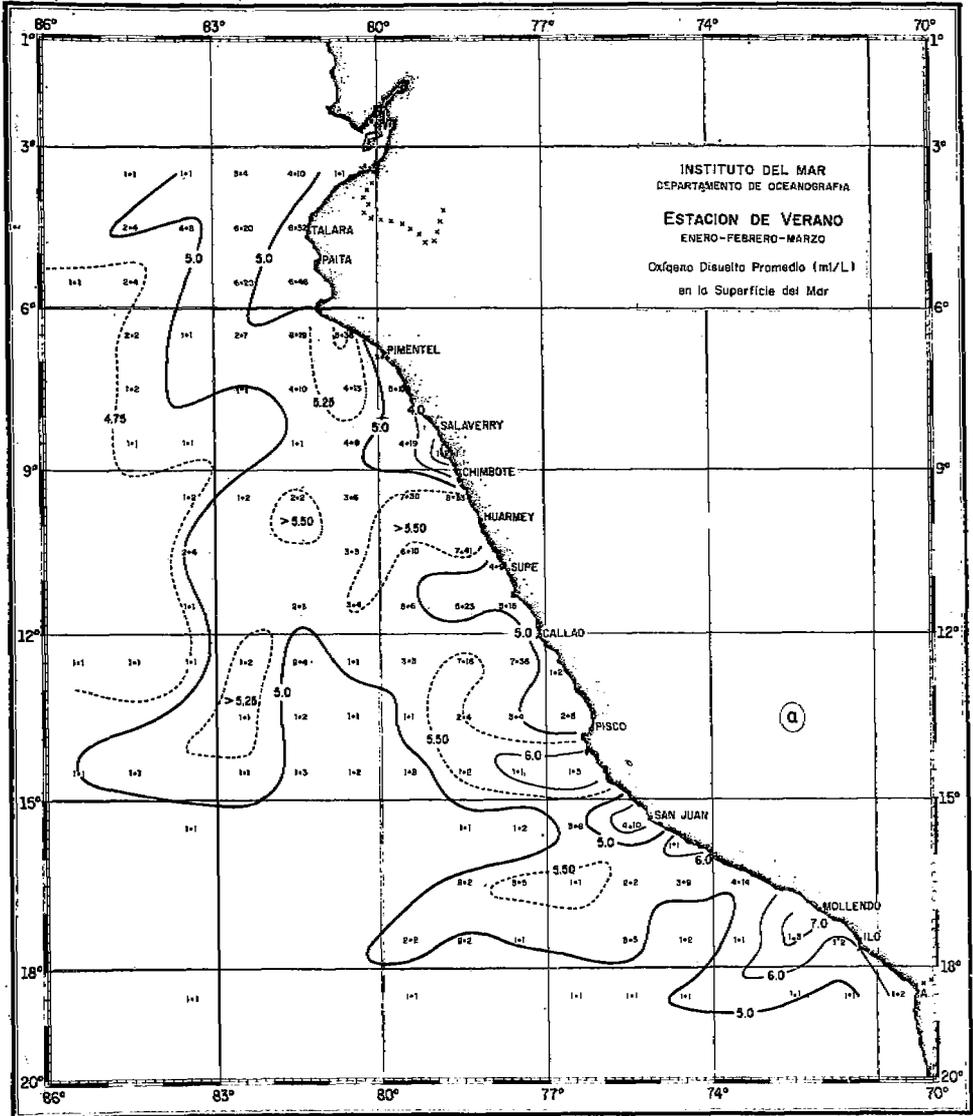


Fig. 62(a) Oxígeno disuelto promedio (m/L) de la superficie del mar, en el verano (Enero-Febrero-Marzo).

IMARPE
BIBLIOTECA
24 JUN. 1989
CENTRO DE INVESTIGACION Y
DOCUMENTACION DE CIENCIAS
MARÍTIMAS Y PESQUERAS

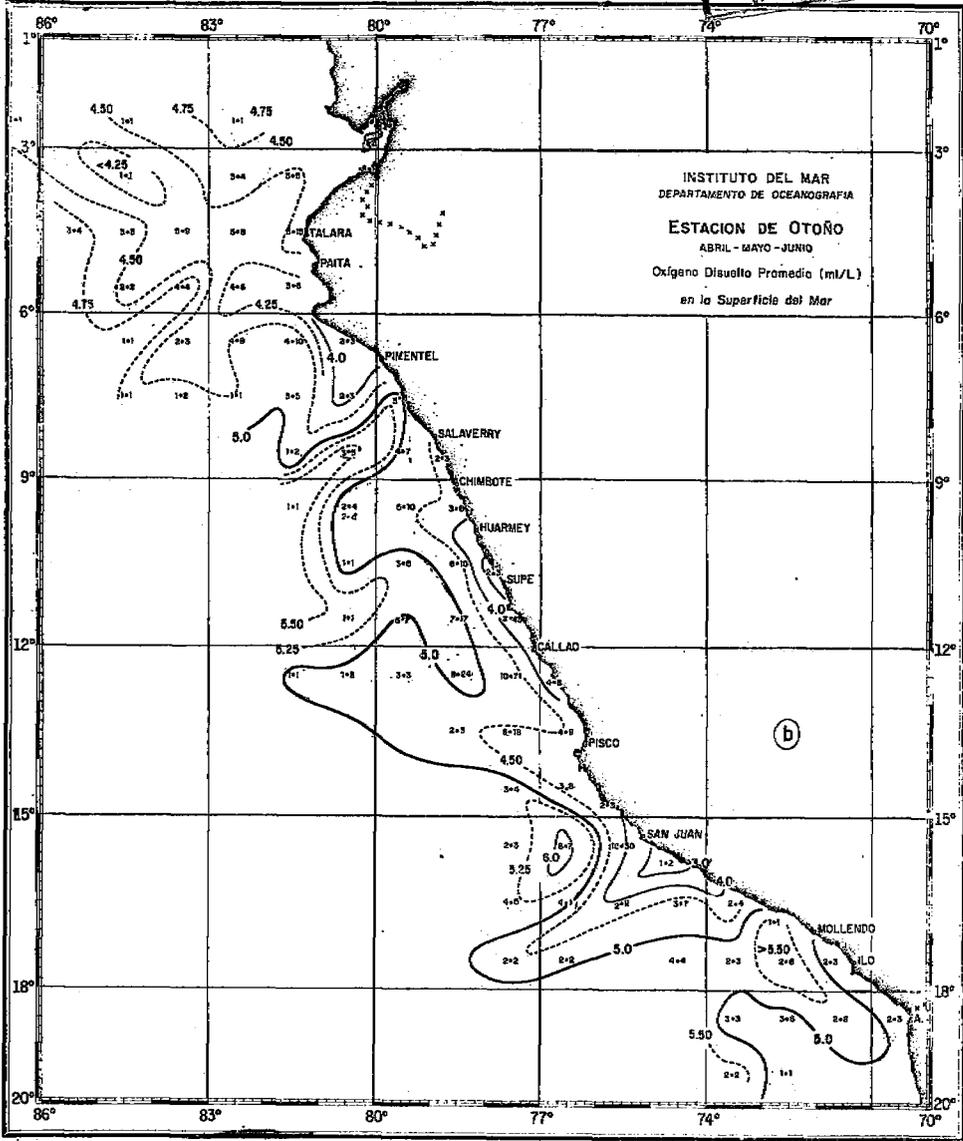


Fig. 62(b) Oxígeno disuelto promedio (ml/L) de la superficie del mar, en el otoño (Abril-Mayo-Junio).

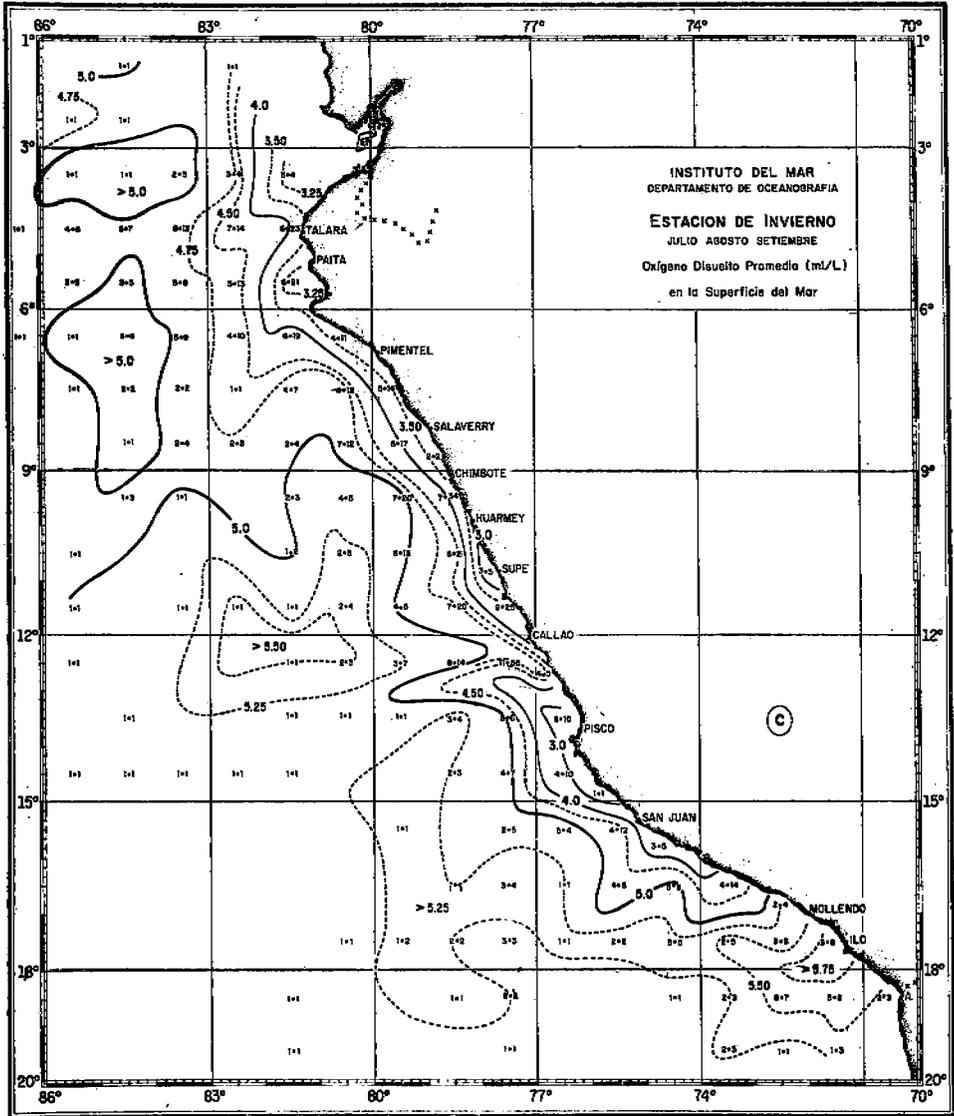


Fig. 62(c) Oxígeno disuelto promedio (ml/L) de la superficie del mar, en el invierno (Julio-Agosto-Setiembre).

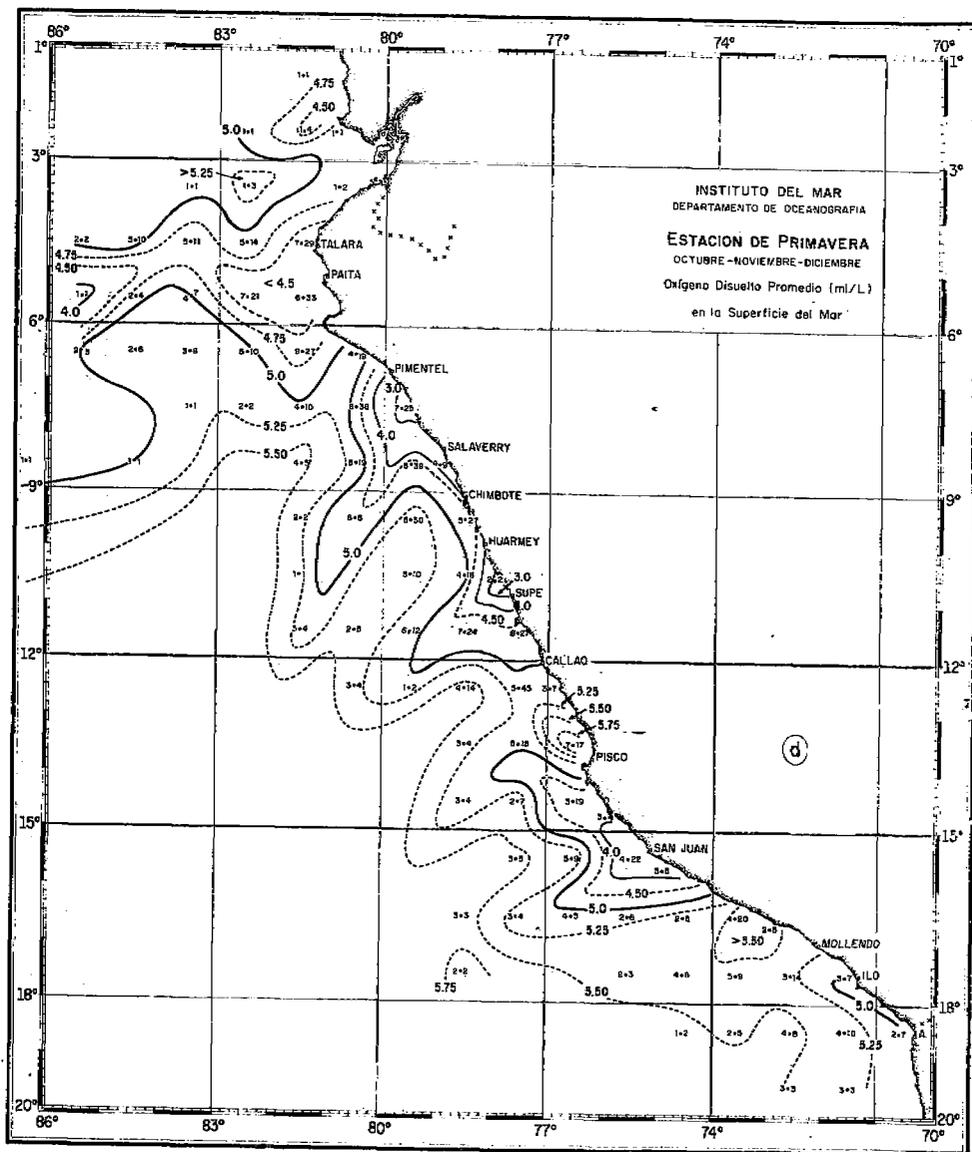


Fig. 62(d) Oxígeno disuelto promedio (ml/L) de la superficie del mar, en la primavera (Octubre-
Noviembre-Diciembre).

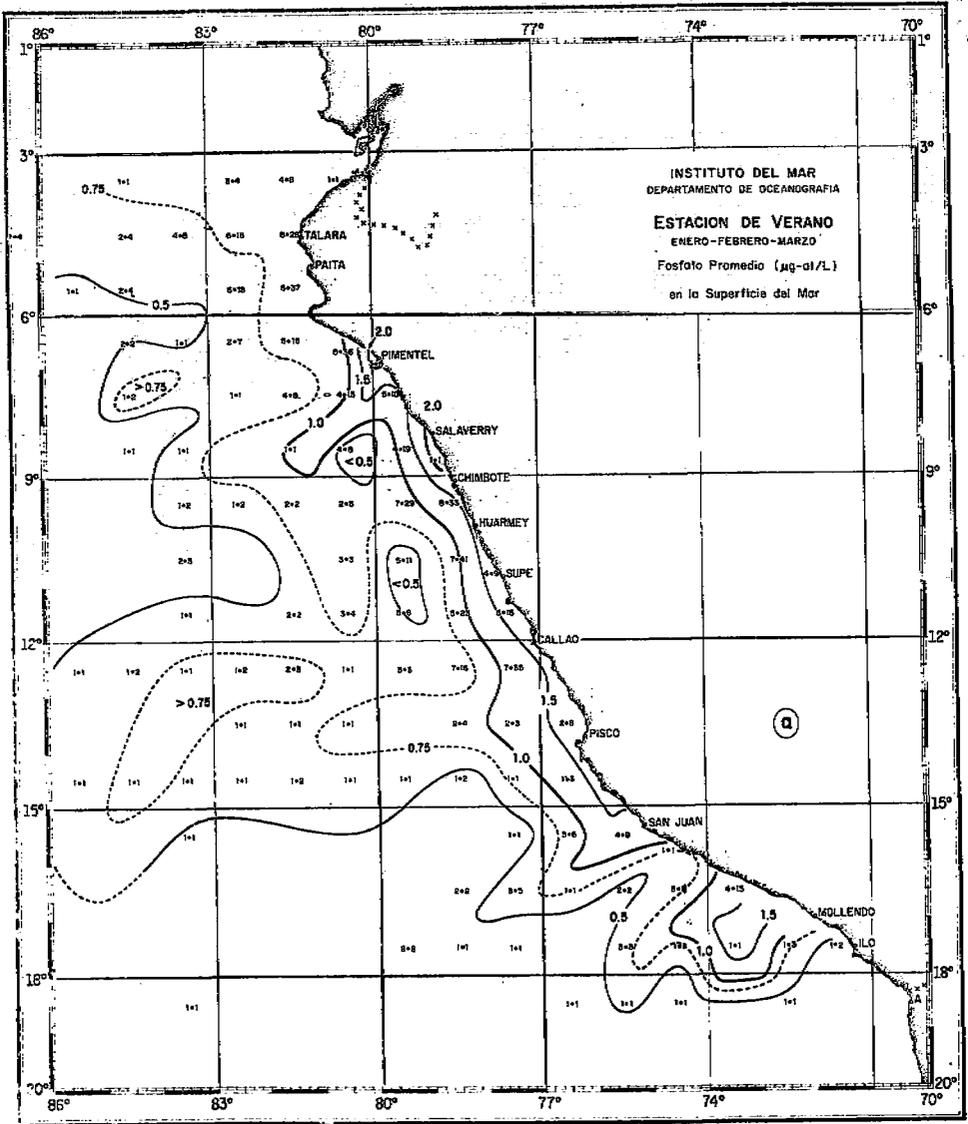


Fig. 63(a) Fosfato promedio ($\mu\text{g-at/L}$) de la superficie del mar, en el verano (Enero-Febrero-Marzo).

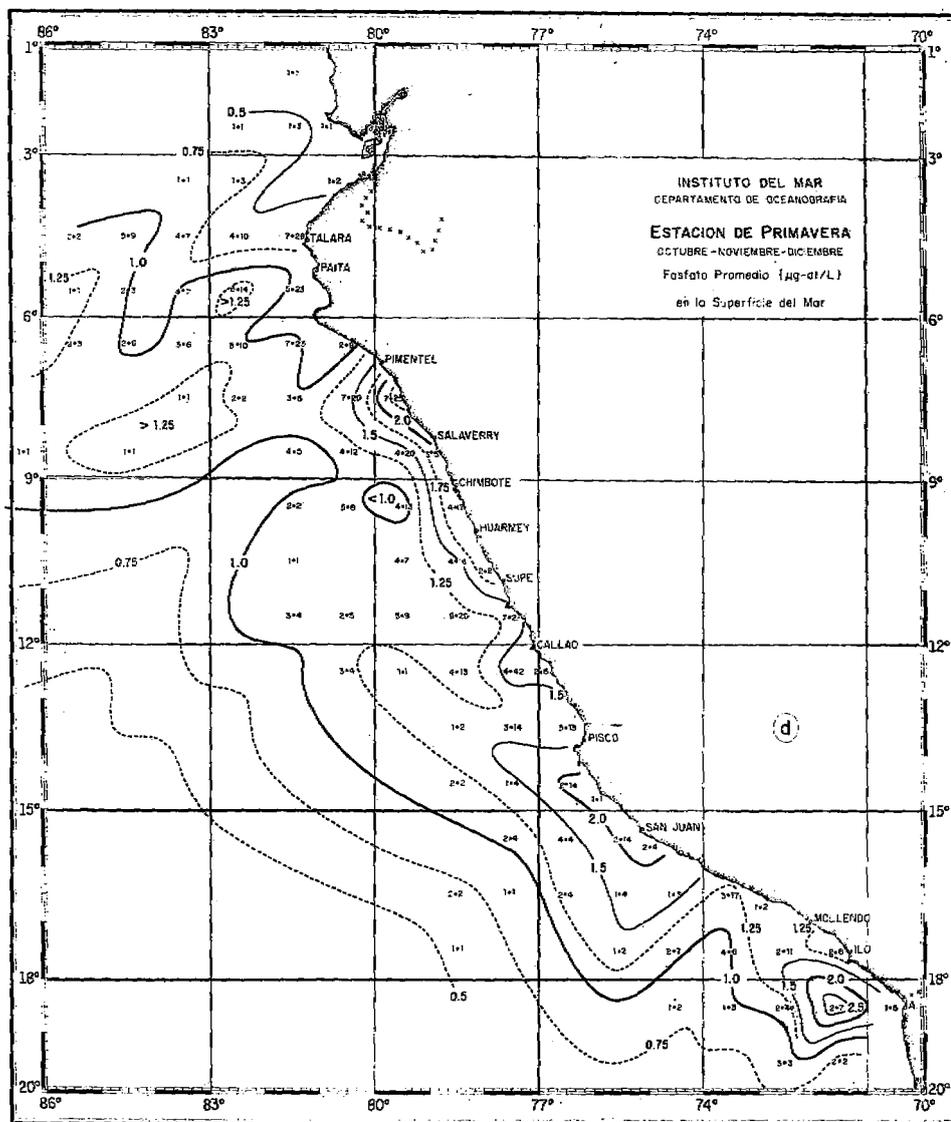


Fig. 63(d) Fosfato promedio ($\mu\text{g-at/L}$) de la superficie del mar, en la primavera (Octubre-Noviembre-Diciembre).

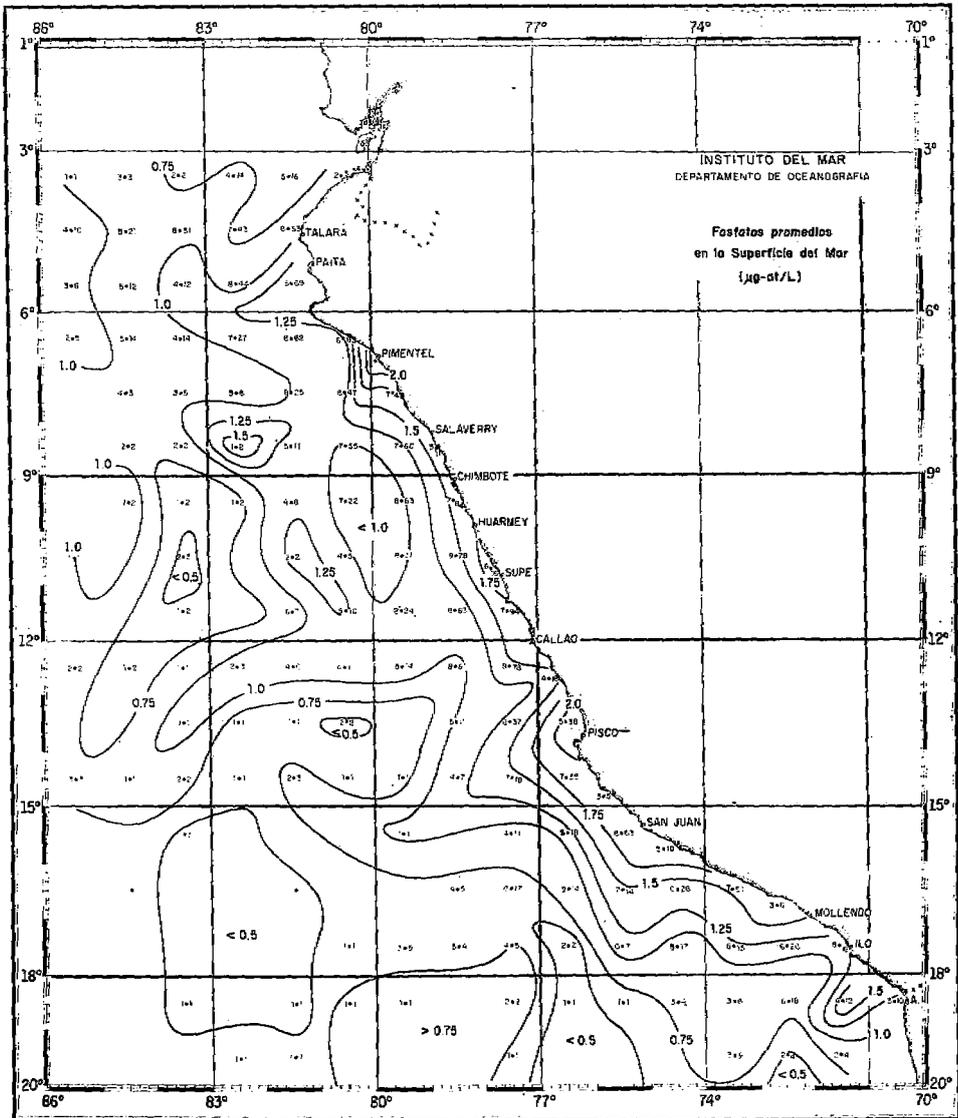


Fig. 64 Fosfatos promedios ($\mu\text{g-at/L}$) en la superficie del mar.

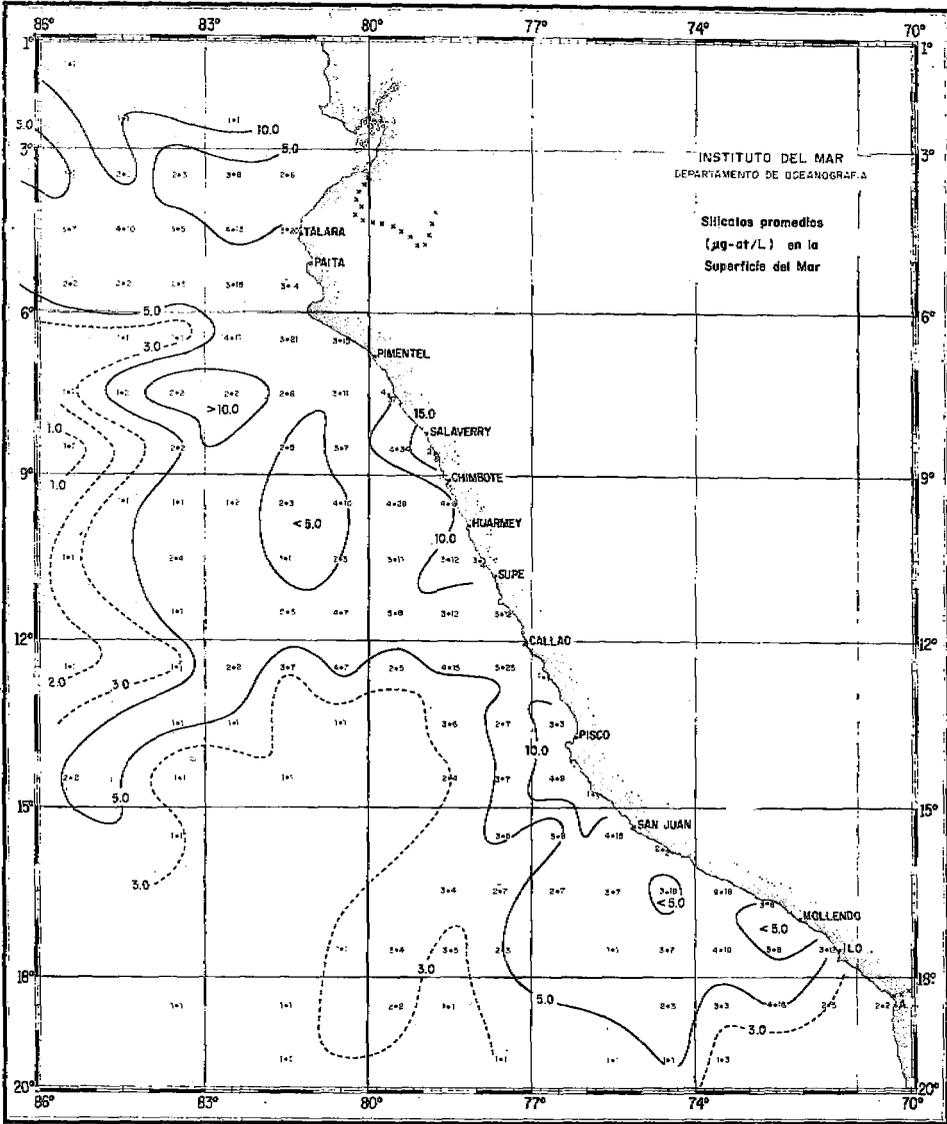


Fig. 65 Silicatos promedios ($\mu\text{g-at/L}$) en la superficie del mar.

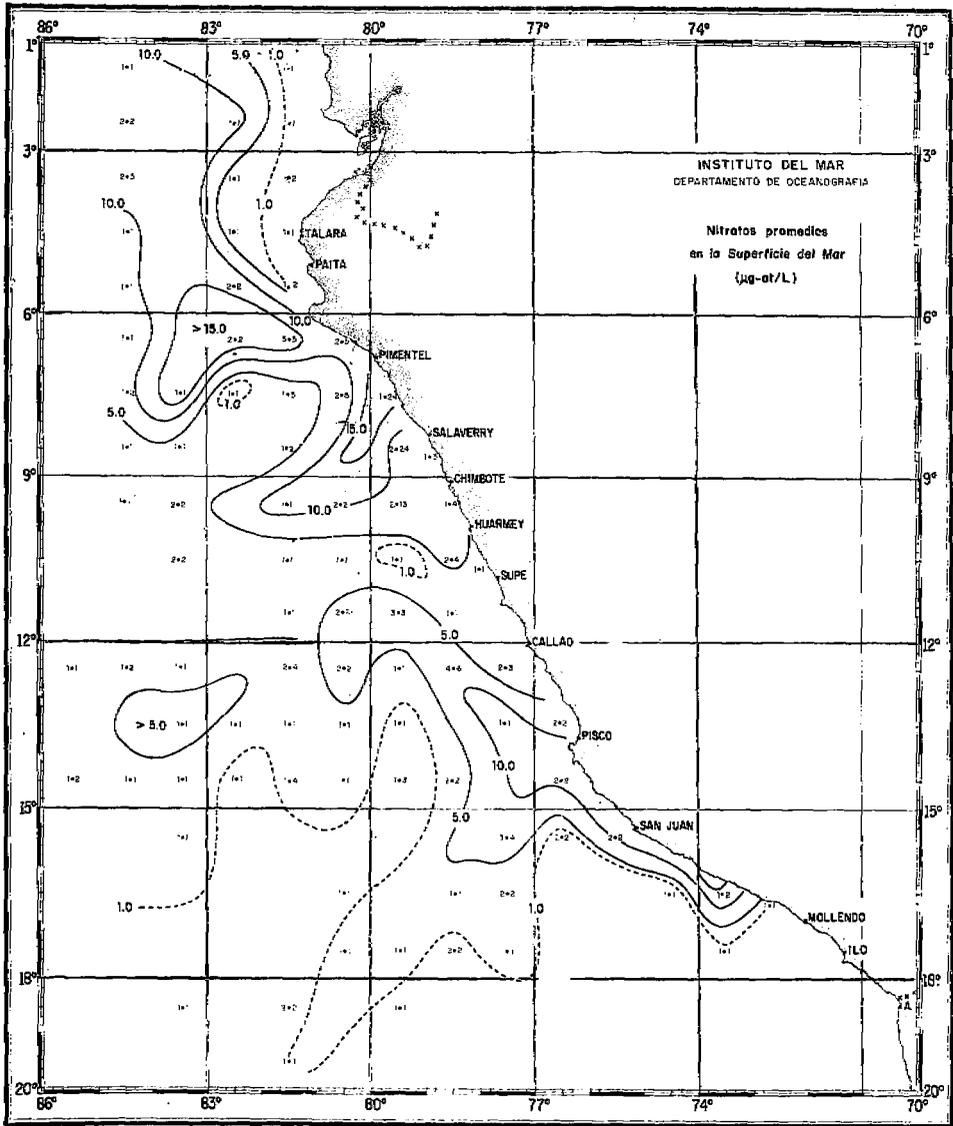


Fig. 66 Nitratos promedios (µg-at/L) en la superficie del mar.

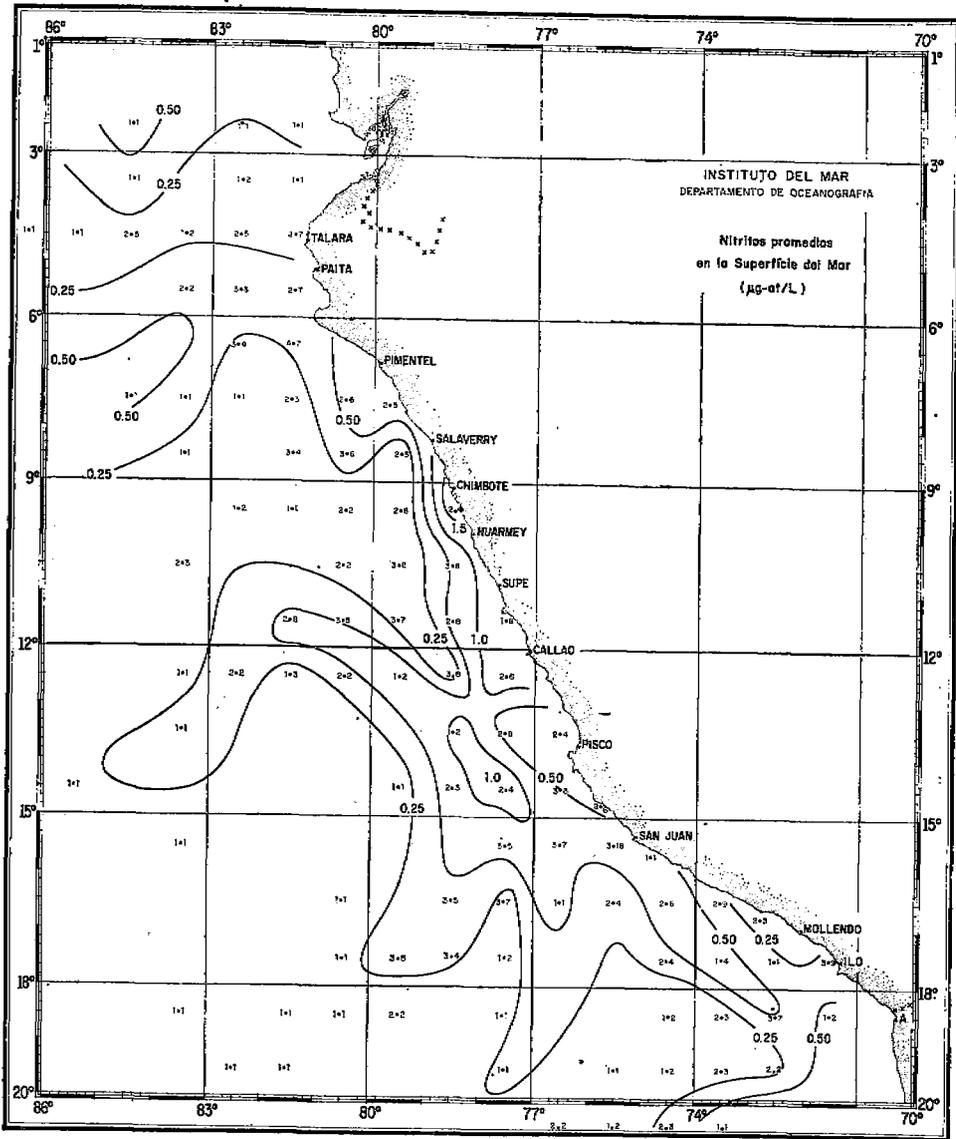


Fig. 67 Nitritos promedio ($\mu\text{g-at/L}$) en la superficie del mar.

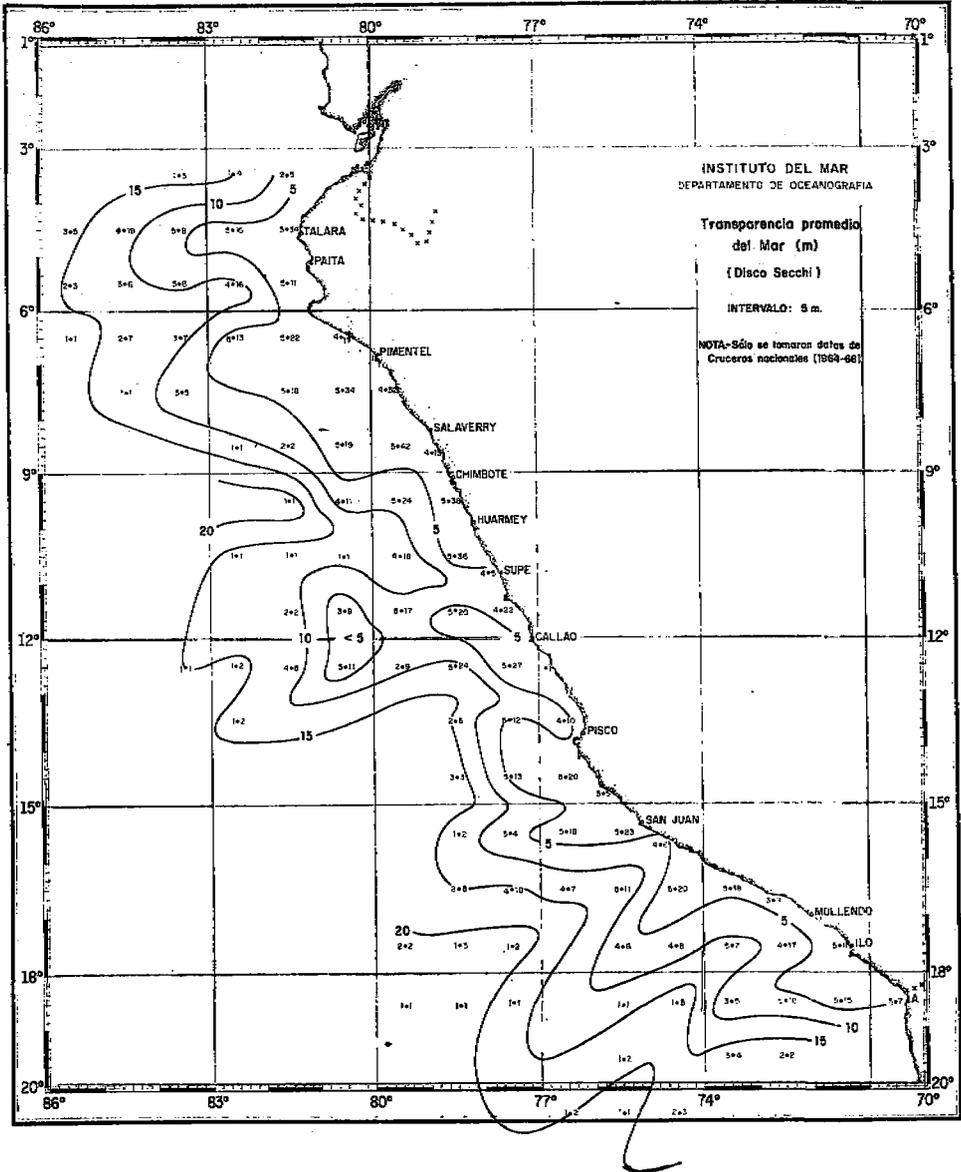


Fig. 68 Transparencia promedio del mar (m), con disco Secchi.

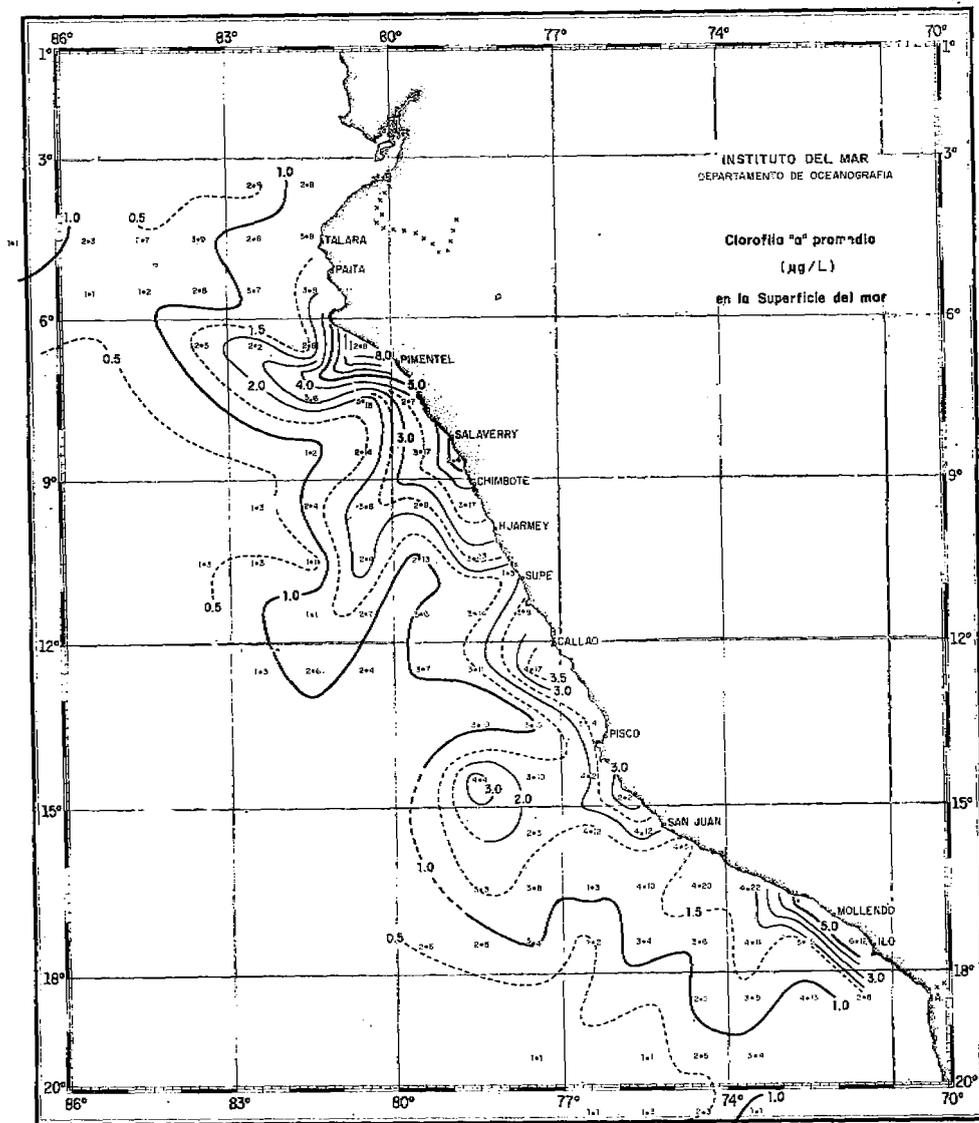


Fig. 69 Clorófila "a" promedio ($\mu\text{g/L}$) en la superficie del mar.

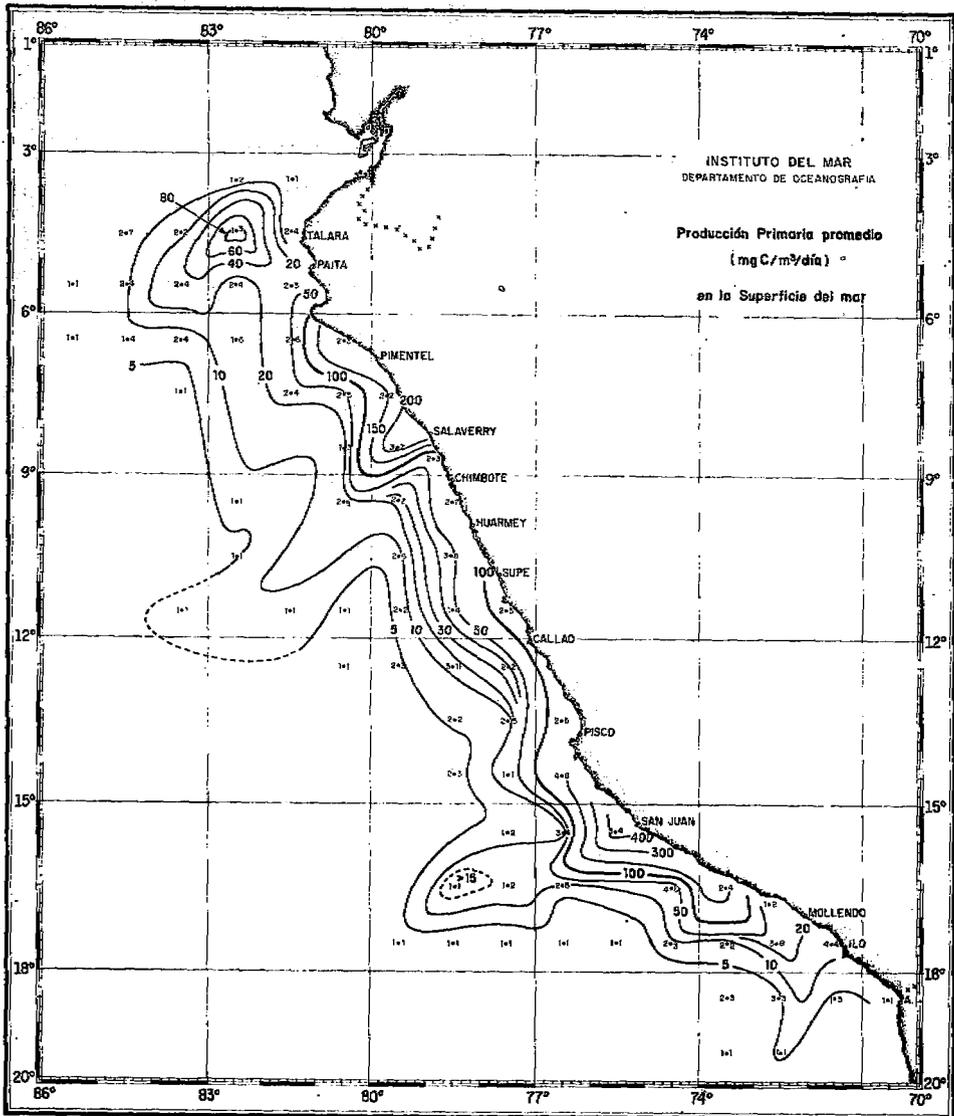


Fig. 70 Producción primaria promedio (mg C/m³/día) de la superficie del mar.

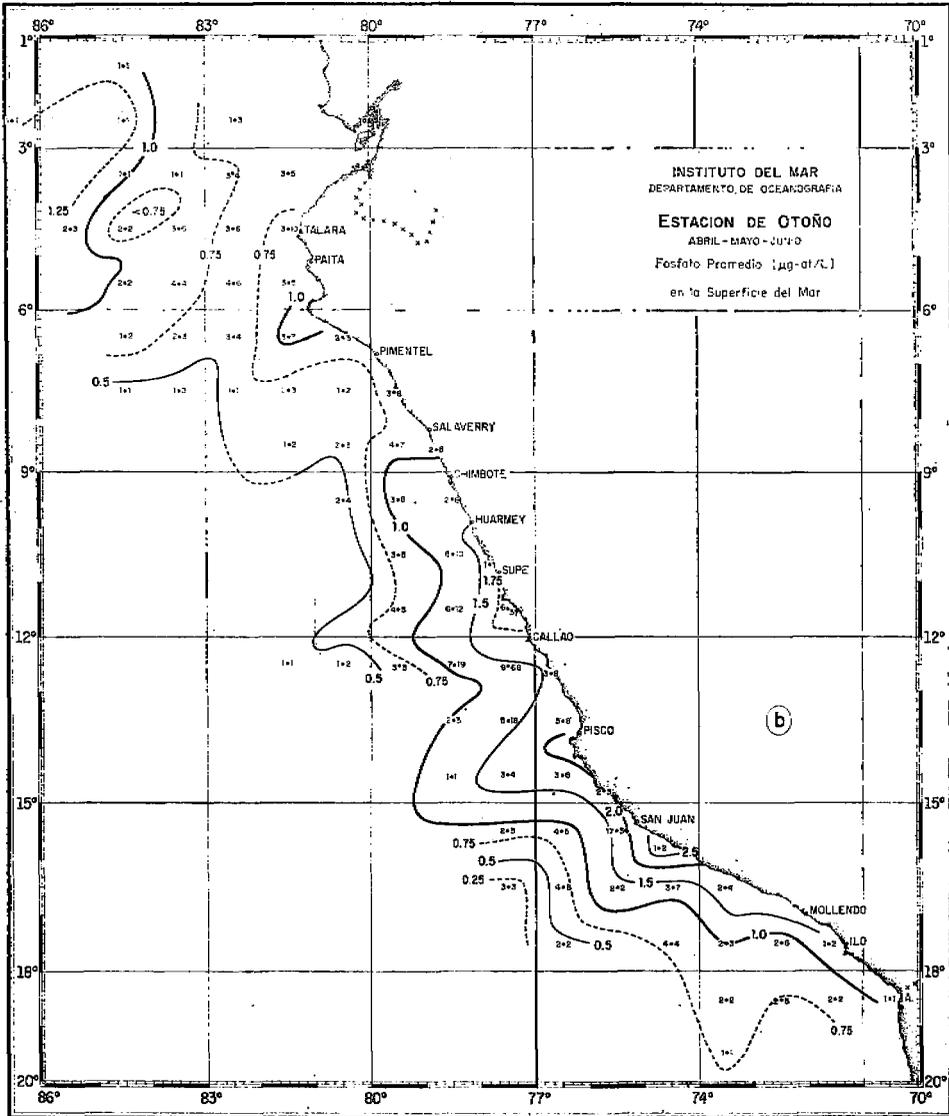


Fig. 63(b) Fosfato promedio ($\mu\text{g-at/L}$) de la superficie del mar, en el otoño (Abril-Mayo-Junio).

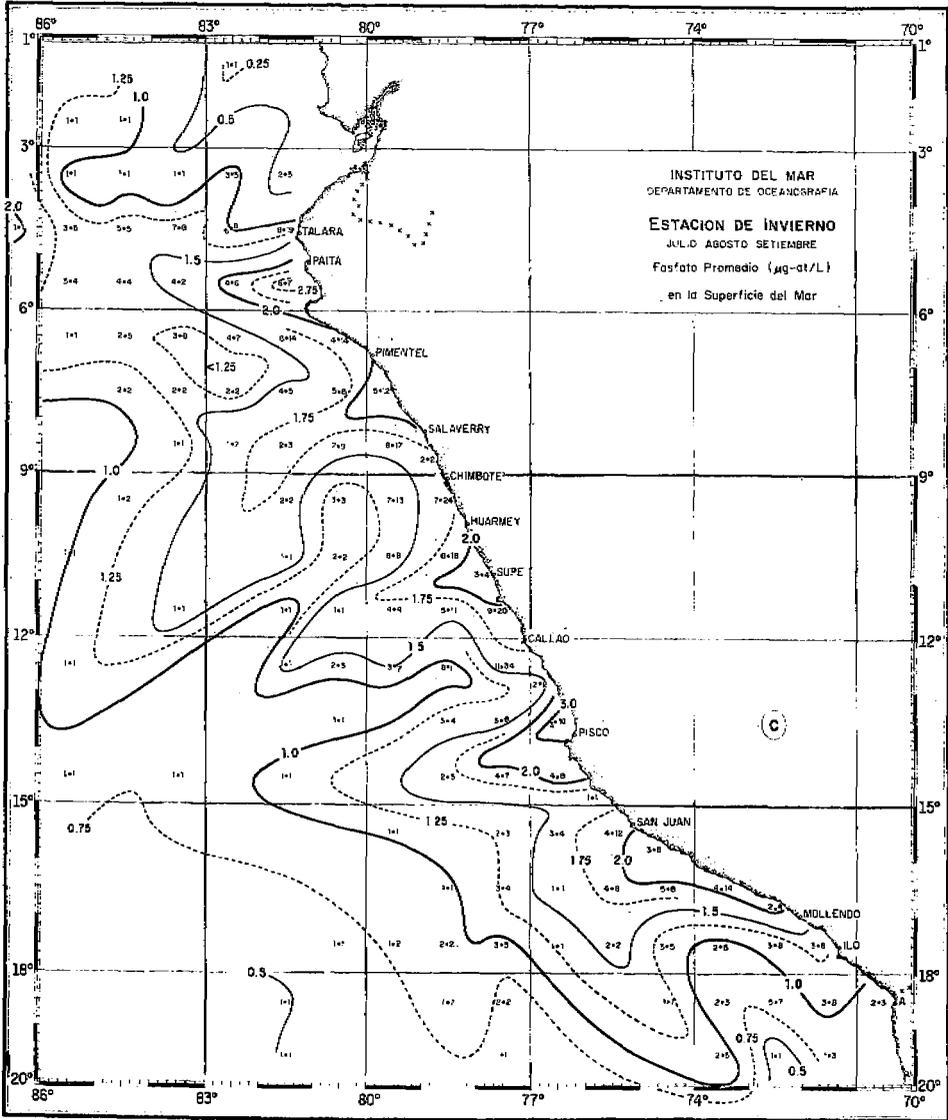


Fig. 63(c) Fosfato promedio ($\mu\text{g-at/L}$) de la superficie del mar, en el invierno (Julio-Agosto-Setiembre).

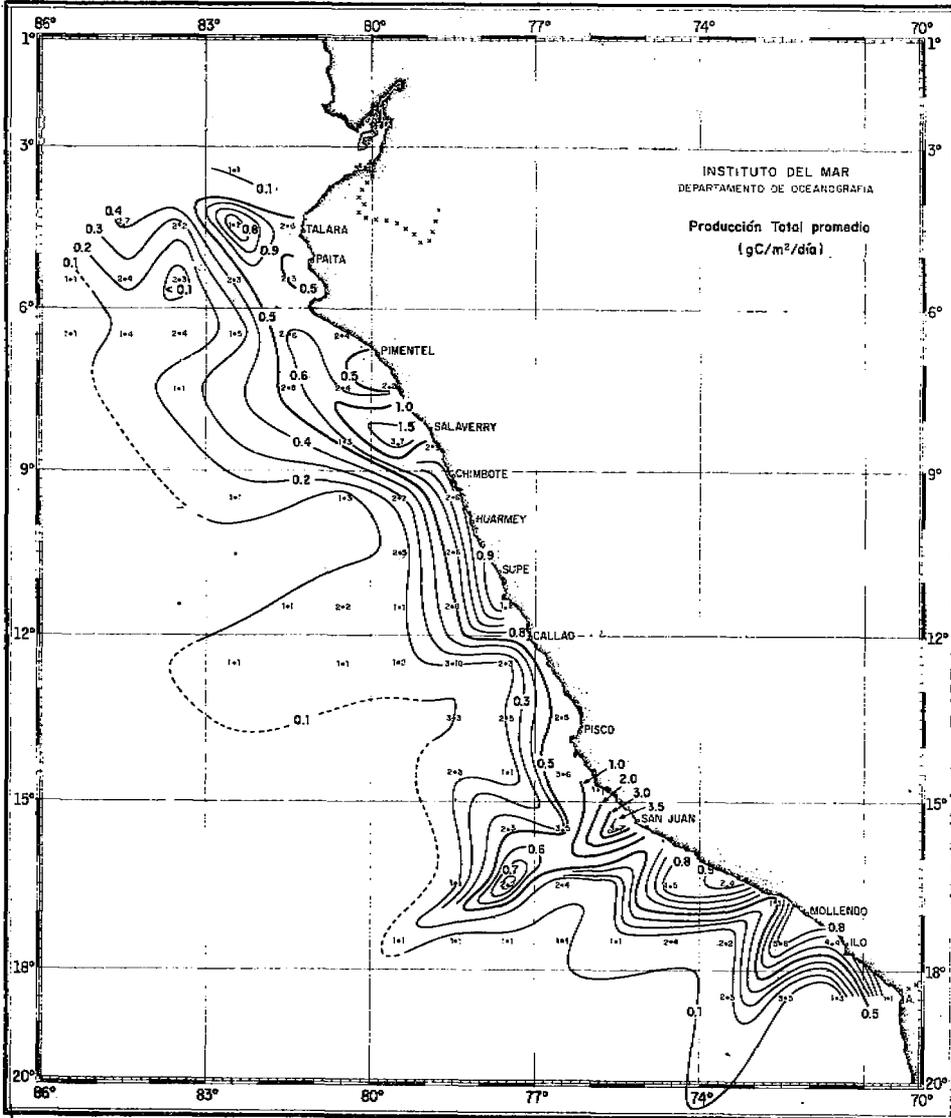


Fig. 71 Producción total promedio ($g\ C/m^2/día$) del mar.

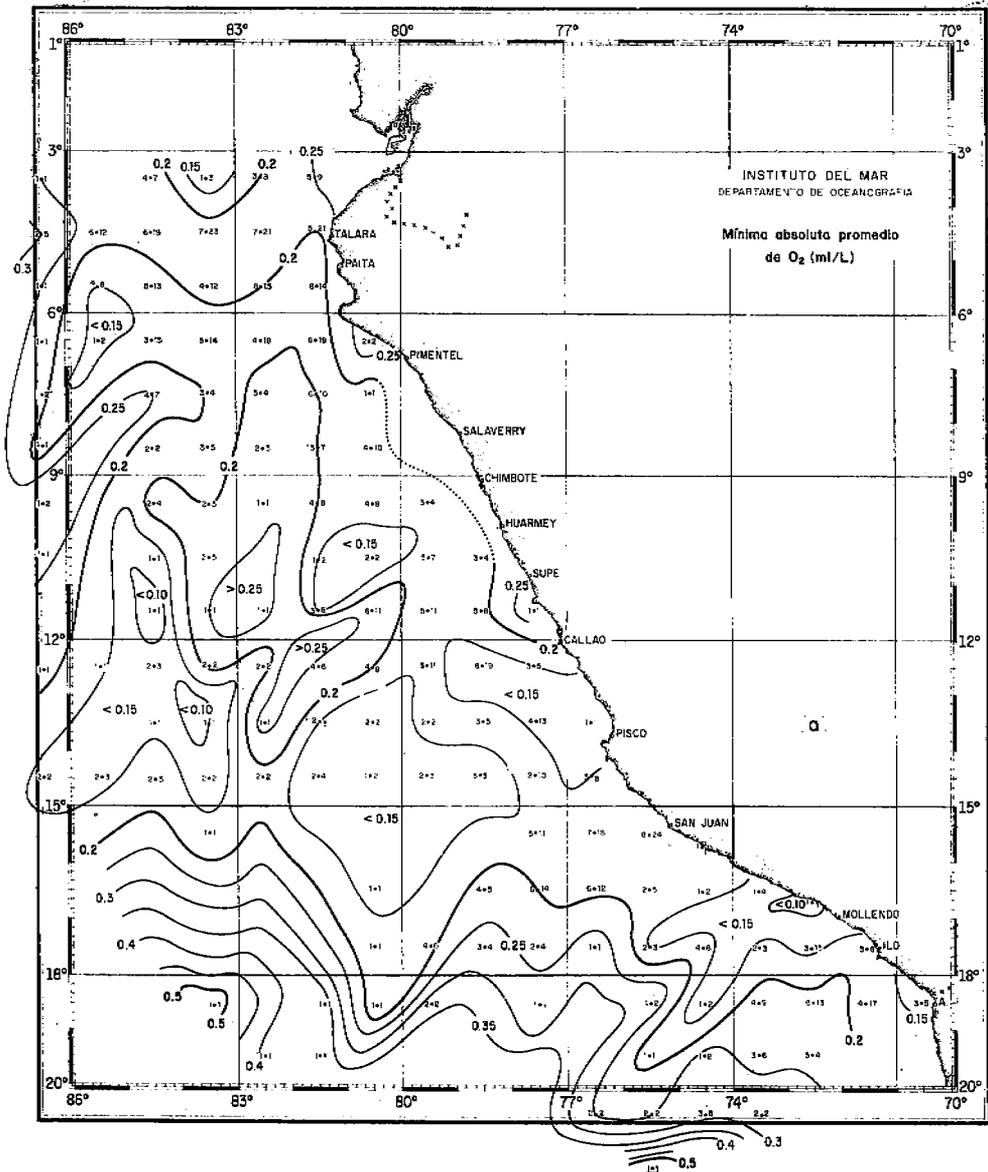


Fig. 72(a) Mínima absoluta promedio de oxígeno (ml/L).

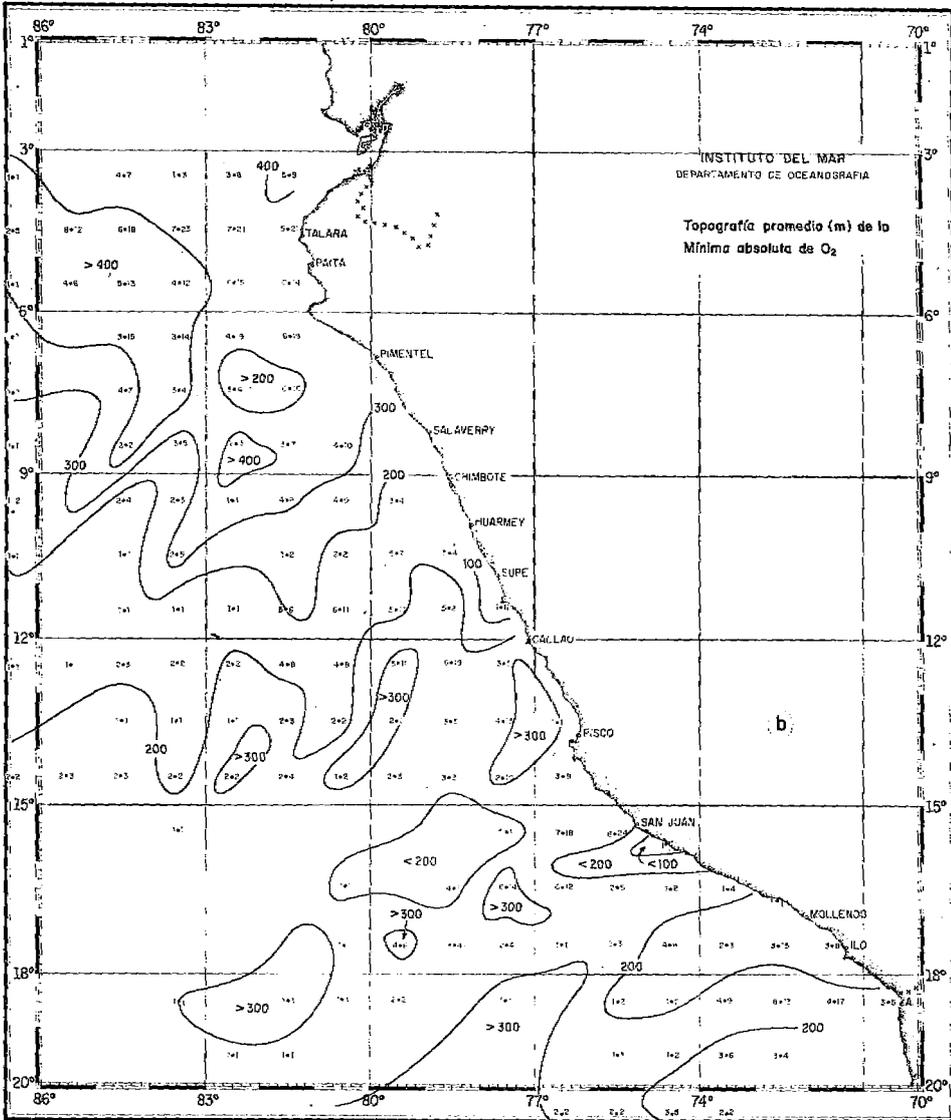


Fig. 72(b) Topografía promedio (m) de la mínima absoluta de oxígeno.

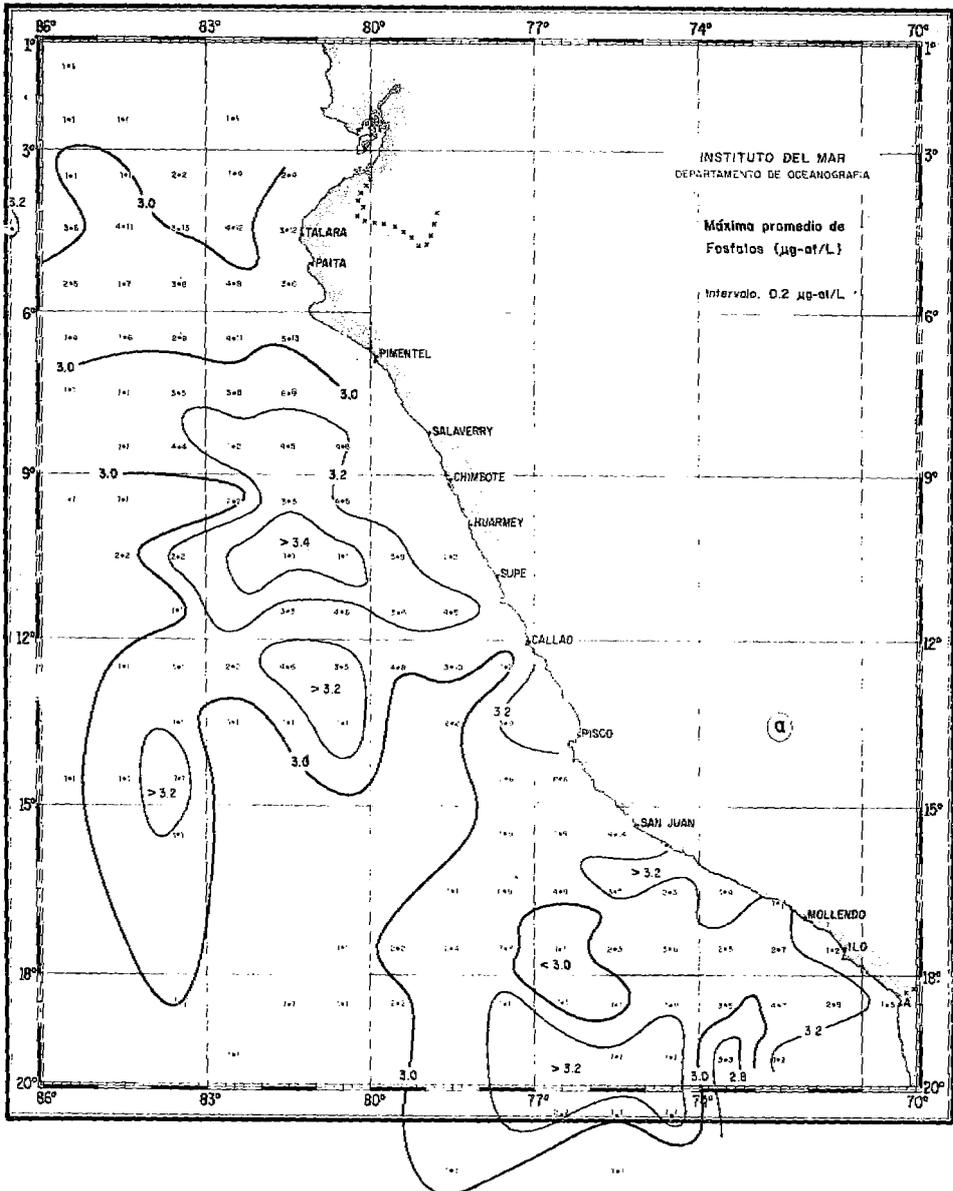


Fig. 73(a) Máxima promedio de fosfatos ($\mu\text{g-at/L}$).

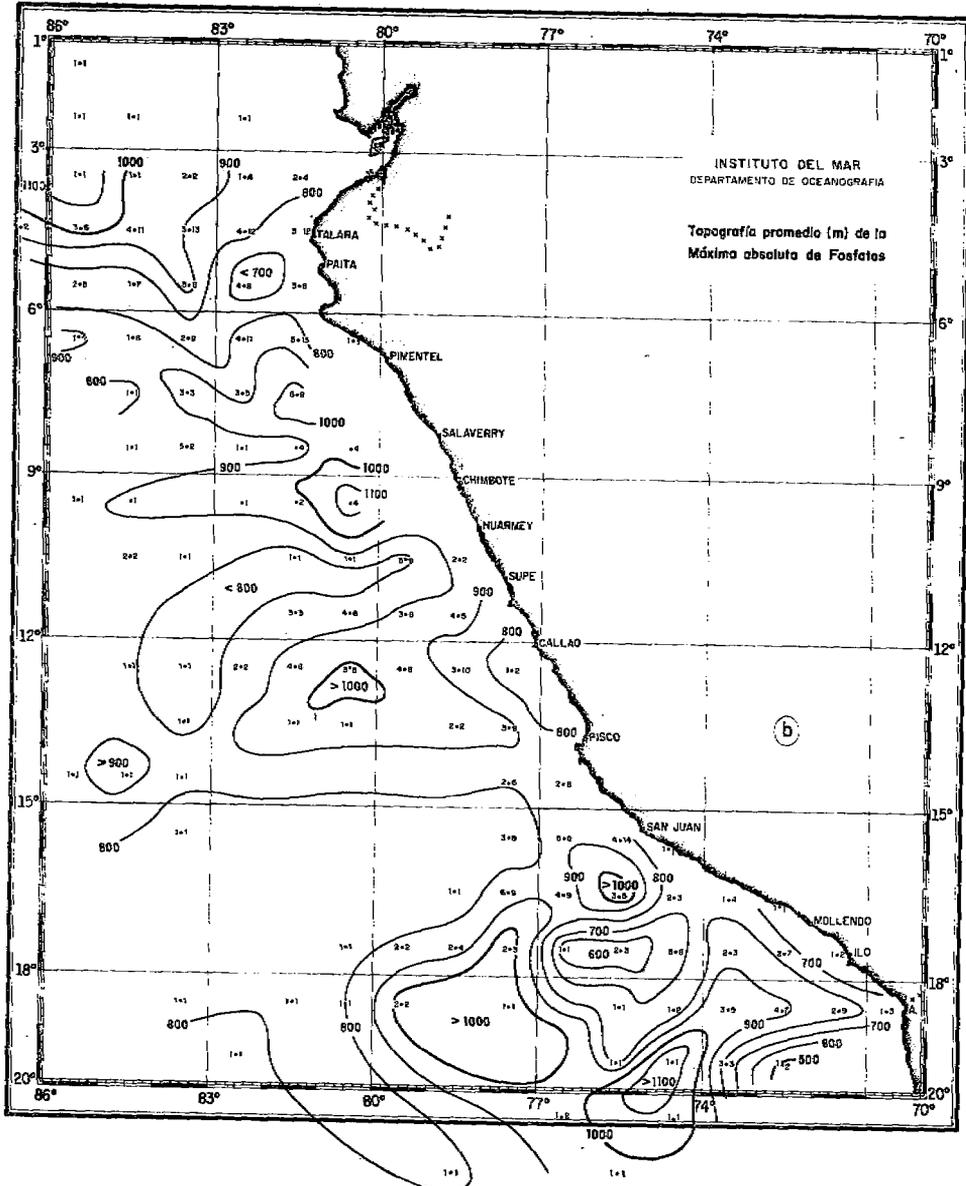


Fig. 73(b) Topografía promedio (m) de la máxima de fosfatos.

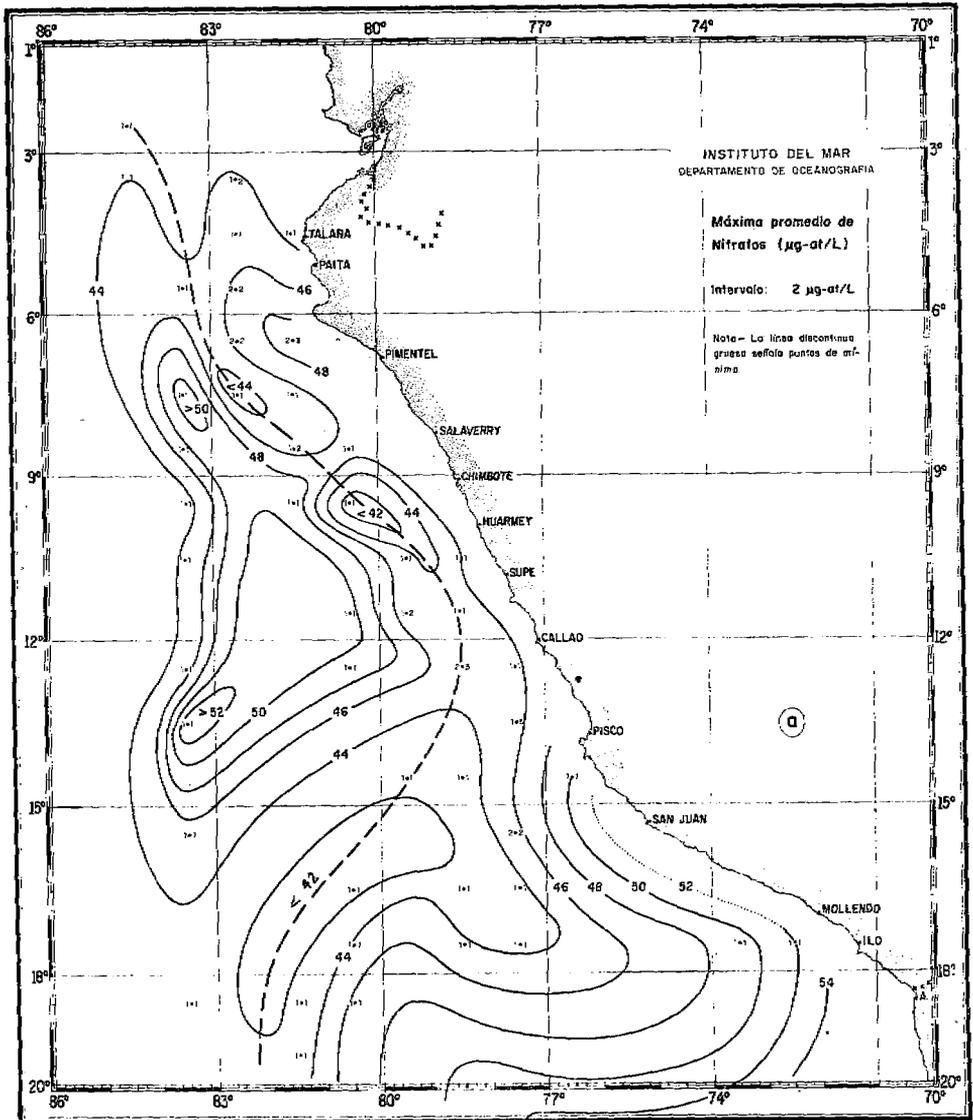


Fig. 74(a) Máxima promedio de nitratos ($\mu\text{g-at/L}$).

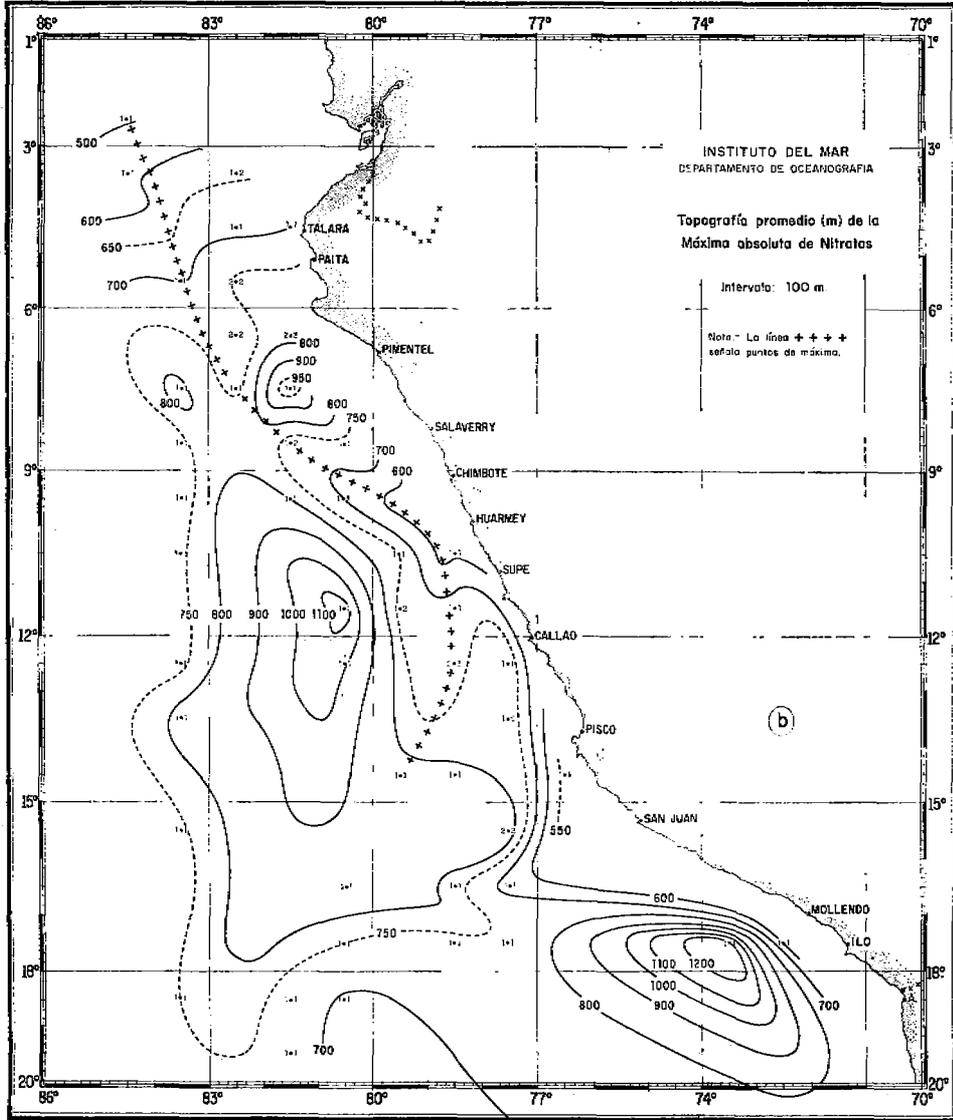


Fig. 74(b) Topografía promedio (m) de la máxima de nitratos.

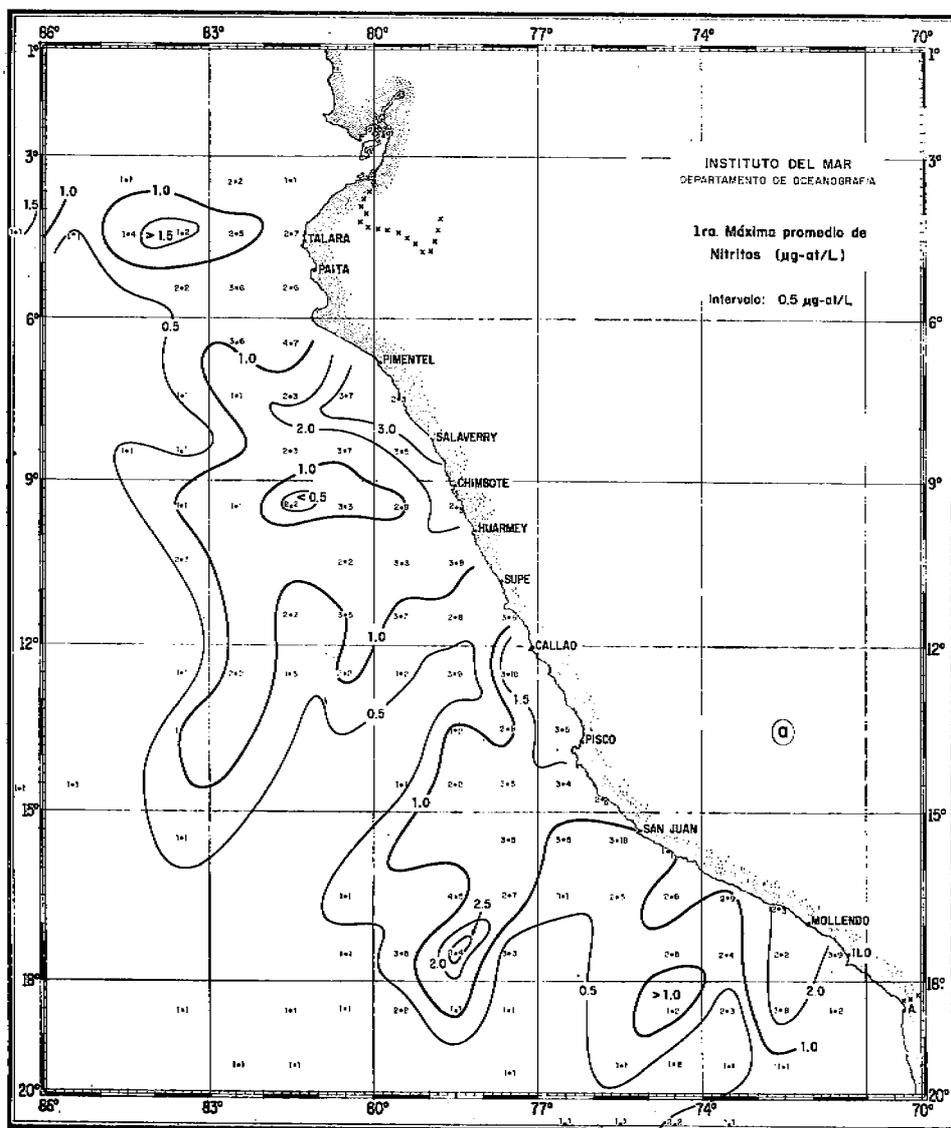


Fig. 75(a) Primera máxima promedio de nitritos ($\mu\text{g-at/L}$).

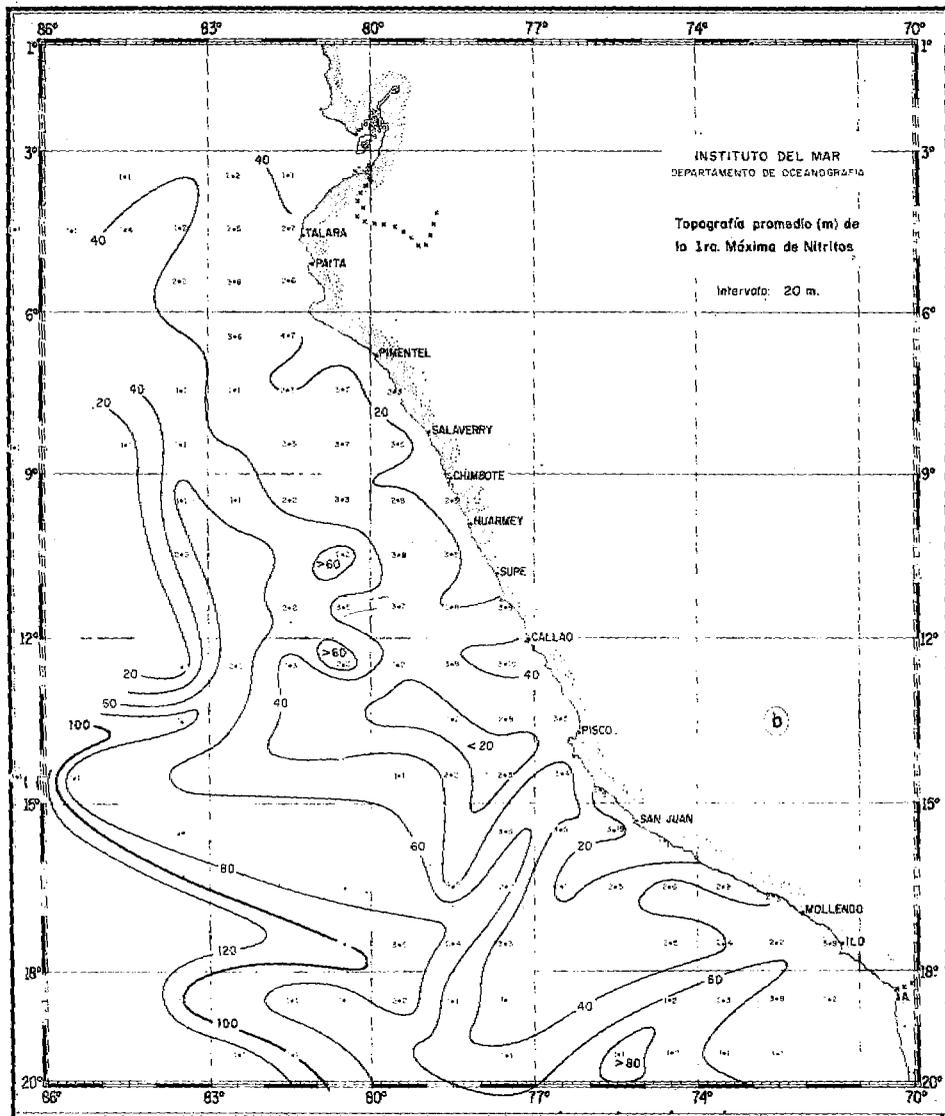


Fig. 75(b) Topografía promedio (m) de la primera máxima de nitritos.

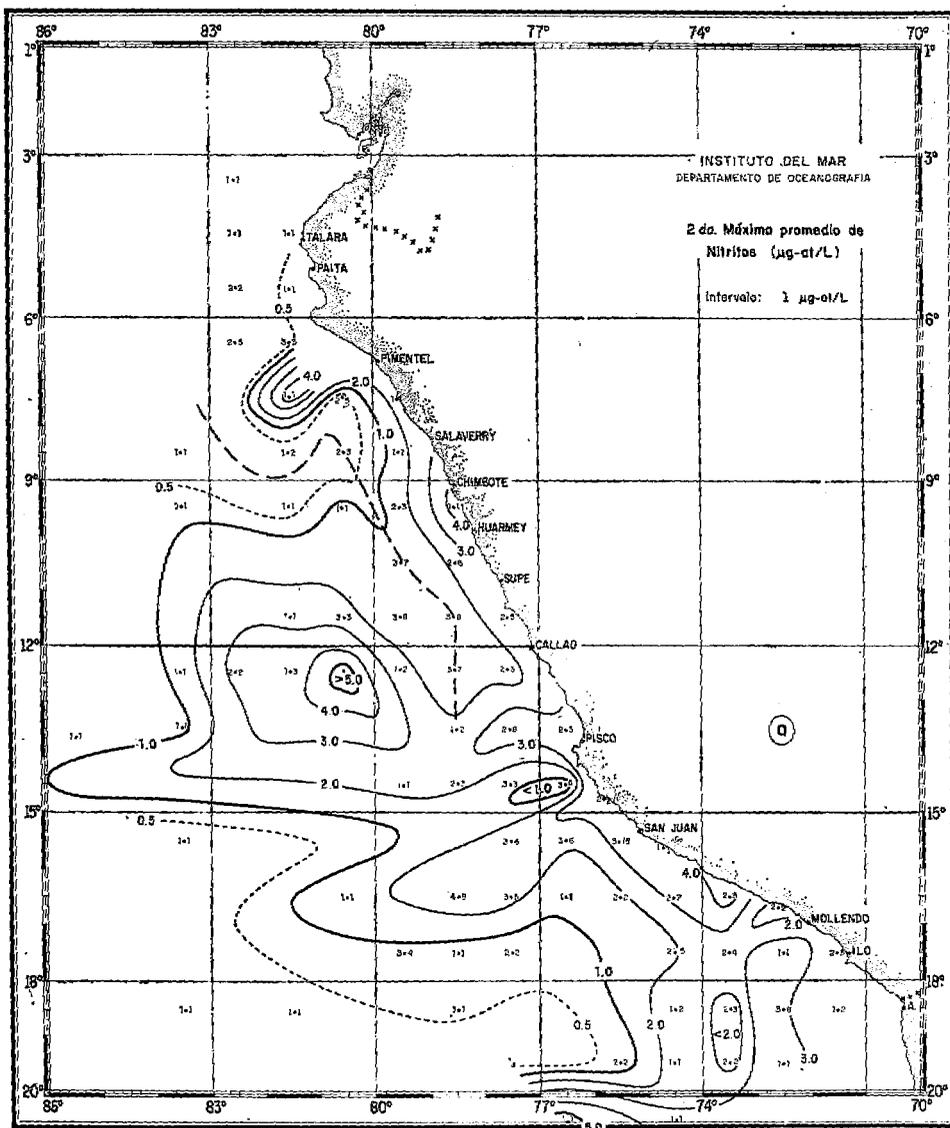


Fig. 76(a) Segunda máxima promedio de nitritos ($\mu\text{g-at/L}$).

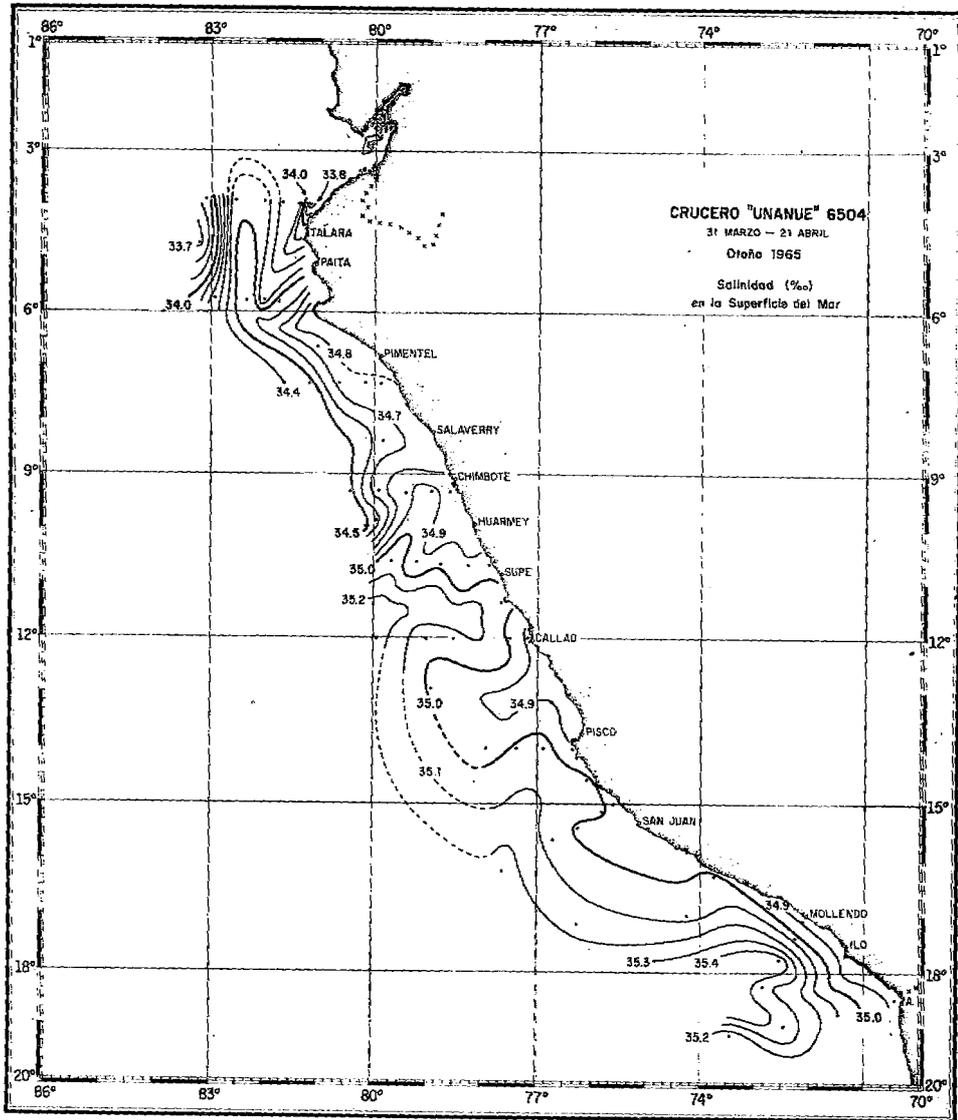


Fig. 78 Salinidad (‰) en la superficie del mar, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.

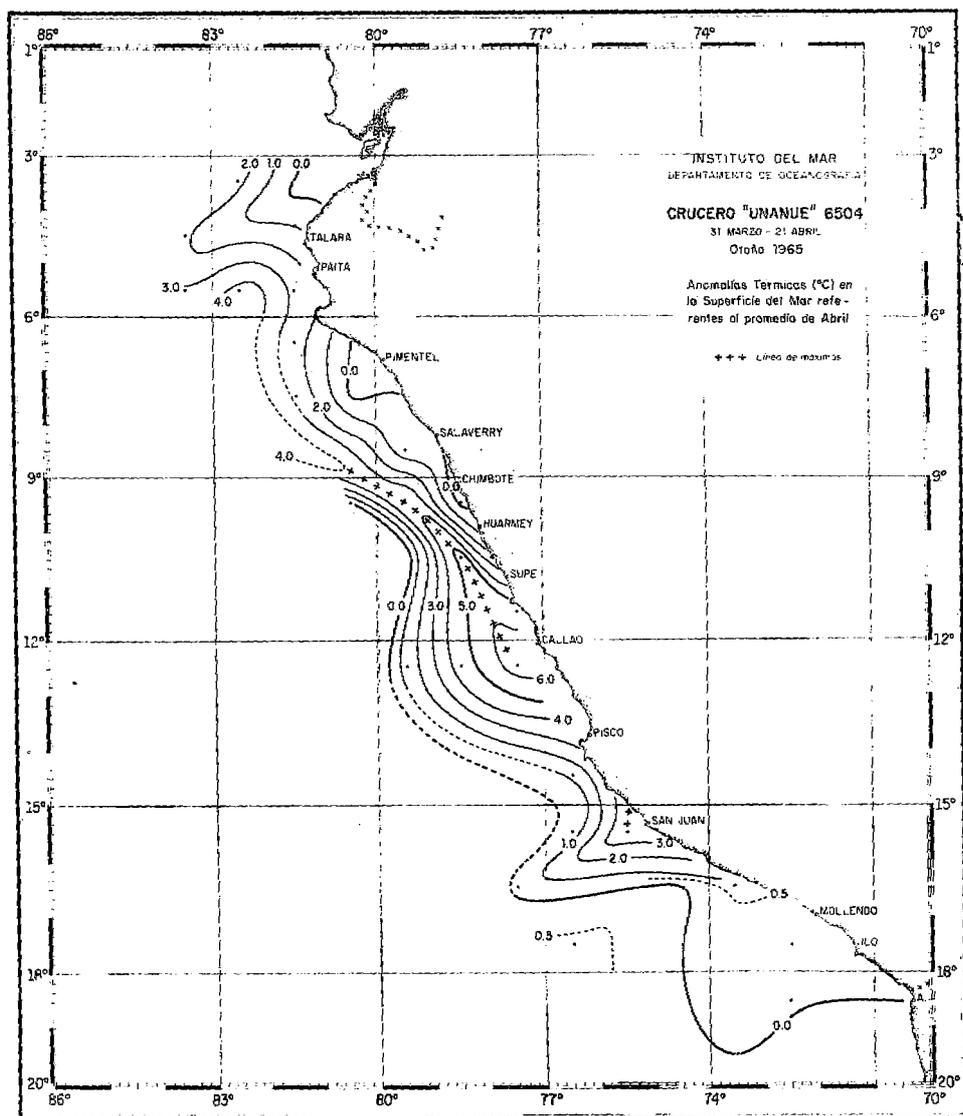


Fig. 79 Anomalías térmicas (°C) en la superficie del mar, con datos del C.U. 6504, 31 de Marzo/ 21 Abril 1965.

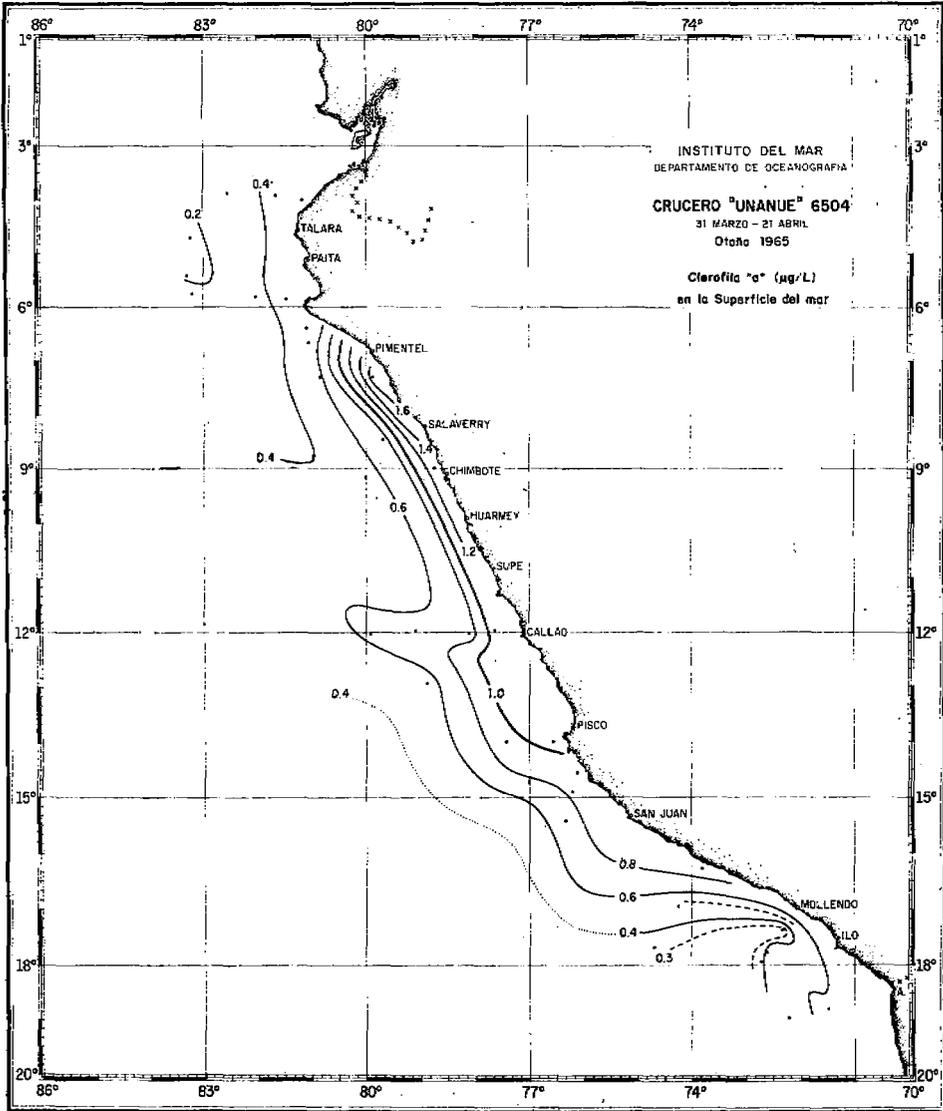


Fig. 80 Clorófila "a" ($\mu\text{g/L}$) en la superficie del mar, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.

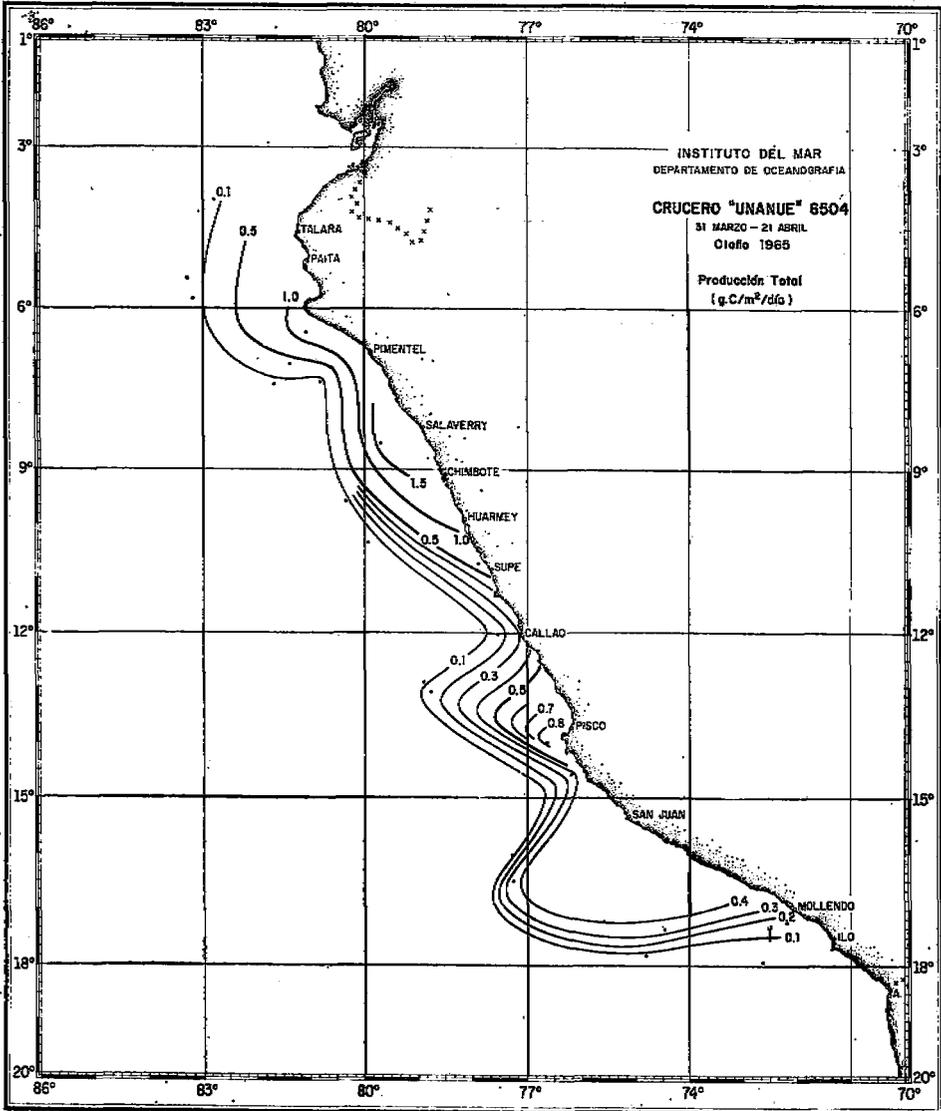


Fig. 81 Producción total (g C/m²/día) del mar, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.

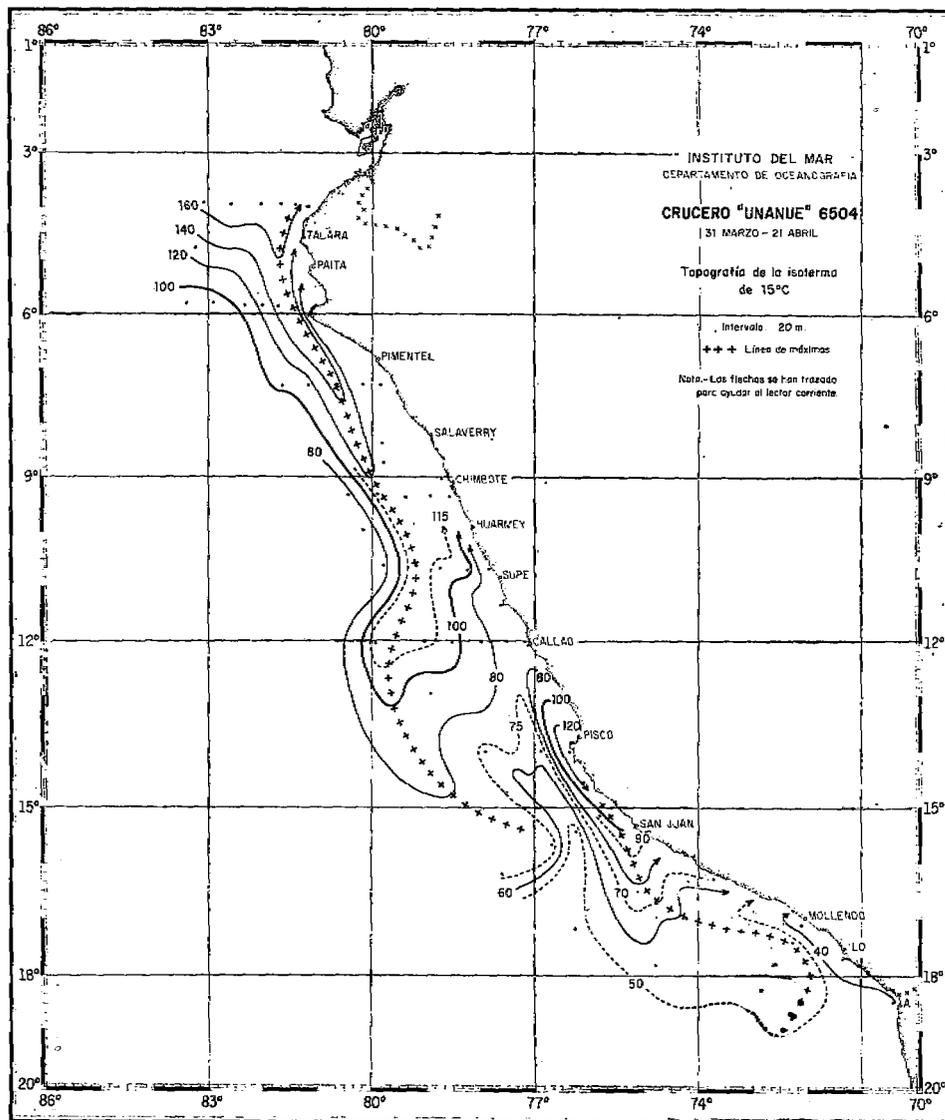


Fig. 82 Topografía (m) de la isoterma de 15°C, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.

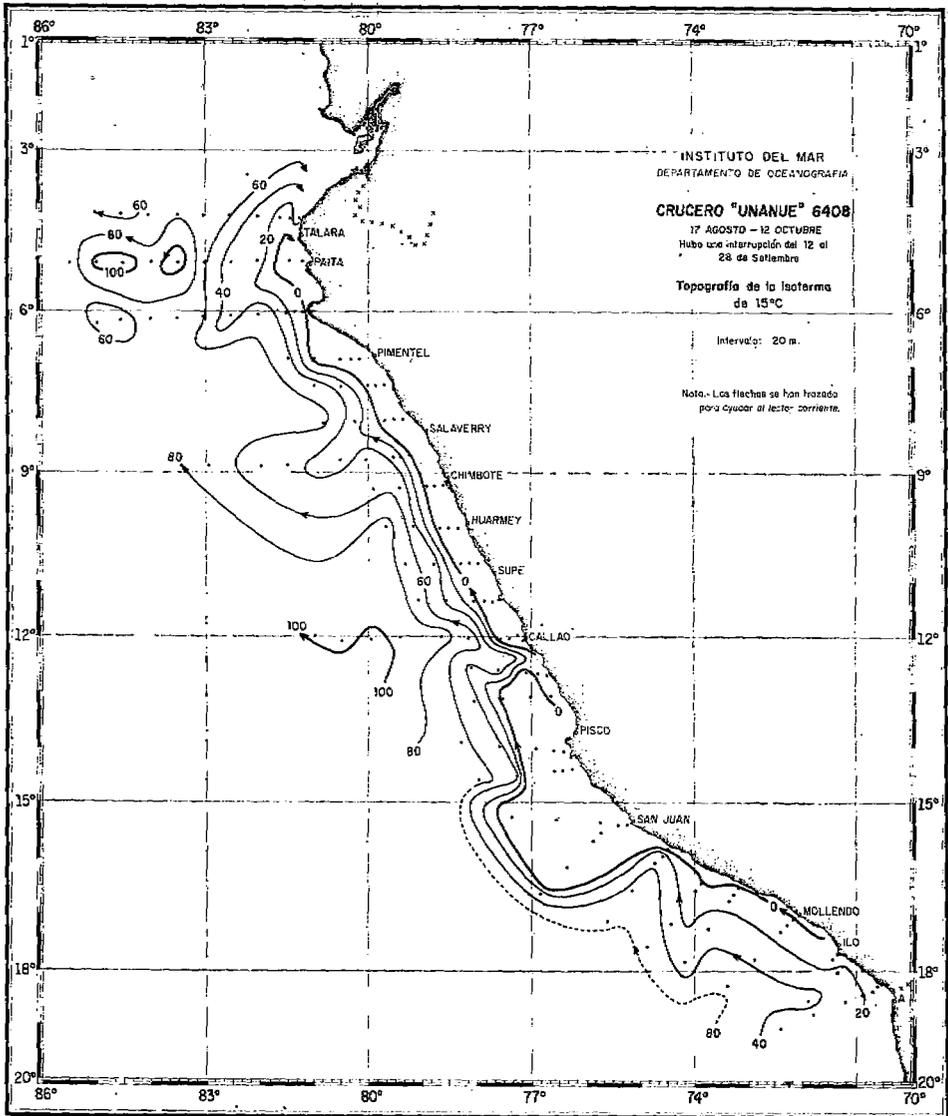


Fig. 83 Topografía (m) de la Isoterma de 15°C, con datos del C.U. 6408, 17 Agosto/12 Octubre 1964.

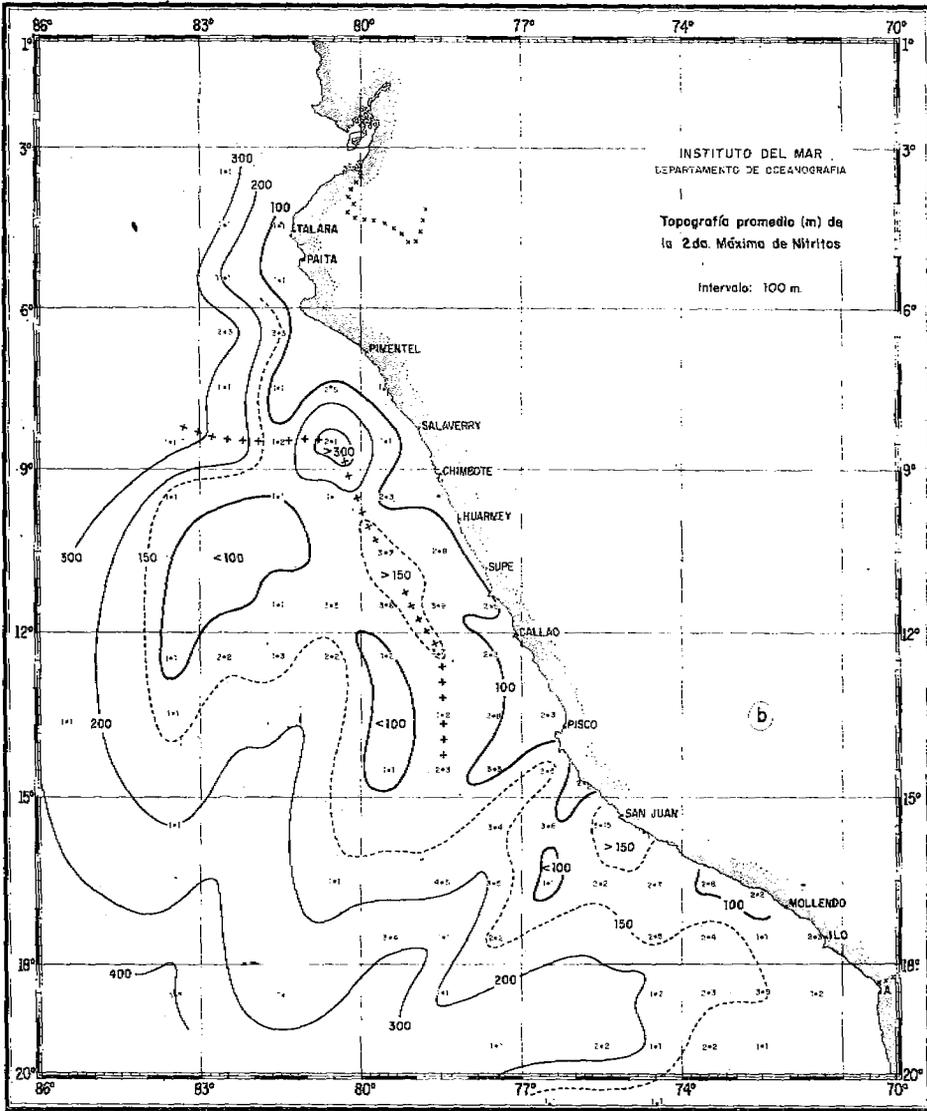


Fig. 76(b) Topografía promedio (m) de la segunda máxima de nitratos.

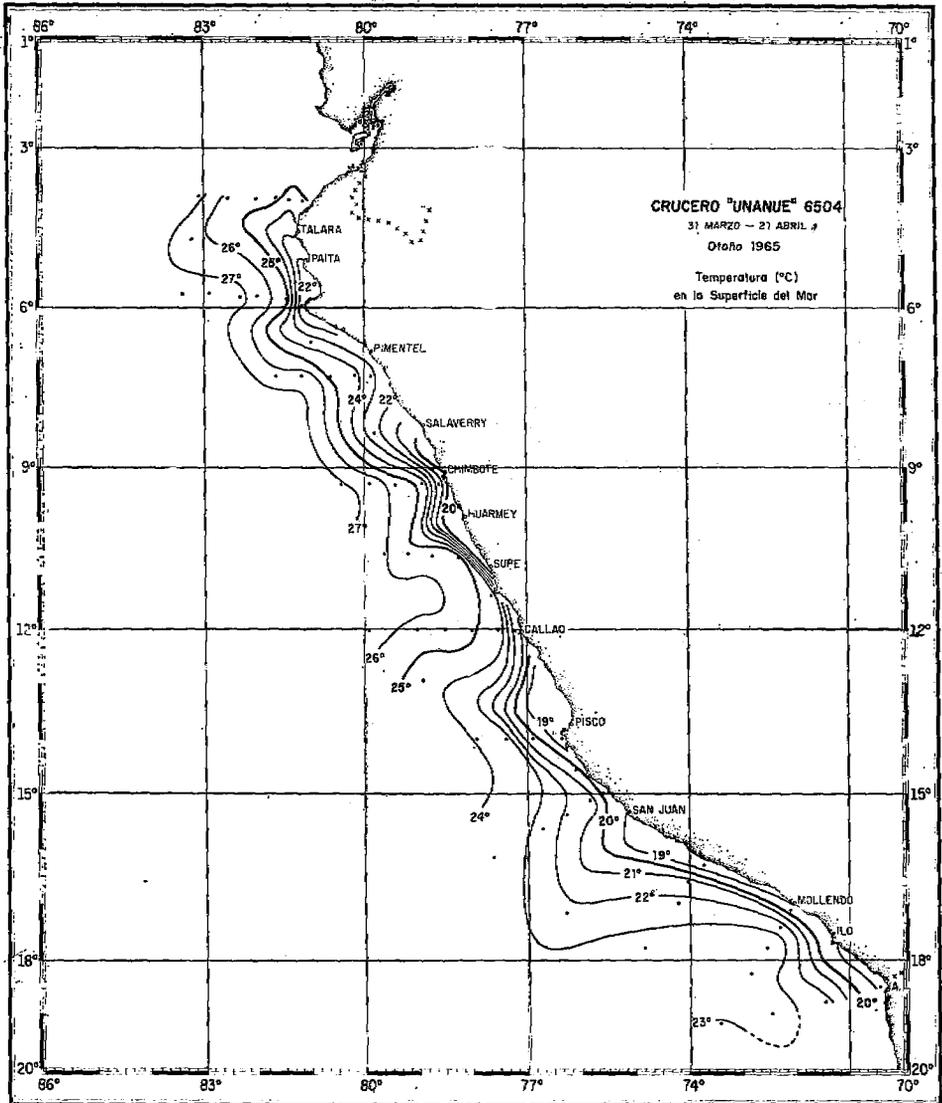


Fig. 77 Temperatura (°C) en la superficie del mar, con datos del C.U. 6504, 31 Marzo/21 Abril 1965.

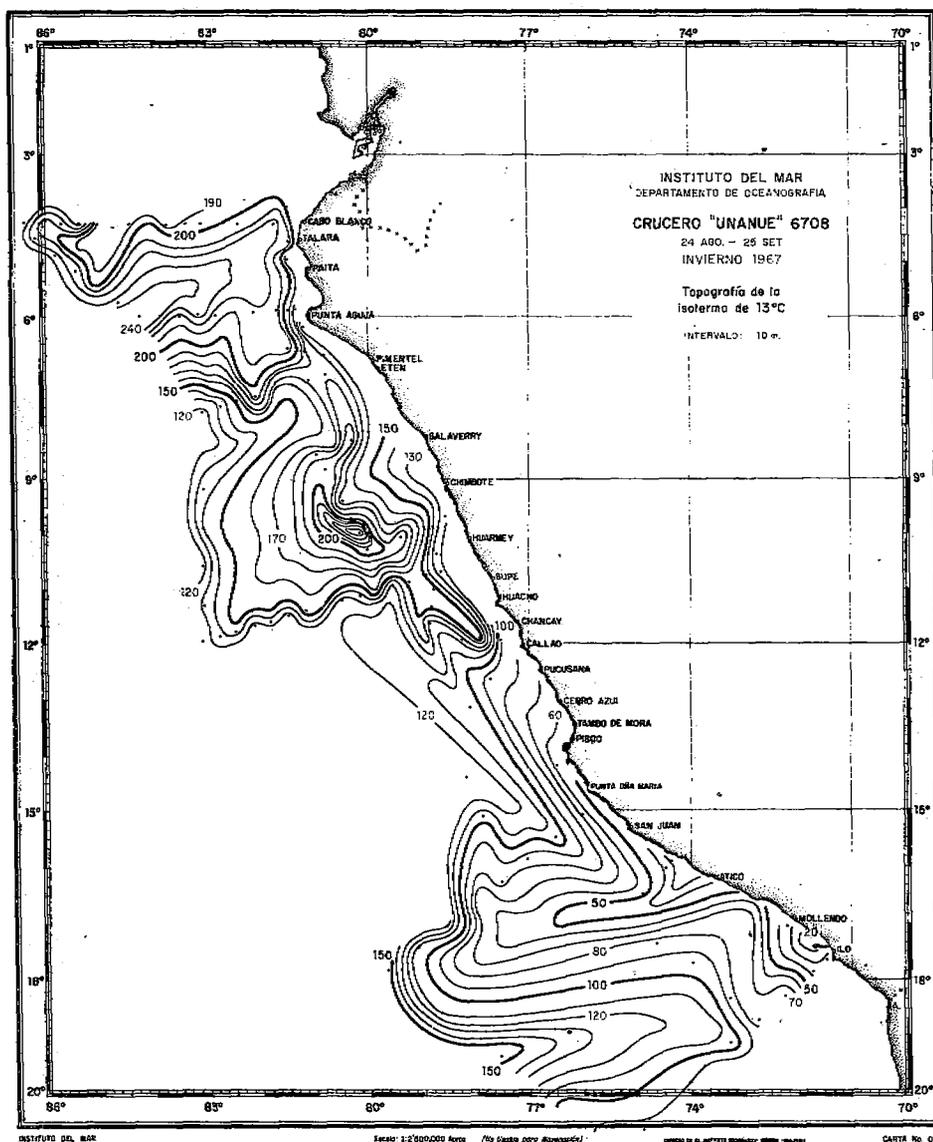


Fig. 84 Topografía (m) de la isoterma de 13°C, con datos del C.U. 6708, 24 Agosto/25 Setiembre 1967.

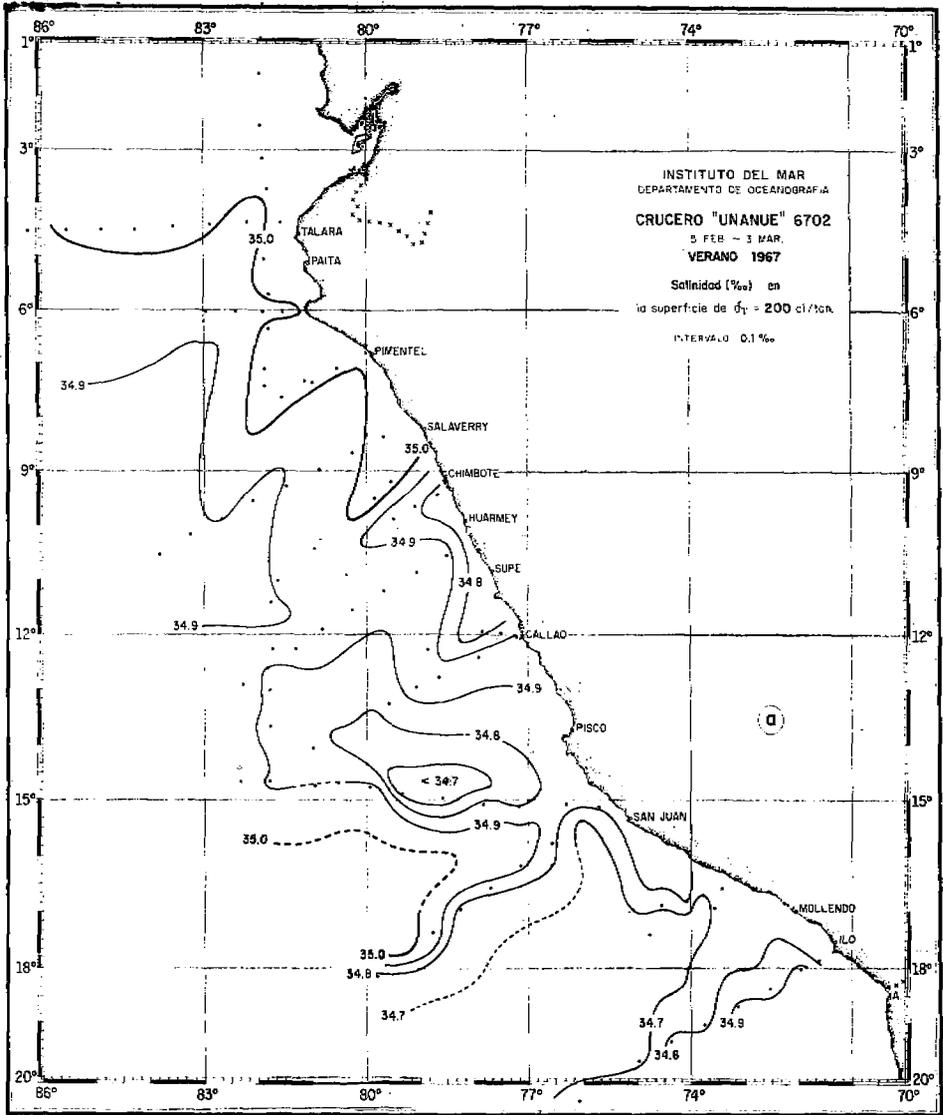


Fig. 85(a) Distribución de la salinidad (‰) en la superficie de $\delta_T = 200$ cl/ton, con datos del C.U. 6702, 5 Febrero/3 Marzo 1967.

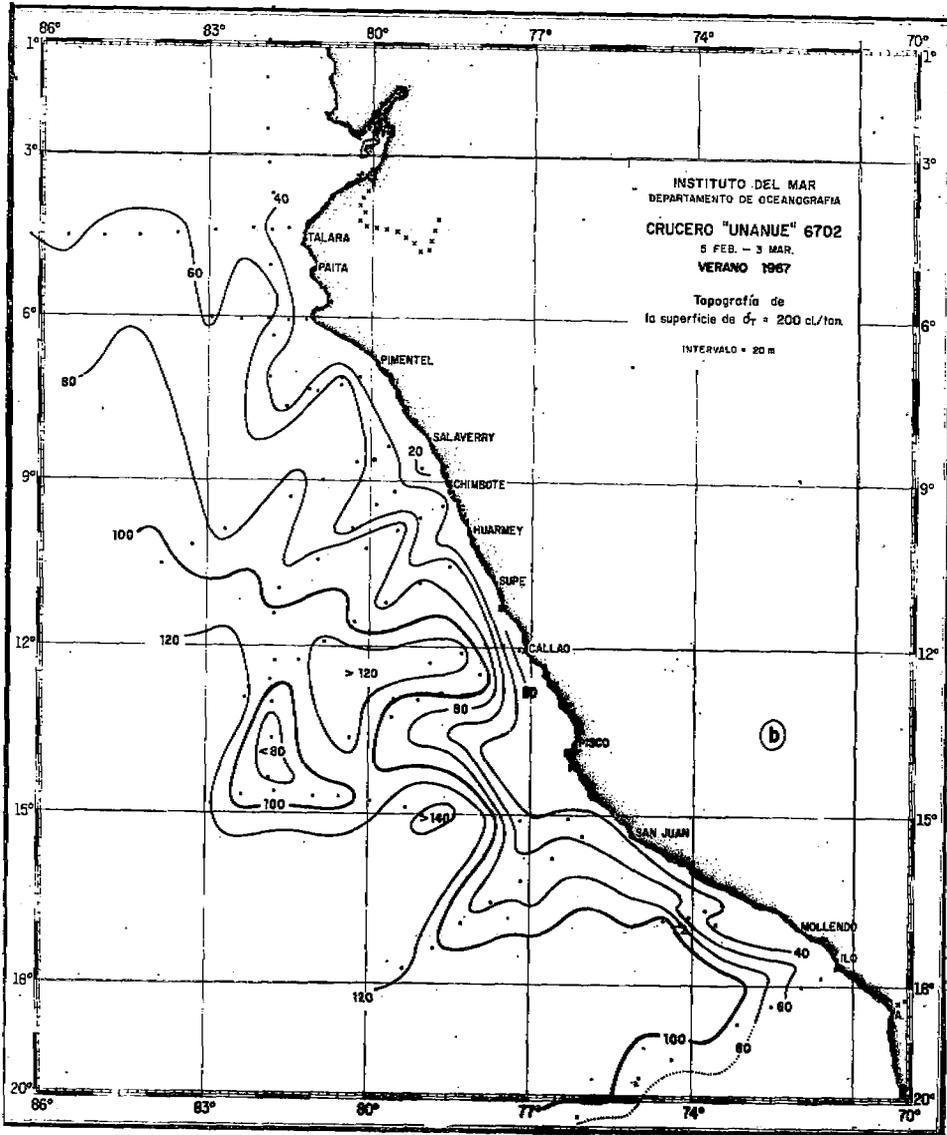


Fig. 85(b) Topografía (m) de la superficie de $\sigma_t = 200$ cl/Ton, con datos del C.U. 6702, 5 Febrero/ 3 Marzo 1967.