

INSTITUTO DEL MAR DEL PERU

ENSAYO DE OCEANOGRAFIA FISICA

POR

ZACARIAS POPOVICI Y GLORIA CHACON DE POPOVICI



LA PUNTA - PERU

1966

PROLOGO

Comprendiendo la necesidad de un texto de Oceanografía Física en Castellano, que fuera útil no solamente a los científicos y técnicos del Instituto del Mar del Perú, si no también al Personal Superior de nuestra Marina de Guerra y Universidades especializadas, se solicitó a uno de sus asesores, el científico-oceanográfico, Dr. Zacarías Popovici de reconocido prestigio internacional, que aceptara la tarea y responsabilidad de preparar este importante trabajo. El autor en forma desinteresada presenta al conocimiento de los lectores esta ciencia tan interesante, la que cada vez se constituye como una necesidad y ofrece grandes oportunidades.

Es sabido que aún el futuro naval tecnológico depende de una cabal comprensión de los océanos como medio de operación tridimensional.

El Instituto del Mar del Perú, espera por todas estas consideraciones, que el texto "ENSAYO DE OCEANOGRAFIA FISICA" del Dr. Popovici y Sra. de Popovici, sirva de consulta o estudio a todos aquellos que se interesen por esta disciplina científica.

El Presidente del Directorio
Vice-Almirante

Miguel Chávez Goytizolo
La Punta, Julio de 1966.

1.— INTRODUCCION

El océano representa un 70% de la extensión del globo terráqueo y como espacio geográfico cumple, a la vez, la función de separar los continentes y la de unir las actividades de sus habitantes, asegurando la comunicación intercontinental.

El océano ha sido y sigue siendo escenario de numerosas actividades del hombre. En efecto, ha sido escenario de las acciones bélicas de las flotas y ha tenido como tal destacado papel a lo largo de toda la historia de la humanidad. Sobre su fondo reposan cascos y fragmentos de barcos de todas las épocas, estando enterrados parcial o totalmente en los sedimentos. Algunos fueron encontrados recientemente juntos con objetos que demuestran el nivel alcanzado por las distintas civilizaciones y, al mismo tiempo, el papel histórico del océano en el desarrollo de los pueblos.

El océano es escenario de encuentros de barcos procedentes de todas partes del mundo y en éste su papel sirve al intercambio de bienes, personas e ideas. El océano es, también, escenario de una belleza majestuosa que ejerce poder de atracción mágica y sirve para el recreo, por lo cual tiene admiradores en todo el mundo.

Los navegantes estiman que el océano es "la gran bodega de la Tierra" que recibe sedimentos y toda clase de despojos, basura y residuos. Su volumen es tan grande que bien puede almacenar todo el material resultante de la erosión de los continentes y todos los residuos remanentes de las múltiples actividades de la raza humana. Muchas de las materias introducidas ingresan en el gran circuito de las sustancias que intervienen en la producción del océano; sólo los desechos radioactivos no podrán ser absorbidos en forma ilimitada.

Como mayor reservorio de la Tierra, el océano contiene muchas de las cosas que necesita el hombre: tiene agua, energía, minerales y alimento. El hombre puede explotar el océano como fuente de agua dulce o como fuente de energía, fuente de minerales y fuente de alimentos.

El océano es actualmente parte importante de la economía. En sus costas se levantan puertos y su pujante actividad refleja la importancia creciente del comercio internacional. Algunos de los puertos son de diseño nuevo y presentan numerosas mejoras con respecto a los puertos más viejos. Se cita el caso del puerto Pago-Pago en el Pacífico, construido mediante explosiones atómicas, el cual es ancho y profundo y no experimenta ni el efecto de las crecidas de algún río, ni los efectos resultantes de la acumulación de sedimentos. Otros puertos como los que están construyéndose en las costas del Perú presentan

una serie de ventajas con respecto a los puertos situados en estuarios y la desventaja de estar expuestos a ser cubiertos fácilmente por las arenas transportadas por los vientos.

Desde los puertos se desarrolla el transporte marítimo y transoceánico. Flotas mercantes surcan las aguas oceánicas en todas las direcciones para transportar cantidades considerables de bienes y fortalecer la economía nacional de los pueblos. Barcos pesqueros, pequeños y grandes, zarpan para dedicarse a la faena de pesca en aguas costeras o en regiones oceánicas distantes.

El océano adquiere importancia cada vez mayor como fuente de alimento. Debido a su enorme extensión es un importante campo de producción. Sirve como morada a muchos organismos, varios de los cuales se constituyen actualmente en valiosas fuentes de materia prima y alimento para el hombre. El monto de los organismos capturados aumenta año tras año, acercándose ya a los 50 millones de toneladas métricas. Si bien nadie espera que el océano pueda abastecer a la humanidad con todas las calorías que necesita, compensando el déficit entre requerimiento y producción agrícola para cualquier número de habitantes, no deja de ser interesante que, en un planeta hambriento por proteínas animales, la productividad del océano represente toda una promesa. Como tal, el océano cumple papel muy importante, no sólo en la economía de los países recién creados, sino también en la de todos los pueblos en desarrollo.

El océano ha sido, es y será un permanente desafío para los navegantes, los hombres de ciencia y los que tienen que preocuparse por la subsistencia futura de la humanidad. Este desafío alcanza dimensiones excepcionales para los que tratan de conocer mejor los distintos procesos oceánicos y sus efectos, en particular la circulación oceánica y sus aspectos cambiantes en el espacio y en el tiempo.

Estrechamente vinculado al problema de la circulación está el del destino de los desechos radioactivos. Ellos resultan de la propulsión nuclear de los barcos, del tratamiento de combustible y de las numerosas aplicaciones de los radioisótopos. Pueden proceder, además, de ciertos accidentes nucleares. La eliminación de tales desechos y de otro material radioactivo resultante de las aplicaciones pacíficas de la energía atómica constituye un problema muy serio, cuya solución interesa a toda la humanidad. Este problema tiene aspectos teóricos, relacionados con la naturaleza de los desechos radioactivos, con la absorción por organismos marinos, con la transmisión al hombre y con conocimientos meteorológicos y oceanográficos; también tiene aspectos prácticos, vinculados al tratamiento, transformación, manipuleo y transporte de los desechos y a la protección de las pesquerías.

El problema de los desechos radioactivos se ha constituido en los últimos años en un poderoso estímulo para el estudio científico del océano, especialmente de los movimientos del agua en los distintos niveles de cada cuenca. La circulación oceánica, la turbulencia, la difusión y el afloramiento se colocaron, de este modo, en el primer plano del interés científico.

La labor realizada sobre el océano y las corrientes oceánicas en el curso del periodo 1945-1965 ha sido amplio. Merced a ella aumentó el volumen de las observaciones sobre los fenómenos oceánicos y el número de las publicaciones que contienen datos numéricos sobre distintos parámetros meteorológicos y oceanográficos. Investigaciones relativamente recientes revelaron la existencia de corrientes oceánicas y contracorrientes subsuperficiales de la zona ecuatorial del Pacífico y, aparentemente, también del Atlántico.

También los conceptos sobre la circulación que se desarrolla en las mayores profundidades de los océanos fueron revolucionados. Hace unos veinte años, todos pensamos que las aguas profundas se movían muy lentamente de un lado del océano al otro. Ahora sabemos que esas aguas se trasladan con velocidades importantes en el plano horizontal. También se conoce que las corrientes existentes en las profundidades de 4,000 m. pueden trasladarse con velocidades de 5 a 6 millas por día, siendo más rápidas que las corrientes que fluyen en la profundidad de 2,000 metros.

A medida que se registraban estos adelantos en el conocimiento de la circulación oceánica aumentó el número de los estudios teóricos sobre la circulación oceánica general y aparecieron problemas cada vez más complejos. Al mismo tiempo, se crearon numerosas organizaciones para el estudio de materiales e instrumentos que pueden utilizarse en la exploración de las diferentes regiones y profundidades oceánicas. Esta situación en desarrollo actualmente impone la necesidad de disponer de sumarios presentados en forma de cartas y textos. Varios oceanógrafos han presentado ya cartas representando la fuerza anual media del viento en la superficie del océano, la presión atmosférica en esta superficie, la topografía dinámica de la superficie en relación con la superficie de 1,000 decibares y las corrientes de superficie y profundidad.

Ante esta situación, surgió también la necesidad de sistematizar los conocimientos sobre el océano y muy especialmente sobre corrientes y otros movimientos del agua que varían con el tiempo. El ensayo que presentamos al lector y que obedece a esta necesidad, está dividido en dos partes, a saber:

Parte I — La circulación Oceánica general y

Parte II — La circulación en el Océano Pacífico

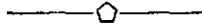
La parte I contiene los principios de la circulación oceánica, las contribuciones al progreso de la teoría de la circulación, los mayores sistemas de corrientes oceánicas y sus fronteras, y los efectos de las corrientes.

La parte II abarca descripciones de las principales corrientes oceánicas existentes en las distintas regiones del Pacífico, basadas en los resultados de las investigaciones más recientes.

Al final de esta segunda parte sigue una relación de publicaciones que se refieren a la circulación oceánica, junto con otras que fueron mencionadas en el texto. Los lectores interesados en obtener información complementaria sobre diferentes aspectos de la dinámica del océano y de las características de las corrientes podrán recurrir a ellas.

Estamos convencidos que el adelanto de la ciencia está basado en el principio de la continuidad, el cual requiere combinar lo viejo con lo nuevo, formulando síntesis de los conocimientos adquiridos que puedan servir por igual a los profesionales, navegantes y otras personas interesadas en los problemas de la dinámica del océano. Por ello hemos tratado de alcanzar tres propósitos a través del presente ensayo.

El propósito primario es el de presentar los conocimientos sobre la circulación oceánica general. El segundo propósito es el de esbozar la imagen actual de la distribución de las corrientes y contracorrientes en el Océano Pacífico, indicando sus características principales de acuerdo con el estado actual de los conocimientos. El tercer propósito es el de poner en relieve la evolución de los conceptos sobre los distintos sistemas de corrientes. El conjunto de los tres propósitos podrá servir como prefacio a los estudios que se publicarán en los sucesivos sobre los sistemas de corrientes del Pacífico Suroriental.



PRIMERA PARTE

Parte I

LA CIRCULACION OCEANICA GENERAL

1. Introducción

Cap. I: LAS ZONAS OCEANICAS Y LA ESTRUCTURA DEL OCEANO

1. Generalidades sobre las aguas superficiales del océano y los cambios que experimentan.
2. Las subdivisiones horizontales del océano: zona oceánicas e hidroclimáticas.
3. La estructura del océano.
4. Las ondas internas como causa de las oscilaciones en la estructura del océano.

Cap. II: LAS FRONTERAS DEL OCEANO Y ENTRE SUS AGUAS.

1. Areas de discontinuidad de las propiedades del océano.
2. Terminología: fronteras, límites y frentes oceánicos.
3. Clasificación de las fronteras.
4. Características de las fronteras hídricas, su determinación y modificación.
5. Proceso que se desarrollan en las fronteras.
6. Las grandes fronteras entre zonas oceánicas y su oscilación en el espacio.
7. La discontinuidad en el plano vertical como frontera.
8. Relaciones entre fronteras oceánicas y otras fronteras.

Cap. III: LA CIRCULACION OCEANICA GENERAL Y SUS COMPONENTES

1. Los escalones del movimiento del agua.
2. La circulación oceánica general.
3. Hipótesis y teorías de la circulación oceánica.
4. Tipos de circulaciones oceánicas.

Cap. IV: LA IDENTIFICACION Y MEDICION DE LAS CORRIENTES

1. Métodos y técnicas de observaciones y mediciones de corrientes.
2. La representación de las corrientes oceánicas en cartas y atlas.

Cap. V: DEFINICION, CARACTERISTICAS GENERALES Y CLASIFICACION DE LAS CORRIENTES OCEANICAS

1. Definición de corriente y sistema de corrientes.
2. Características generales de las corrientes.
3. Clasificación de las corrientes oceánicas.
4. Distribución de las corrientes en el océano.
5. Las corrientes de material en el océano.

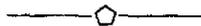
Cap. VI: LA VARIABILIDAD DE LAS CORRIENTES OCEANICAS EN EL ESPACIO Y EN EL TIEMPO.

1. Variaciones de las corrientes.
2. La variación de las corrientes oceánicas en el espacio.
3. Variaciones de las corrientes oceánicas en el tiempo.

Cap. VII: EFECTOS DE LAS CORRIENTES OCEANICAS

1. Clasificación de los efectos.
2. Efectos de las corrientes oceánicas sobre el clima.
3. Efectos de las corrientes sobre las condiciones del mar.
4. Efectos de las corrientes sobre el traslado de materiales.
5. Efectos biológicos de las corrientes.
6. Efectos zonales y locales de las corrientes oceánicas.

*



CAPITULO I

LAS ZONAS OCEANICAS Y LA ESTRUCTURA DEL OCEANO

1. Generalidades sobre las aguas superficiales del océano y los cambios que experimentan.—
2. Las subdivisiones horizontales del océano: zonas oceánicas e hidroclimáticas.—
3. La estructura del océano: sus oscilaciones y causas.—
4. Las ondas internas como causa de las oscilaciones en la estructura del océano.

1. Generalidades sobre las aguas superficiales del océano y los cambios que experimentan

La distribución de los factores climáticos sobre el océano Pacífico entre los dos polos es desigual. La desigualdad se refleja claramente en la distribución de la nubosidad y de la temperatura del aire y del océano en la superficie. Para apreciar esta desigualdad sirven: (1) las cartas de las variaciones mensuales de la temperatura de la superficie del océano para el Pacífico Oriental al este de 140°W entre 30°N y 40°S (Wyrski, 1964) y (2) las cartas de las variaciones medias de la temperatura en la superficie del Pacífico (Wyrski, 1966).

Las diferencias en la distribución de los principales parámetros climáticos (radiación solar, centros de Baja y Alta, viento, nubosidad etc.) tienen efecto sobre la distribución en gran escala de las características principales del océano (temperatura, salinidad, densidad, etc.) en el plano horizontal de polo a polo. Ella presenta desigualdad en la superficie y entre ésta y las distintas profundidades hasta el fondo abismal. Esta desigualdad se acentúa en ciertas estaciones del año y en determinadas áreas y profundidades.

Las aguas superficiales experimentan numerosos cambios, unos provocados por las corrientes oceánicas y otros por la intensidad variable de las fuerzas que actúan en las sucesivas estaciones del año. Las corrientes trasladan aguas y energía calórica de un lugar a otro, transportando consigo las propiedades y estructura de esas aguas. Al cruzar latitud tras latitud en el curso de su avance, se introducen modificaciones en la distribución de las distintas características de las aguas y en la posición geográfica de los límites entre distintas aguas. De este modo, las corrientes se constituyen en uno de los factores importantes que definen las zonas oceánicas y sus subdivisiones (Tully, 1964, p. 68).

Por otra parte, los cambios estacionales e irregulares de las condiciones meteorológicas provocan reacciones de las propiedades de las aguas, que se producen después de algún tiempo, variando éste según

la profundidad. El intervalo de tiempo necesario para que se produzcan cambios en la estructura de las aguas de la capa superior del océano es de algunas horas hasta la profundidad de unos 100 m. aproximadamente. Entre las profundidades de 100 y 200 m. se registran sólo cambios de estructura basados en reacciones diurnas, semanales y estacionales. En profundidades mayores se producen sólo cambios pequeños, independientes de las estaciones del año y con lentitud cada vez mayor.

En el plano horizontal, se observa que las aguas superficiales poseen diferentes ciclos de calentamiento y enfriamiento, según la latitud en que se encuentran y las características particulares impuestas por el clima y la circulación oceánica a cada parte del espacio oceánico. La distribución de estas características permite dividir el océano en "zonas oceánicas". Las subdivisiones pueden ser horizontales y verticales. Cuando son horizontales y dispuestas en franjas latitudinales, se denominan simplemente "zonas"; cuando son subdivisiones verticales, se habla, algunas veces, también de zonas. Fue Tully (1949) quien introdujo el término de "zona" para designar con él una capa de estructura o propiedades consistentes en el mar, distinguiendo:

- (1) La zona de los cambios estacionales que se extiende entre la superficie y - 200 m. aproximadamente; y
- (2) La zona sin cambios estacionales que ocupa la mayor parte del océano, extendiéndose hasta el fondo.

Sin embargo, la aplicación de la misma noción para subdivisiones horizontales y verticales no resulta práctico. Con el fin de evitar confusiones, resulta útil, aplicar a las subdivisiones verticales el nombre de "capas" o "estratos de agua". El conjunto de las capas de agua en un determinado lugar y momento representa la "estructura del océano", cuya parte superior desempeña papel importante en la distribución de las características de las aguas oceánicas y los cambios que experimenta su distribución geográfica.

2. Las subdivisiones horizontales del océano: zonas oceánicas e hidroclimáticas

Las generalidades mencionadas en la parte introductiva de este capítulo permiten establecer que cada cuenca oceánica puede ser subdividida en varias entidades oceanográficas menores. Esquemas para tales subdivisiones horizontales fueron presentados ya por algunos autores, que utilizaron para ellas términos diferentes, a saber: zonas oceánicas, regiones hidrológicas y regiones oceanográficas. Véase al respecto los trabajos publicados por Rochford (1962) y Tully (1964).

Es indudable que las subdivisiones horizontales de un océano en zonas resulta útil para el estudio de su hidrología y dinámica. Asimismo, resulta necesario, a veces, subdividir las zonas en regiones oceánicas y climáticas, según las características sobresalientes de su clima y de la distribución de los valores de salinidad y temperatura, que son las así llamadas "propiedades mayores" de las aguas. En ciertos casos, pue-

de recurrirse, además, a una que otra de las "propiedades menores" (por ejemplo: contenido de ciertas sales minerales, gases, etc.) de las aguas oceánicas.

Por lo general, se procede a la subdivisión del océano en "zonas superficiales" de acuerdo con las propiedades hidrológicas, distinguiéndose:

En el hemisferio Sur	En el hemisferio Norte
— La zona Antártica	— La zona Artica
— La zona Subantártica	— La zona Subártica o boreal
— La zona Subtropical del Sur.	— La zona Subtropical del Norte
— La zona Tropical del Sur	— La zona Tropical del Norte
— Zonas de transición	— Zonas de transición

A veces se prefiere aplicar el término de "Zona Intertropical", en vez de zona tropical del Norte y Sur.

Hay océanos que no contienen todas las zonas mencionadas. Este es el caso del océano Antártico que abarca sólo la zona antártica y del océano Indico, cuyas zonas y regiones se presentan a continuación.

- a) **Zonas y regiones en el Océano Indico.** Rochford (1962) distinguió en el océano Indico tres zonas, basadas en la distribución de los valores de salinidad, temperatura y fósforo, y dos zonas de transición; subdividió, además una de las zonas en regiones. Trátase de las siguientes zonas y regiones:

La zona Subantártica: está situada al sur de la isohalina de 35 ‰ y tiene un contenido de fósforo entre 0.30 y 0.60 ug-at/L.

La zona Subtropical está situada entre la isohalina de 35.80‰ en el sur y la de 35.50‰ en el norte. Las fuentes de las aguas de elevada salinidad de esta zona son: al sudeste del océano Indico una región con salinidad superior 36.00‰ y la gran Ensenada Australiana, con más de 36.30‰. El contenido de fósforo inorgánico de las aguas de toda esta zona está entre 0.10 y 0.15 ug-atom/L.

La zona Tropical está situada entre las aguas surecuatoriales con salinidad mínima de 34.26‰ y la corriente del Monzón con salinidad de 34.10‰, aproximadamente, en 2°N. Esta zona puede ser subdividida en 4 regiones hidrológicas, a saber:

- (1) **La región de la corriente del Monzón** con baja salinidad (34.10‰), elevada temperatura (28.9°C) y bajo contenido de fósforo (0.12 ug-atom/L).
- (2) **La región de la contracorriente Ecuatorial** con salinidad moderada de 34.50‰, temperatura alta de 28.7°C y contenido de fósforo superior a 0.20 ug-atom/L.
- (3) **La región de la divergencia Surecuatorial**, con salinidad moderada (34.48-34.55‰), temperatura moderada 26°-27° 5C y contenido de fósforo de 0.20-0.30 ug-atom/L.

- (4) **La región de la corriente Surecuatorial**, cuyas aguas acusan salinidad de 34.26 a 34.31‰ temperatura de 26-27°C y fosfato de 0.20 a 0.25 ug-atom/L en el núcleo de la corriente.

La zona de transición entre las zonas Subantárticas y Subtropical se caracteriza por el cambio rápido de la salinidad con la latitud. La parte central de esta zona está indicada por la posición de la isohalina de 34.50‰.

La zona de transición entre las zonas Subtropical y Tropical: ésta tiene en su área la isohalina de 34.90‰.

Vemos, pues, que en este esquema, las zonas oceánicas tienen básicamente las características de la distribución de la salinidad y fosfato de las aguas superficiales. Pero es muy posible que este primer esquema de división del océano Indico sea modificado después de 1965, al finalizar la investigación coordinada de este océano, realizada por 20 naciones con 40 barcos durante varios años y que constituyó la mayor empresa oceanográfica internacional de todos los tiempos.

b) **Zonas y regiones en el Océano Pacífico.** De todos los océanos, el Pacífico es el más extenso pues contiene las fosas más profundas, los archipiélagos más numerosos, las barreras de corales más formidables y el mayor número de mares secundarios. Todo ello tiene efectos sobre la distribución de sus características hidrológicas, permitiendo comprobar el grado de bondad de las fronteras entre la cuenca principal y los mares marginales. Pero, cuando se desea subdividir este enorme océano en zonas oceánicas y, eventualmente, algunas de las zonas en regiones hidroclimáticas, se encuentran serias dificultades, debido a los conocimientos incompletos que se poseen sobre ciertas extensiones del Pacífico Sur y la relativa escasez de observaciones en otras regiones oceánicas.

Esta situación no permite dar una descripción correcta de la distribución de las propiedades mayores de las aguas en todas las zonas de este océano para las 4 estaciones del año. No obstante, sobre la base del modelo de las "regiones oceanográficas" del Pacífico Norte, presentado por Tully (1964), y un examen de la distribución de la temperatura y salinidad de las aguas superficiales en sentido longitudinal se puede llegar a reconocer en el Pacífico unas 7 zonas oceánicas mayores con su hidroclima particular.

De las 7 zonas oceánicas, 3 están en el hemisferio norte, otras 3 en el hemisferio sur y una es común para ambos hemisferios. Cada una de estas 7 zonas tiene su propio hidroclima. Del norte al sur se tienen las siguientes zonas: (1) la zona Artica, (2) la zona Subártica, (3) la zona Subtropical del Norte, (4) la zona Intertropical, (5) la zona Subtropical del Sur, (6) la zona Subantártica y (7) la zona Antártica. Existen, además, algunas regiones de transición, situadas entre las zonas mencionadas y en el margen de los continentes.

A continuación se presenta una breve descripción de las 7 zonas del Pacífico con su hidroclima y estructura de las aguas.

La zona Artica abarca el mar de Bering y el mar de Okhotsk, estando situado, por lo tanto, en el extremo norte del Pacífico. Tiene hidroclima polar ártico, caracterizado por exceso de precipitación,

formación de hielos en el invierno que no alcanzan la importancia de los hielos que se forman en el Atlántico entre las mismas latitudes y derretimiento del mismo en el verano; en este derretimiento de los hielos se utiliza parte del calor ganado durante la primavera; produciéndose en la superficie agua salobre en espesor de 3 a 10 metros, separada de las aguas más saladas por una haloclina. Al desaparecer el hielo, en el verano, se inicia el calentamiento del agua superficial, cuya temperatura aumenta en 5°-8°C; la termoclina no puede descender hacia mayores profundidades, debido a la presencia constante de la haloclina. La mezcla convectiva y edólica de las aguas superficiales están restringidas en grandes extensiones de esta zona por la presencia de los hielos.

La capa superficial del mar alcanza una profundidad media de unos 60 m. y tiene una temperatura media + 2.6°C, una salinidad de 33.2‰ y un contenido de oxígeno de casi 8.9ml/L.

La zona Subártica. Está situada al norte de las convergencias subtropicales del hemisferio norte y se extiende hasta la Convergencia Ártica; posee hidroclima subártico, caracterizado por exceso de precipitaciones que lleva a la formación de una haloclina débil pero permanente, la cual se encuentra en el invierno en la profundidad de 100 metros, aproximadamente; el calentamiento y enfriamiento tienen carácter estacional; los vientos son estacionales; la mezcla de las aguas se realiza por efecto del viento o de la circulación convectiva. En esta zona se forman masas de agua características por mezcla, enfriamiento invernal y exceso de precipitaciones.

La estructura estacional principal se caracteriza por una termoclina que se forma después del equinoccio de primavera; su temperatura aumenta hasta el equinoccio de otoño. En el período de enfriamiento, la termoclina se hunde hasta 100 metros, donde desaparece.

La zona Subtropical del Norte: es la más extensa en el océano y se caracteriza por su hidroclima subtropical, en la cual sobresa la evaporación en exceso que supera la precipitación anual; el calentamiento y enfriamiento estacional y la mezcla convectiva contribuyen ampliamente al establecimiento de las características oceanográficas de esta zona.

Debido a la fuerte evaporación, la capa superior del océano pierde aquí el exceso de agua dulce y lo que queda deviene agua subtropical.

La zona Intertropical está situada entre los grandes giros subtropicales existentes, uno en el hemisferio norte y el otro en el hemisferio sur. Tiene un hidroclima tropical, caracterizado por la ausencia de un clima estacional de la temperatura del océano; el calentamiento diurno es casi igual con el enfriamiento nocturno durante todo el año; los ciclos de calentamiento y enfriamiento se producen a un alto nivel; hay exceso de precipitaciones y la mezcla es intensa.

En esta zona está el mar de Zulu, situado entre las islas Filipinas y la isla Borneo, cuya capa superficial se caracteriza por

temperatura de + 26°C + 28°C y salinidades alrededor de 34.0‰ durante todo el año. Este es el mar más caluroso de todo el Pacífico.

La zona Subtropical del Sur está situada entre la zona Intertropical y la zona Subantártica y tiene hidroclima subtropical que acusa características similares con las indicadas para la zona Subtropical del norte.

La zona Subantártica está situada entre la costa del continente Antártico que está oculta en varios tramos por la barrera de hielo y la Convergencia Antártica. Tiene hidroclima polar antártico, caracterizado por baja presión, exceso de precipitaciones, congelación del mar y persistencia de los hielos en la superficie de las aguas, deshielo estival incompleto, mezcla de índole convectiva, restringida por los hielos de prolongada persistencia, y mezcla por la acción de los vientos.

La temperatura en la superficie del océano aumenta en esta zona progresivamente hacia el norte hasta llegar a 1.0°C ó 2.0°C en el invierno y a 3° ó 4°C en el verano. Luego, aparece un área en que aumenta en unos 2 grados Celsius y que constituye la frontera mayor hacia el norte de esta zona.

Las zonas de transición están situadas entre las zonas hidroclimáticas ya mencionadas y alcanzan mayor desarrollo en el hemisferio sur y en el lado occidental del océano. En el hemisferio sur, la principal zona de transición se encuentra entre las latitudes de 35°S y 45°S e incluye tanto el borde norteño de la zona en que las aguas derivan hacia el este por acción de los vientos del oeste, como la Convergencia Subtropical. Hacia el noreste, la zona penetra en el ámbito de la Corriente Océanica del Perú.

Podemos comprobar que ninguna de las zonas oceánicas del Pacífico y de sus subdivisiones regionales posee salinidades tan elevadas como el mar de Arabia y el mar Mediterráneo.

Además, las zonas oceánicas del Pacífico tienen, generalmente, un hidroclima más frío en el hemisferio sur que en el hemisferio norte, lo que puede atribuirse al mayor volumen de aguas frías existentes allí.

3. La estructura del océano; sus oscilaciones y causas

a) **La estructura de las aguas en el océano.** Definimos como "estructura de las aguas" la distribución característica de las propiedades en profundidad. Según la propiedad que se considera, puede haber:

	Factor
(1) estructura térmica del océano	temperatura
(2) estructura halina del océano	salinidad
(3) estructura pícnica del océano	densidad

(1) **La estructura térmica del océano** está basada en la distribución vertical de la temperatura en el océano que se realiza por convección y efecto de la circulación oceánica.

Un perfil trazado desde el continente antártico hasta el mar de Bering por el centro del océano Pacífico permite distinguir varias capas de agua dispuestas una encima de la otra como los pisos de un edificio. En la parte superior están las aguas cálidas y debajo de cierto nivel hasta el fondo están las aguas frías que ocupan también la superficie en ambas regiones polares. Entre las aguas superficiales más cálidas y las aguas más frías de las mayores profundidades existe una capa delgada, denominada "termoclina permanente" o "termoclina principal", caracterizada por un pronunciado gradiente térmico que forma una importante frontera hídrica; ella separa el estrato superficial del estrato más profundo en que la temperatura varía mucho menos con la profundidad. Ella comienza en la Convergencia Antártica y se profundiza paulatinamente hacia 40°S, donde se hunde, encontrándose entre 500 y 1000 m. en la zona Subtropical.

La estructura térmica de las aguas se presenta más complicada en mares epicontinentales y mediterráneos, separados parcialmente del océano por umbrales. El calentamiento estacional de la capa superior del mar produce allí una capa superficial delgada y más cálida, caracterizada por una discontinuidad de la temperatura en el plano vertical y denominada, en este caso, "termoclina estacional". Ella cumple en el verano el papel de una barrera hídrica, interrumpiendo el transporte vertical de calor, agua y sustancias químicas. La posición de esta termoclina estacional depende del transporte de calor hacia la profundidad y de la magnitud del intercambio que se desarrolla en las distintas estaciones del año.

La estructura térmica del océano se presenta complicada en la zona intertropical, especialmente en su parte marginal; este es el caso en el Pacífico Peruano, donde existe en el verano una termoclina estacional y otra permanente y donde la primera experimenta una fuerte erosión de su parte superior durante el invierno y una agudización de su gradiente vertical durante la aparición del Niño.

Esta estructura térmica del océano, basada en la disposición de los estratos de agua de diferente temperatura, tiene importante influencia sobre la distribución de la fauna.

(2) **La estructura halina del océano** está basada en la distribución de la salinidad; ésta se presenta en las aguas superficiales y entre ellas y el fondo más irregular que la de la temperatura, por el hecho de que no depende de los fenómenos que acontecen en la superficie, especialmente de las precipitaciones y la evaporación de distinta intensidad.

Generalmente, en las áreas ocupadas por aguas superficiales con temperatura superior a 20°C, la evaporación excede a la precipitación, por lo cual existe allí una manifiesta tendencia hacia el aumento de la salinidad. En otras áreas caen importantes cantidades de precipitaciones, por lo cual la salinidad de las aguas superficiales se mantiene baja durante la mayor parte del tiempo. El ejemplo clásico lo constituye la región marítima frente a Panamá y Colombia, donde las precipitaciones alcanza valores de 7000 a 8000 mm. por año siendo éstas las más altas en el mundo. Allí rigen salinidades bajas, de 29‰ a 30 ‰ por razón meteorológica. Frente a la costa de Chile, en cambio, existen salinidades inferiores a 35‰ por razones orográficas y cercanías de las aguas polares.

En lo que respecta la distribución de las salinidades en el plano vertical del océano, distinguimos una estructura halina, basada en la presencia de:

- 1º) **una capa superior**, situada encima de la haloclina permanente, caracterizada por variaciones frecuentes de la salinidad que se producen por efecto de los procesos estacionales;
- 2º) **una capa de discontinuidad** de la salinidad, basada en un gradiente de mayor intensidad de este factor y denominada "haloclina permanente";
- 3º) **la capa de agua intermedia**, caracterizada por una mínima de la salinidad entre 700-800 m, ocupa niveles intermedios, estando en el Pacífico al norte de la Convergencia Antártica entre 400 m. y 1000 m. Se distingue el agua intermedia del sur y el agua intermedia del norte con salinidad de 33.3‰ a 34.0‰ que acusa valores mínimos entre las profundidades de unos 300 y 800 m. En el mar del Japón, en cambio, ocupa toda la columna de agua entre la profundidad de 400 m. y el fondo. En el océano Atlántico, la capa intermedia está entre las latitudes de 45°S y 20°N.

Trátase, en todos los casos, de agua intermedia subantártica que nace en la Convergencia Antártica, hundiéndose paulatinamente hacia el norte.

- 4º) **La capa de transición**, delgada y caracterizada en el Pacífico por salinidades de 34.2 a 34.5‰;
- 5º) **la capa de agua tropical**, situada debajo de la capa de transición, acusa salinidad de 34.55‰ y penetra también en el Pacífico Norte. En el Pacífico Sur, en cambio, el agua tropical se confunde prácticamente con el agua intermedia del sur.
- 6º) **La capa de agua profunda** que consiste de aguas procedentes de la Corriente Circumpolar Antártica mezcladas con aguas menos saladas. En el Pacífico, estas aguas acusan salinidades de 34.75‰ al sur de la Convergencia antártica, mientras que al norte de ella disminuyen a 34.67‰. La uniformidad de la salinidad en esta capa es tanto mayor, cuanto mayor la distancia que la separa de su área de procedencia.
- 7º) **La capa de agua de fondo** se caracteriza por salinidad de 34.6‰ que se modifica muy poco y muy lentamente a través del tiempo. Por lo general, la estructura halina del Pacífico y la distribución geográfica de la salinidad difieren de las observadas en el Atlántico e Indico.

Además, cabe destacar que es muy poco lo que se sabe todavía sobre las variaciones multianuales de la estructura halina del océano en las máximas profundidades.

(3) **La estructura pícnica del océano** está basada en la distribución de la temperatura y salinidad. Ella disminuye por mezcla con agua de precipitaciones, ríos y deshielos y aumenta por evaporación, enfriamiento y congelación.

La densidad aumenta, generalmente, con la profundidad y la más alta se encuentra en el agua fría del fondo y de las regiones polares. Entre las aguas superficiales de menor densidad y las aguas más profundas de mayor densidad existe una capa delgada, de transición rápida de las densidades, denominada "picnoclina". En el Pacífico Peruano, ella se mantiene, a veces, también después de la erosión de la termoclina estacional.

En el plano horizontal, las densidades presentan una distribución más irregular por efecto del clima. Esta irregularidad es frecuentemente causa de movimientos de aguas, en el curso de los cuales las de menor densidad se trasladan para colocarse encima de las de mayor densidad y estas se hunden hasta el nivel de igual densidad. Podemos concluir esta exposición, afirmando que las perturbaciones en la estructura de las densidades y en su distribución horizontal figuran entre las causas principales que generan corrientes oceánicas.

b) **La estructura hidrológica del océano.** El conocimiento de la estructura de las aguas basadas en varias propiedades mayores nos permite presentar la "estructura hidrológica del océano" entre la superficie y el fondo y aplicarla al Pacífico con el propósito de conocer sus subdivisiones verticales.

Hay autores que al referirse a la estructura del océano, prefieren hablar de (1) la zona superior; (2) la zona de discontinuidad y (3) la zona inferior y admiten que cada zona esta formada, generalmente, por una capa y raras veces por dos o varias capas de densidad característica.

Con el propósito de evitar confusiones, nosotros admitimos que esta estructura está basada en la presencia de 4 pisos mayores, aunque de altura desigual, cada uno de ellos estando ocupado por cierto estrato de agua que retiene sus características propias durante algún tiempo. Estos son: (1) el estrato de agua superficial (2) el estrato de agua intermedia, (3) el estrato de agua profunda y (4) el estrato de agua de fondo.

Cada estrato de agua puede consistir de una o varias masas de agua de características propias, y también de una masa de agua resultante de la mezcla entre diferentes masas de agua. La descripción de las características sobresalientes de estas aguas que ocupan los distintos pisos del océano en cada zona se da en el capítulo que trata de "Las masas de agua características en el océano".

c) **La estructura de las corrientes oceánicas.** Las corrientes semi-permanentes inducidas por el viento (=corrientes de deriva) tienen profundidad de penetración. Ella depende de la intensidad friccional del viento en la superficie del océano.

El sistema de estas corrientes consisten de 3 capas a saber:

- (1) la capa de Ekman,
- (2) la capa intermedia de flujo geostrófico y
- (3) la capa de fondo (Ekman)

- (1) **La capa de Ekman.** Al comienzo del siglo XX se admitía que la profundidad de tales corrientes sería de 100 me-

tros aproximadamente, según lo había sugerido Ekman (1902, 1905). Consecuentemente, la capa superficial de 100 metros, en la cual se produce corrientes por la acción tangencial del viento sobre la superficie del océano, recibió el nombre de "Capa de Ekman".

Ultimamente, se supone (Hidaka, 1955 y 1958) que la profundidad de las corrientes oceánicas causadas por el viento es mucho mayor que la dada por la teoría clásica de Ekman (1923), pudiendo alcanzar en el Pacífico varios centenares de metros.

Podemos afirmar, sin embargo, que las corrientes oceánicas producidas por el viento tienen espesor limitado, debido al efecto de la estratificación; ellas están acompañadas por un flujo subsuperficial en distintas direcciones, pudiendo haber también flujo en dirección opuesta a la de la corriente superficial. En realidad, este es el caso que observamos en el Pacífico Peruano donde la corriente costera del Perú se desplaza hacia el noroeste, y la corriente subsuperficial fluye en dirección norte-sur, es decir, casi opuesta.

- (2) La capa intermedia o geostrofica es zonal y no tiene divergencia horizontal. En ella, la velocidad vertical es constante con la profundidad.
- (3) La capa de fondo o de Ekman aparece muy delgada en la teoría de Ekman, hecho que ha sido criticado por varios oceanógrafos.

d) Las diferencias estacionales y oscilaciones en la estructura. Los cambios estacionales en la radiación e intensidad de la acción de los demás factores meteorológicos ejercen su influencia principalmente sobre la parte superior del océano y como efecto inmediato se modifica el espesor del agua superficial y de la capa de discontinuidad que la sigue.

Al modificarse el espesor de esta capa, aparecen diferencias en la distribución vertical de la temperatura y densidad; ellas encuentran su expresión en los gradientes. La presencia de gradientes más pronunciados en distintas profundidades del océano, muestra que este medio no es homogéneo entre la superficie y el fondo, sino más bien heterogéneo, siendo compartimentado por fronteras hídricas, dispuestas en el plano vertical.

Las reacciones del océano a las fuerzas variables en el tiempo que ejercen su acción sobre él dependen básicamente de la estructura vertical de las densidades. En un océano con estructura inestable de la densidad se producen corrientes de convección. En un océano con estructura estable de esta misma propiedad se distinguen varias "capas" o "estratos" de aguas de diferente espesor, tales como la capa superior, la capa de discontinuidad, la capa intermedia, la capa profunda y la capa de fondo, pero sólo las primeras dos acusan oscilaciones estacionales que influyen en la estructura del océano.

Las oscilaciones en la estructura vertical de las aguas se deben, en gran parte, a las ondas internas, por lo cual conviene tener algunos conocimientos sobre ellas.

4. Las ondas internas como causa de las oscilaciones en la estructura del océano

En todos los océanos y también en bahías y lagos existen ondas internas, pero su amplitud, período y profundidad varían entre amplios límites. Se forman en la zona de contacto entre capas de agua de distintas densidades. Pueden existir sólo donde hay un gradiente vertical de la densidad; éste puede ser provocado por la temperatura o por la salinidad o por ambos.

Las ondas internas toman en el mar la forma de ondas progresivas, mientras que en lagos son de tipo estacionario. La primera teoría de las ondas internas fué enunciada por Stokes, en 1847. Está basada en la suposición de que existe una pronunciada discontinuidad en la densidad y que las dos capas separadas por ella son homogéneas. Tiene ciertas desventajas.

Fjelstad inició sus estudios teóricos sobre las ondas internas en 1931 con el fin de llegar a otra teoría de las oscilaciones verticales. La enunció en 1964, presentando fórmulas para la energía potencial y cinética y métodos para detectar y analizar ondas internas.

Las causas más frecuentes son las fuerzas generadoras de mareas, variaciones en la presión atmosférica y vientos fuertes. En algunos casos, las ondas internas pueden tener su origen en obstáculos naturales existentes en el camino de una ola. En otros casos, se originan por el flujo de las aguas contra un obstáculo mayor tal como es el talud y la plataforma continental.

a) **Las características de las ondas internas son:** (1) la altura de la onda, (2) el período de la onda, (3) la velocidad de propagación (4) la dirección y (5) las corrientes.

Al seguir el comportamiento de una sola isoterma durante 24 horas se observa que ella no se mantiene en la misma profundidad, sino que fluctúa ampliamente. La magnitud de las fluctuaciones suele ser inversamente proporcional al gradiente en el cual se encuentran.

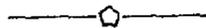
- (1) **La altura de la onda interna.** La migración vertical máxima de una isoterma de la termoclina ha sido de 36 m. frente a Paita, en el mes de enero de 1962 y de 27 m. al noreste de las islas Lobos de Afuera en febrero de 1963.
- (2) **Período.** Hay ondas internas con período casi igual al de las mareas, y otras ondas internas con período más corto. Las primeras son las más comunes.
- (3) **Velocidad.** La velocidad de propagación es variable; las ondas internas largas avanzan mucho más lentamente que las ondas largas en la superficie del mar.
- (4) **Dirección.** La dirección de propagación es, frecuentemente, hacia la costa.
- (5) **Régimen.** Las ondas internas tienen régimen cíclico. Las fases de gran elevación de las ondas se suceden a intervalos de 12 horas.

(6) **Periodicidad.** Las fluctuaciones de las ondas internas tienen casi la periodicidad de la marea. Este hecho fue observado y señalado por varios autores (**Defan, 1932; Uiford, 1947, La Fond, 1949, La Fond y Rao, 1954, Arthur, 1954, Reid, 1956, Rattary, 1960, Lee y La Fond, 1963, y otros**).

b) **Relación con los remolinos.** Al desarrollarse demasiado, las ondas internas se rompen y su energía se disipa en los remolinos que se forman.

c) **Efectos.** Las ondas internas afectan todos los elementos que experimentan la influencia de los cambios de la temperatura o densidad en el mar. Entre ellos están: las propiedades físico-químicas, las corrientes, la transmisión del sonido en el mar y la vida. En determinadas circunstancias (por ej. en estrechos), pueden afectar la operación de inmersión de los submarinos.

Cuando la onda interna se desarrolla y propaga a escasa profundidad, aumenta la velocidad del flujo de las aguas situadas encima de su cresta.



CAPITULO II

LAS FRONTERAS DEL OCEANO Y ENTRE SUS AGUAS

1. Areas de discontinuidad de las propiedades del océano.— 2. Terminología: fronteras límites y frentes oceánicos.— 3. Clasificación de las fronteras.— 4. Características de las fronteras; su determinación y modificación.— 5. Procesos que se desarrollan en las fronteras.— 6. Las grandes fronteras entre zonas oceánicas y su oscilación en el espacio.— 7. La discontinuidad en el plano vertical como frontera.— 8. Relaciones entre fronteras oceánicas y otras fronteras.

1. Areas de discontinuidad de las propiedades del océano

En las páginas precedentes se ha mencionado que las aguas del océano tienen características físico-químicas que difieren de una zona a otra y poseen distintos ciclos de calentamiento y enfriamiento. Las zonas están ocupadas por determinadas masas de agua y la frontera entre ellas se reconoce como "área de discontinuidad", asociada con fuerte gradiente horizontal de la temperatura, salinidad y, eventualmente, también de otros parámetros.

Existen varios tipos de áreas de discontinuidad de las propiedades del agua en el plano horizontal y otros en el plano vertical, a los cuales se le aplican nombres distintos, tales como fronteras, frente hídrico, frente oceánico, límite hídrico, convergencia, divergencia, etc. Estos términos se prestan a confusiones por desconocimiento de las definiciones que les corresponde actualmente y por definiciones contradictorias que se encuentran en varios textos. Es por ello que hemos incluido en nuestro ensayo este capítulo sobre fronteras del océano y límites de sus aguas, al cual lo iniciamos con una parte dedicada a la terminología.

2. Terminología: fronteras, límites y frentes oceánicos

Las fronteras, los frentes oceánicos y los límites (en ingl.: frontiers, oceanic fronts and boundaries) son conceptos distintos que varios autores usan, sin embargo, indiscriminadamente, causando confusiones. Por ello, resulta útil recurrir a las enseñanzas de la geografía política (Boggs, 1940, Wooldridge e East, 1958).

a) **Fronteras y límites.** La "frontera" es una zona, mientras que el "límite" es una línea que marca el final de una extensión. Para ilustrar la diferencia entre ambos, mencionamos que "la película superficial" del océano es un límite (entre aire y agua oceánica), mientras que la "capa superficial" del océano —que incluye a la película superficial y va-

rios metros de agua debajo de ello es una frontera oceánica. Del mismo modo, donde colindan dos masas de agua, cada cual con propiedades físico-químicas características, la transición entre ambas no las forma un límite, es decir, una "superficie fronteriza", sino una capa relativamente delgada (por ejemplo la termoclina); ella representa la frontera.

Capa limítrofe o "napa de contacto". Se denomina "capa limítrofe" un estrato de agua delgado, cuyo espesor puede aumentar o disminuir según el caso, que separa aguas de características diferentes o corrientes.

El concepto de la "capa limítrofe" fué expresado por vez primera por **Frandtl (1904)**. En los 10 años siguientes a la aparición de su trabajo se publicaron algunos estudios más sobre este tópico, a razón de uno por año. Hacia 1960 se publicaron unos 160 trabajos por año (**Gadd, 1960**).

El estudio de la "capa limítrofe" como el de otros límites hídricos constituye en el presente una de las ramas de la Mecánica de los fluidos. Este estudio ha hecho ya grandes adelantos, de modo que abarca una teoría de la capa limítrofe (**Schlichting, 1951**) y conocimientos valiosos sobre el espesor y razón de crecimiento de dicha capa, la estabilidad de la capa y su mecanismo y la mezcla a lo largo de dos corrientes que están en contacto entre sí, pero tienen velocidad diferente.

Actualmente se hace distinción entre (1) la capa limítrofe turbulenta y (2) la capa limítrofe laminar. Ellas se comportan de manera distinta, pero ambas ejercen su influencia sobre corrientes; en eso consiste su importancia primordial.

Hay varios tipos de fronteras, como ser: la frontera natural (= formada por un accidente geográfico, como ser un río, una montaña, el mar,), la frontera climática, la frontera de la navegación, la frontera política, etc. Existen, también, numerosos tipos de límites. Ejemplos: límites hidrográficos, límites biogeográficos (florísticos, faunísticos), etc. Se habla del "límite del océano", "límite del mar", "límite del continente" y también de "límite de resistencia" de un material, "límite de elasticidad de un cuerpo" y, en general de un "límite de cualquier acción o influencia. Por lo tanto, la noción "límite" tiene muchas aplicaciones en los más diversos campos.

b) Frentes oceánicos. En el espacio oceánico existen áreas de discontinuidad de las propiedades del agua, principalmente de la temperatura. Las áreas de discontinuidad de gran extensión y carácter permanente se conocen con el nombre de "frentes oceánicos" o "convergencias".

Cromwell (1956) definió el frente oceánico en los siguientes términos: "un frente significa una franja en la superficie del mar, a través de la cual la densidad cambia en forma abrupta (p. 94). En la misma forma pueden cambiar también otras características de las aguas. Para otras, un frente es un gradiente de la temperatura de grados por docenas de millas náuticas (ver también **Uda, 1938; Cromwell y Read, 1956**).

Por lo tanto, se trata de una superficie de discontinuidad de las propiedades entre zonas oceanográficas que tiene gran extensión y donde se modifica la estructura de las aguas oceánicas.

Autores europeos utilizan el término "frente" para indicar la parte avanzada de una corriente. Nosotros preferimos utilizar en este caso el nombre de "avanzada de la corriente" para expresar la misma idea.

3. Clasificación de las fronteras

En la geografía se aplica una clasificación descriptiva que distingue:

- (1) **fronteras orográficas:** éstas se establecen en relación con hechos físicos sobresalientes (tales como crestas de montaña, colinas y ríos);
- (2) **líneas astronómicas;** éstas se establecen por líneas de longitud y latitud; y
- (3) **límites de referencia:** éstas se indican por líneas trazadas entre puntos de referencia.

En la geografía política, en cambio, se distinguen:

- (1) **fronteras de contacto:** éstas no son obstáculos físicos; y
- (2) **fronteras de separación:** éstas se constituyen en formidables obstáculos físicos. Ejemplo: las costas continentales que representan fronteras de los océanos.

En la oceanografía, las fronteras son, a la vez, de contacto y separación y poseen características que permiten reconocerlas ya sea (a) como "fronteras del océano" (la costa, el fondo y la superficie), o bien (b) como "fronteras hídricas" entre masas de agua, corrientes y zonas oceanográficas. Nosotros las clasificamos en fronteras sólidas y líquidas.

a) **Fronteras sólidas.** Estas existen entre la hidrósfera y la litósfera y son la costa y el fondo.

La costa, constituye la frontera marginal entre el océano y la parte emergida de la Tierra, mientras que "la línea costera" es el límite de contacto entre agua y tierra.

Para el movimiento de las aguas oceánicas superficiales en sentido zonal, cada continente orientado en dirección norte sur, constituye un obstáculo natural mayor, o bien una "frontera continental" que frena el movimiento en el sentido latitudinal.

La forma de estas fronteras continentales tiene efectos sobre la circulación en la superficie del océano; su orientación afecta la parte terminal de las corrientes zonales y la dirección del flujo de la o de las corrientes periféricas que se forman allí. Un ejemplo se tiene en la zona intertropical del Pacífico; allí los continentes americanos se constituyen en el mayor obstáculo natural que limita el movimiento zonal de las aguas oceánicas. Pero, la orientación de la costa es tal que impone cierta irregularidad en el desarrollo de la circulación, de suerte que queda una amplia región de forma aproximadamente rectangular

entre la costa americana y la parte terminal de la circulación zonal, en que no pueden verificarse las grandes corrientes transocéanicas; existen, en cambio, corrientes superficiales irregulares y remolinos que complican el panorama general de la distribución de las aguas en movimiento.

El fondo es el substrato sobre el cual reposa el océano (o mar) y representa, a la vez, la frontera entre la parte sumergida de la litósfera y el agua. El relieve del fondo presenta contrastes grandes entre las extensas planicies abisales y las islas que se elevan desde profundidades muy grandes hasta la superficie del océano. En el Pacífico, por ejemplo, las planicies están entre 4000 y 6000 metros; las islas Hawaii ascienden desde la profundidad de 9.500 metros aproximadamente y las islas Marianas desde 11.000 m.

El fondo oceánico presenta también otros accidentes topográficos, algunos de los cuales se constituyen en verdaderas "fronteras topográficas" entre las aguas. Los más importantes son las cordilleras submarinas y las fosas marginales.

- (1) **Las cordilleras submarinas** y, en general, todas las elevaciones submarinas que tienen características de umbrales pueden cumplir el papel de fronteras topográficas entre cuencas vecinas y de obstáculos en el camino de traslado de las corrientes oceánicas de fondo y profundas. Como tales, ejercen cierta presión sobre las aguas en movimiento, modificando su dirección y velocidad.
- (2) **Las fosas marginales** son depresiones profundas, abisales, con paredes de pronunciado declive y boca de unos 5 a 6 Km. En todo el mundo existen unas 30 fosas, de las cuales 25 están en el océano Pacífico, estando dispuestas allí en forma de una cadena que se extiende entre Alaska y Chile hasta Nueva Zelandia y frente a Asia.

Entre éstas se distingue "la fosa Perú-Chile", la cual está flanqueada hacia el este por el talud continental y hacia el oeste por una serie de umbrales pertenecientes a cordilleras submarinas. La presencia de esta fosa se constituye en un obstáculo morfológico que se opone a la expansión horizontal de las aguas de fondo y, también, de los sedimentos acarreados desde el continente. La fosa elimina, de este modo, la posibilidad de dispersión de los materiales pesados hacia las planicies oceánicas adyacentes y ésta es una de las explicaciones por las grandes diferencias en el contenido de material terrígeno del Pacífico Sur y del Atlántico Sur entre las mismas latitudes.

Los organismos encontrados en esta fosa durante los trabajos realizados por el barco "Vema" en 1959 y "Anton Bruun" en 1965-1966 demuestran que las aguas se remueven allí.

b) **Fronteras líquidas o hídricas.** Estas definen los lugares de contacto y separación entre aguas cálidas y frías, entre masas de agua y entre zonas oceanográficas. Son fronteras hídricas:

- (1) **la superficie del océano**, que es la frontera mayor con la atmósfera;
- (2) **las áreas entre masas de agua** de características diferentes, como ser: la convergencia y la divergencia.

La convergencia es el término que se aplica a un área de confluencia de aguas o a la frontera entre zonas oceanográficas. En realidad, tratase de una confluencia de aguas hacia un área común y por ello se admite que existe convergencia también en el lugar de encuentro de las aguas salobres con las aguas del mar.

La divergencia es la noción que se aplica a la separación de corrientes que se alejan de la línea de contacto, como también al área respectiva. La presencia de una "divergencia antártica" fué señalada por varios autores. La presencia de una "divergencia tropical" de corrientes entre el archipiélago Salomón y la Nueva Caledonia fué establecida por primera vez por Rotschi (1958).

Esta divergencia tiene efectos sobre la distribución de las masas de agua y el flujo de las aguas; además, involucra la existencia de una Contracorriente Surecuatorial, que fué descrita luego, por Takahashi (1959 y 1960).

Cabe señalar que en la zona tropical, donde no existen diferencias muy acentuadas en la densidad de las aguas superficiales, las convergencias no se destacan muy claramente. También las divergencias se reconocen con dificultad en la superficie; en los perfiles presentados gráficamente, en cambio, resulta fácil reconocer su presencia, por cuanto se hacen notar en el margen inferior del estrato superficial de agua en la forma de un domo de la termoclina.

La línea de divergencia unilateral, es una característica del campo de corrientes existente frente a la costa occidental de Sudamérica y suroccidental de Africa. Esta línea está a cierta distancia de la costa y pone de manifiesto una orientación hacia NNW.

Las características de la línea de divergencia fueron mejor estudiadas frente a la costa de Africa (Defant, 1936), comprobándose que está a 160 millas náuticas de la costa en el sur y a 300-350 millas n. en el norte y tiene una orientación hacia NNW entre 30°S y 20°S.

En la región situada al este de la línea de divergencia, la corriente periférica fluye en dirección más o menos paralela a la costa africana, pero cerca de la costa experimenta la influencia de los vientos locales, cuyo efecto se traduce en numerosas irregularidades de la dirección y velocidad de movimiento de las aguas superficiales. En la región situada hacia el oeste de la línea de divergencia, la corriente tira hacia el oeste.

c) **Las áreas entre corrientes oceánicas** pueden ser convergencias o divergencias. Cabe indicar, sin embargo, que la frontera natural entre

corrientes costeras y corrientes oceánicas puede ser, en muchos casos, el talud continental, el cual representa una frontera sólida.

d) **El área entre agua dulce y el mar y entre éste y el agua salobre.** En este caso puede tratarse de una convergencia.

A través de todas las fronteras hídricas acontecen variaciones rápidas de la temperatura y velocidad tangencial de las aguas. En los lugares de contacto entre aguas frías y aguas cálidas, puede haber una diferencia de 6°C a 10°C.

Nosotros hemos identificado una frontera hídrica en el Pacífico Peruano, entre las aguas de la corriente costera del Perú y las aguas cálidas y menos saladas del Golfo de Guayaquil. Ella suele estar bien desarrollada en el verano en la latitud de Paita aproximadamente y está más al norte en el invierno del hemisferio austral. Su posición puede establecerse fácilmente cuando los intervalos entre los perfiles transversales quedan inferiores a 30 millas náuticas, pero no se encuentra cuando estos intervalos son mayores.

Una frontera hídrica existe, también, en el área de encuentro entre las aguas de afloramiento y las aguas cálidas situadas hacia el oeste. Es ya de conocimiento público que en el Pacífico Peruano la temperatura en la superficie disminuye hacia la costa y que esta disminución es más pronunciada en las latitudes de los centros de afloramiento mientras se desarrolla el avance de aguas superficiales cálidas hacia la costa peruana.

Los lugares y las temporadas con gradiente más pronunciado de la temperatura se encuentran entre el Callao y Huacho en el curso del otoño. En ésta y otras áreas de frontera suele haber una producción biológica elevada (véase al respecto, también, **Emiliani, 1955**).

La intensificación del gradiente de la temperatura que se observa en el área de contacto entre diferentes masas de agua parece ser (según **Stommel, 1958**) el efecto de la deformación horizontal asociada con un movimiento en remolino que provoca ya sea la extensión, o bien la concentración de las isoterma.

Cabe señalar que una misma frontera sirve por un tiempo como convergencia y, otras veces, como divergencia. Ambas pueden tener carácter estacionario, presentándose especialmente donde existen remolinos en los cuales una corriente pasa en otra. Ello crea dificultades cuando se desea establecer las fronteras de las corrientes oceánicas en la zona ecuatorial. No ocurre lo mismo con la convergencia Subtropical y la Convergencia Antártica.

A veces resulta conveniente distinguir entre (1) fronteras mayores, (2) fronteras hídricas normales y (3) fronteras especiales.

(1) **Fronteras mayores;** designamos así a las que separan esferas. Por ejemplo, la costa y el fondo son fronteras mayores porque separan la hidrósfera de la litósfera; igualmente es frontera mayor la superficie del océano, dado que separa la hidrósfera y la atmósfera.

(2) **Fronteras hídricas normales** son todas aquellas que están en la hidrósfera, donde separan diferentes masas y tipos

de agua, tales como agua dulce y agua de mar, capas de agua, corrientes, etc.

- (3) **Fronteras hídricas especiales.** En la región de las latitudes bajas hay otras fronteras hídricas, a lo largo de las cuales se efectúa el encuentro entre masas de agua que acusan diferencias de temperatura relativamente pequeñas. El área estrecha entre dos masas de agua donde hay gradientes algo más pronunciados recibió el nombre de "Pared" (=ingl. "wall") durante la expedición Shellback, (realizada entre el XI de 1952 y febrero de 1953 en la región del Pacífico Sur-Ecuatorial), pero esta designación no se generalizó.

4. Características de las fronteras hídricas, su determinación y modificación

a) **Características.** Todas las fronteras hídricas tienen ciertos caracteres comunes. En efecto:

- (1) tiene una base física y son naturales;
- (2) son relativamente inestables; oscilan en el espacio, según la presión mayor o menor que ejerce una masa de agua sobre la otra; por lo tanto, son variables;
- (3) Son áreas (o zonas) de transición más pronunciada de las propiedades y acusan gradientes de la temperatura y de la velocidad tangencial.

En el borde de las corrientes pueden encontrarse fronteras que acusan un gradiente de la temperatura del orden de un grado Celcius por pocos metros de distancia. En los lugares de encuentro de las aguas frías y cálidas pueden haber variaciones de unos 10°C o más por Km. Tal intensificación del gradiente de la temperatura en el área de contacto entre masas de agua de diferentes temperaturas parece ser (según Stommel, 1958) el efecto de la deformación horizontal de las isoterma, asociada, a veces, con un movimiento en remolino.

- (4) Forman, de cierto modo, barreras naturales que se oponen a la dispersión de algunos organismos y a la migración de otros, en determinadas temporadas. Por lo tanto, sirven como lugares de acumulación de los peces, lobos marinos, ballenas y aves pelágicas.

En base a esta caracterización, podemos afirmar que una frontera hídrica se caracteriza por la transición relativamente brusca de la distribución de las propiedades físicas, químicas y biológicas del agua de mar.

Las áreas de transición más notables se encuentran entre las aguas marinas y el agua dulce. Trátase de áreas con agua salobre, en que todo es mezcla y en que no existe un ambiente verdaderamente marítimo, porque la salinidad es inferior al 30%.

Las aguas salobres son cuerpos de agua numerosos, separados entre sí, generalmente, por distancia considerables. Algunos están en

comunicación con el mar y presentan un "área marginal de transición". El sistema de lagunas costeras y manglares representa un buen ejemplo de un ambiente de agua salobre con amplia variación de la salinidad.

El mar Báltico es uno de los más extensos cuerpos de agua salobre. Entre este mar y el mar del Norte existe un área de transición con una "frontera ecológica" de separación entre las aguas marinas y las aguas salobres con su fauna y flora características. Igualmente se presenta el caso del mar Negro con respecto al mar Egeo. El primero es un cuerpo de agua salobre, cuya capa superior de 100 m. tiene salinidad inferior a 20‰; el segundo es una región con aguas cuya salinidad es superior a 35‰. La frontera ecológica entre ambos mares está en el Bósforo y los Dardanelos.

En el Pacífico Suroriental, existe un área marginal de transición de las propiedades hidrológicas entre el Golfo de Guayaquil y el noroeste del Perú.

b) **Métodos para determinar las fronteras hídricas.** En la superficie del océano y en la costa existen fenómenos visibles que pueden ser dinámicos, físico-químicos y biológicos. En las distintas profundidades de las aguas, especialmente en las áreas marginales y otras de transición, se desarrollan numerosos procesos invisibles. En unos y otros se basan algunos de los métodos más usuales, aplicables a la identificación de las fronteras hídricas horizontales y verticales.

Las fronteras horizontales se determinan lanzando al agua sobres de plástico, botellas y colorantes (anilinas) y observándose, luego, desde barcos y avionetas, las áreas de mayor concentración de tales materiales y sustancias químicas.

La determinación más expeditiva se hace durante la representación gráfica de las curvas de temperatura y salinidad en el plano horizontal y en el vertical. La mayor concentración de las isolíneas en ciertas áreas permite reconocer la presencia de las fronteras hídricas. Igualmente se reconocen las termoclinas y haloclinas en el plano vertical, identificándose las fronteras hídricas entre la capa superior del océano y la capa subyacente.

c) **Las modificaciones de las fronteras hídricas según sus causas.** Según la causa que las produce, distinguimos:

- (1) modificaciones por acción variable del viento,
- (2) modificaciones provocadas por avance de aguas cálidas o frías,
- (3) modificaciones por receso de la avanzada de una corriente,
- (4) modificaciones por mezcla,
- (5) modificaciones por desaparición estacional de la termoclina.

El conjunto de las modificaciones que se desarrollan en las fronteras hídricas demuestra "que una de las características de las fronteras hídricas es su inestabilidad relativa".

d) **Duración de las modificaciones.** Las modificaciones que se operan en la posición geográfica de las fronteras hídricas entre masas de agua o entre corrientes oceánicas pueden tener duración variable. Distinguiamos:

- (1) modificaciones a corto plazo,
 - (2) modificaciones estacionales,
 - (3) modificaciones multianuales y seculares.
- (1) **Las modificaciones a corto plazo** acaecen en la capa superior del océano, donde la frontera hídrica experimenta la acción de los vientos. Pequeñas variaciones en los vientos son responsables por las variaciones locales de las corrientes; estas modifican sus fronteras, pero no su transporte total.
 - (2) **Las modificaciones estacionales** de las fronteras entre las corrientes oceánicas se producen en relación con las variaciones en el campo de la presión atmosférica y en la fuerza de la circulación atmosférica sobre el océano.

Cambios estacionales en el campo de presión involucran modificaciones en el movimiento de advección del aire sobre el Pacífico Oriental. El aire se traslada allí del SE al NW en el invierno; este movimiento se debilita o cesa temporalmente en el verano.

Otro factor importante para el presupuesto calórico de la región del Perú es la diferencia de temperatura entre la tierra desértica y el océano, que aumenta en el verano y otoño, y puede tener por efecto el traslado de las fronteras hídricas.

- (3) **Las modificaciones a largo plazo** en la posición de las fronteras hídricas dejaron sus vestigios en los sedimentos oceánicos.

El estudio de la naturaleza y distribución de los sedimentos y de las actividades de los glaciares antárticos permitió establecer (Thiel, 1961) que en el curso del Cuaternario hubo importantes variaciones climáticas y se produjeron por lo menos 4 avances de glaciares de intensidad diferente.

El primer avance permitió a los glaciares elevarse hasta 600 m. Pero luego siguió un clima más cálido y seco, de duración bastante larga, en el curso del cual disminuyó la actividad y altura de los glaciares.

El segundo avance se produjo en la edad Pre-Wisconsiniana; los hielos ascendieron, entonces, a 330 m. sobre el nivel del mar.

El tercer avance de los glaciares se registró al comienzo de la edad Wisconsiniana.

La cuarta y última glaciación mayor se registró hace unos 6000 años aproximadamente.

Durante los últimos 6000 años, el clima fué más cálido y como resultado del calentamiento del clima disminuyó la cantidad de las precipitaciones y los glaciares estuvieron retirándose en muchos lugares.

Las fluctuaciones de la distancia a la cual se extendieron los glaciares antárticos en el mar y los cambios subsiguientes en la temperatura del agua del océano se reconocen en la sucesión de los diferentes sedimentos que cubren el fondo y que contienen fósiles diferentes.

Puede suponerse que el monto del agua retenida en los hielos fué mayor durante cada glaciación que durante los intervalos interglaciares de calentamiento. Esta modificación a largo plazo en el monto del hielo y en la relación hielo-agua repercutió en (1) el nivel del océano, (2) su presupuesto calórico, (3) su circulación y (4) la posición de las fronteras hídricas entre corrientes.

Las anomalías multianuales observadas actualmente en la posición de las fronteras hídricas se relacionan, en parte, también con variaciones en la cantidad de hielos de nuestro planeta, para el volumen del cual pueden darse (de acuerdo con Thiel, 1961) los siguientes valores:

Volumen total de hielo de la Tierra	26.66 x 10 ⁶ Km ³
Volumen equivalente de agua	24.00 x 10 ⁶ Km ³
Volumen del hielo existente en la Antártica	23.82 x 10 ⁶ Km ³

Un deshielo brusco provocaría una elevación del nivel del mar en 66,3 metros. Ello significaría una modificación de todas las fronteras entre océanos y continentes y entre corrientes, la cual provocaría daños incalculables en las costas bajas; grandes extensiones de terrenos bajos de la costa quedarían sumergidas bajo el manto de las aguas invasoras.

e) **Efectos de las modificaciones.** Los efectos de las modificaciones que viene experimentando la posición de las fronteras hídricas en el tiempo y en el espacio se ponen de manifiesto en el clima, en el comportamiento de los organismos y en el aumento eventual de la tasa de mortalidad de los mismos.

En el Perú, tales efectos pueden alcanzar, en determinadas circunstancias, dimensiones extremas y aspectos dramáticos, habiéndose registrado ya varias veces en el curso del siglo XX. Existe documentación sobre:

- (1) comportamiento desconcertante de algunos organismos acuáticos,
- (2) abandono de las áreas que sirven como lugares de residencia y ausencia temporal (ejemplos: la desaparición temporal de la anchoveta, la aparición de los atunés frente al Perú y su desaparición frente a América Central, el abandono de las islas por las aves guaneras, etc.),
- (3) migraciones intempestivas realizadas por aves pelágicas y guaneras, vinculadas al avance de las aguas cálidas hacia la costa del país.

- (4) extensión del área de dispersión,
- (5) aparición de algunos aguajes más extensos y
- (6) mortandades de aves guaneras y, a veces, de algunos organismos marinos.

5. Procesos que se desarrollan en las fronteras

En cada una de las fronteras del océano se desarrollan simultáneamente numerosos procesos con efectos sobre la distribución de las propiedades de las aguas y de los organismos. Algunos de estos procesos se mencionan a continuación.

a) **Procesos en la frontera entre el océano y la atmósfera.** En esta extensa frontera se desarrollan los siguientes procesos importantes:

- (1) oscilaciones de nivel, en contestación a los cambios que se producen en el campo de la presión atmosférica,
- (2) intercambio de energía calórica,
- (3) intercambio de gases en ambas direcciones, siendo más importantes para el mundo de los organismos marinos: el intercambio de CO_2 y el intercambio de oxígeno,
- (4) turbulencia y mezcla: régimen turbulento se establece en todos los lugares en que el gradiente de velocidad es suficientemente grande. Todos los sistemas turbulentos poseen remolinos de diferentes dimensiones y cada remolino es un volúmen de fluido que se mueve en forma más o menos coherente con respecto al flujo medio. En cada remolino se disipa energía en forma de calor, debido a la viscosidad.

La mezcla es el proceso más común en la capa superior del océano y en las áreas de transición, representadas por las fronteras hídricas,

- (5) concentraciones de organismos y objetos flotantes; está en relación de dependencia con la frontera hídrica y su orientación.

Cabe señalar que la superficie del océano ha sido objeto de innumerables observaciones durante los siglos. Navegantes, viajeros y pescadores la tuvieron bajo su mirada y vieron las diferentes ondas que la encrespaban, su color de tonalidades variables, las hileras de espumas, los hielos y otros objetos flotantes y los organismos marinos o las aves pelágicas. A pesar de ello, los procesos que se desarrollan en la superficie de los mares y océanos no se conocen todavía y se requieren nuevos estudios especialmente sobre el intercambio de energía a través de esta frontera oceánica.

b) **Procesos en la costa.** En la frontera existente entre el océano y la Tierra se desarrollan procesos de:

- erosión química y mecánica de la costa y
- traslado de material terrígeno.

c) **Procesos sobre el fondo.** El fondo oceánico representa la frontera sólida más extensa entre la hidrósfera y la litósfera. Ella se caracteriza por el cambio continuo al cual lo someten los procesos de:

- decantación y sedimentación de materiales de diferentes procedencias.
- transformación química y bacteriana; y
- compactación progresiva de los sedimentos no consolidados.

6. Las grandes fronteras entre zonas oceánicas y su oscilación en el espacio

Las cartas trimestrales, publicadas por la Oficina Meteorológica de Gran Bretaña, en 1955, que representan las corrientes superficiales en el Pacífico al sur del ecuador, muestran, también, las fronteras mayores entre las corrientes. Es que existe una estrecha relación entre los sistemas de corrientes y las fronteras. Estas son áreas de discontinuidad que tienen carácter permanente y aparecen a veces como "convergencia" o "frente oceánico" y otras veces como "divergencia"; sólo en las regiones en que una corriente pasa en otra, toman el aspecto de remolinos de dimensiones mayores.

La convergencia oceánica es un fenómeno hidrológico inestable que representa una frontera natural entre corrientes oceánicas o entre aguas superficiales de distintas propiedades y origen; además, señala la presencia de una discontinuidad entre las masas de agua de todas las profundidades, porque allí las corrientes y capas de agua modifican su profundidad. Toda convergencia se reconoce a través de la fuerte discontinuidad de las propiedades del agua en sentido longitudinal y, a veces, también de ciertas especies de las faunas planctónicas. Cabe recordar, sin embargo, que una discontinuidad física en el océano no es necesariamente un factor decisivo de la distribución de los elementos de la flora y fauna.

Las convergencias mayores son zonales y cruzan casi todo el océano. Este es el caso de la Convergencia Antártica (C.A.), Convergencia Subtropical (=C.S.) y Convergencia Intertropical (=C.I.).

a) **La Convergencia Antártica.** La Expedición Sudpolar Alemana, realizada en los años 1901-1902, hizo observaciones valiosas sobre la distribución de la temperatura en la superficie del océano Indico. Al analizar y graficar los datos respectivos, el meteorólogo alemán **W. Meinardus** (1923) estableció que la temperatura disminuye más lentamente hacia el sur de la latitud de 50°S que inmediatamente al norte de ella. Reconoció que se trataba de la frontera entre la zona de las aguas frías y la zona de las aguas cálidas y consiguió trazarla entre las longitudes de 105°W y 80°E.

Schott (1926) le dió el nombre de "Línea de Meinardus", pero **Defant** (1928) y **Wüst** (1928) prefirieron utilizar el nombre de "Frente Oceánico Polar" para caracterizar mejor esta área fronteriza de la región Antártica. Luego el barco *Discovery II* demostró, en el curso del invierno de 1932, que esta frontera es continua alrededor del continente antártico. Estableció, al mismo tiempo, que ella no es sólo superficial,

sino que se distingue también en la profundidad Recién entonces se adoptó el nombre de "Convergencia Antártica" (Deacon, 1937).

En los años subsiguientes se obtuvieron nuevas informaciones sobre esta convergencia, tanto en el sector del océano Atlántico, como en el del océano Pacífico por barcos de las Armadas de la Argentina y Chile, y de algunas expediciones oceanográficas y balleneras de diferentes países que viajaron a las regiones australes por diferentes longitudes. De este modo se pudo demostrar que la Convergencia Antártica no está en la misma latitud en todas las longitudes.

Merced a la labor desarrollada, sabemos que la Convergencia Antártica puede ser indentificada con cierta facilidad durante la navegación por un cambio acentuado de la temperatura del aire y de la superficie del mar en un tramo de algunas pocas millas náuticas. Un barco equipado con termógrafo que navega en el verano desde el mar de Bellingshausen hacia el norte, a lo largo de una misma longitud, encuentra entre las latitudes de 61°S y 60°S una franja de aguas, en que la temperatura asciende en un grado o en dos grados (°C). Allí se encuentra la Convergencia Antártica, en cuya área de anchura limitada se efectúa la transición desde las condiciones antárticas hacia las condiciones subantárticas.

Al viajar en barco sin termógrafo y al cruzar el Paso de Drake del norte al sur, en los meses de noviembre y diciembre, uno de nosotros ha tenido la experiencia de acertar la posición de la Convergencia, tomando la temperatura del mar de hora en hora donde era de 6°, 5° ó 4°C y disminuyendo el intervalo a media hora donde se presentaba de 3°C o menos. Allí hizo lanzamientos de batitermógrafo y comprobó que la curva de la temperatura se presentaba muy movida en el área de la convergencia misma en la placa BT.

Las aguas superficiales acusan características polares al sur de esta Convergencia; tienen salinidad baja, debido al derretimiento de los hielos y abundantes nevadas; también acusan temperatura más baja y densidad algo más elevada que las aguas situadas al norte de esta frontera hídrica. Pueden observarse, además, uno o varios de los siguientes fenómenos acompañantes: cielo cubierto, niebla, acumulaciones de hielos y, a veces, precipitaciones locales.

Definición. Se designa como Convergencia Antártica a una zona estrecha de contraste horizontal de las propiedades del agua en dirección longitudinal, con gradiente pronunciado de la temperatura y salinidad, situada entre las aguas antárticas de superficie y las aguas subantárticas (= templadas frías).

Trátase, en realidad, de una de las zonas de discontinuidad permanente de la temperatura (y salinidad) del océano, denominada, también, "Frente polar del hemisferio sur".

Causas. Según una escuela de pensamiento (Deacon, 1937), la formación y posición geográfica de la Convergencia Antártica parecen estar determinadas por un equilibrio entre corrientes profundas y de fondo; según otra escuela de pensamiento (Sverdrup, 1942), por condiciones meteorológicas.

Posición geográfica. En el Atlántico, la Convergencia Antártica está en 50°S, pero cruza el Paso de Drake en dirección NE-SW, estando en el

Pacífico Oriental entre 60°S-61°S durante los meses de febrero-marzo (verano austral). Uno de nosotros la indentificó y cruzó a lo largo del meridiano del Cabo de Hornos sobre la latitud de 58°S en noviembre de 1955 y sobre 59°S en marzo de 1956; al norte del mar de Bellingshausen, en cambio, estuvo en la latitud de 60°S en noviembre de 1955 y en 61°S durante el mes de febrero de 1956 (verano). Para la posición en otras longitudes, Véase Mackintosh (1946). En el lado occidental del océano Pacífico, la Convergencia Antártica está mas al sur que en el lado oriental. En efecto, en el sector de Nueva Zelanda fué encontrada entre 62° y 63°S. En cambio, en el sector central de este océano está más al norte que en ambos lados.

Al resumir los conocimientos viejos y nuevos sobre la posición geográfica de la Convergencia Antártica y sus oscilaciones, se obtiene la siguiente imagen:

- (1) la Convergencia Antártica se extiende alrededor de todo el océano Antártico; por lo tanto, tiene carácter circumpolar;
- (2) su posición media difiere con la longitud, estando generalmente muy al norte en el sector del Atlántico y muy al sur en el Pacífico Oriental y Occidental. Las latitudes extremas que marcan su posición son las de 40°S y 63°S;
- (3) la posición varía en cada longitud con las estaciones anuales, estando más al sur en el verano y más al norte en el invierno según avanza o retrocede también el borde de los hielos que cubren el océano Antártico; esta "oscilación estacional" tiene impacto sobre la posición de las demás convergencias zonales y, también, sobre la circulación oceánica y el volumen de aguas trasportado por las distintas corrientes;
- (4) la Convergencia Antártica es un fenómeno superficial inestable, pero tanto sus oscilaciones estacionales como otras, multianuales, son limitadas en el espacio. Se afirma (Deacon, 1964) que su posición media no ha variado mucho en el curso de los últimos 150 años.

La convergencia Antártica es una frontera hídrica, pero ésta no puede ser interpretada como una barrera infranqueable, —a pesar de lo mucho escrito en este sentido— porque no interrumpe por completo ni el movimiento longitudinal de las aguas superficiales existentes al norte y sur de ella, ni los desplazamientos de los organismos pelágicos.

Observaciones personales que hemos hecho durante nuestros viajes a la región antártica y de regreso, en 1951/52 y 1956/57, durante los cuales hemos cruzado 10 veces el Paso de Drake, nos han permitido comprobar que la Convergencia Antártica es atravesada por (1) lotes de agua subantártica superficial más cálida trasladadas hacia el sur y lotes de agua superficial fría, trasladadas hacia el norte de esta frontera por ráfagas de vientos; (2) por témpanos con altura visible de unos 30-40 m. que llegaron hasta la lat. de 37°S en el Atlántico; (3) por cetáceos grandes y pequeños; (4) por pingüinos y (5) otras aves pelági-

cas. En realidad, podemos afirmar que esta Convergencia no es infranqueable. Sin embargo, representa una frontera natural entre distintas masas de agua (para más detalles, véase Deacon, 1937 y 1964; y Mackintosh, 1946).

En el presente sabemos que la Convergencia Antártica se caracteriza por:

- (1) la fuerte concentración de algunas isothermas superficiales en una zona angosta de unas pocas millas náuticas; ella produce un pronunciado gradiente horizontal de la temperatura en dirección norte sur;
- (2) la presencia de temperatura mínima y densidad superficial máxima al sur de la zona del gradiente;
- (3) la extensión de estas características hasta profundidades de 250-300 m.;
- (4) un cambio de profundidad de las distintas capas de agua, ya que el agua antártica superficial fría y densa se hunde a lo largo de la Convergencia, colocándose debajo del agua subantártica más cálida y de menor densidad y desplazándose a continuación hacia el norte;
- (5) la presencia de remolinos con diámetro de 100 kn. o menos en los cuales se efectúan procesos complejos de mezcla entre las diferentes masas de agua.

b) **Comparación entre la Convergencia Antártica en el Atlántico y en el Pacífico.** Una comparación sumaria de la Convergencia Antártica existente en el Atlántico y Pacífico permite encontrar características comunes y diferencias.

(1) **Características comunes** de la Convergencia Antártica en ambos océanos son:

- el cambio brusco que presenta la temperatura del océano en una franja de agua relativamente angosta a lo largo de cualquier longitud;
- la presencia de salinidades más bajas al sur de la Convergencia, en las aguas antárticas frías de superficie;
- la disminución de las densidades hacia el norte de la convergencia, donde las aguas son más cálidas en la capa superior del océano;
- la oscilación de la posición de la Convergencia en sentido longitudinal por más de uno o dos grados de latitud entre el verano e invierno. Ella se relaciona con la posición del frente polar atmosférico y su desplazamiento hacia el ecuador en el invierno está acompañado por un avance análogo en el mismo sentido del borde de los hielos marinos en la región antártica. De este modo, la "heladera oceánica" está más cerca del ecuador geográfico en unos 100 a 200 Km. y el área de influencia del frío polar se acerca a los lindes de los continentes del hemisferio sur;
- los efectos de la oscilación de la posición de la Convergencia Antártica que se ponen de manifiesto en importantes cam-

bios en el sistema de las corrientes oceánicas y muy especialmente en las dimensiones de las corrientes y del espacio en el cual se desarrollan en el curso de las sucesivas estaciones del año y durante períodos multianuales más largos.

(2) **Diferencias mayores** se observan en el contorno y la posición geográfica de la Convergencia Antártica. En efecto,

- el contorno de la Convergencia Antártica se presenta más irregular en el Atlántico que en el Pacífico y eso sugiere que la mezcla de las aguas de la capa intermedia antártica con aguas más profundas se desarrolla en forma desigual en la distintas longitudes de la cuenca del Atlántico;
- la posición geográfica de la Convergencia Antártica está más al norte en el sector atlántico que en el sector pacífico y se caracteriza por la presencia de lentejos de agua más fría al norte de esta frontera y debajo de la capa superficial.

El conocimiento de éstas y otras características comunes y diferencias de la Convergencia Antártica en los tres océanos: Indico, Pacífico y Atlántico permitirá apreciar mejor el comportamiento variable de las corrientes zonales y periféricas en cada océano y la aparición del Niño y sus fenómenos acompañantes. Porque el Niño aparece sólo cuando las Convergencias están desplazadas muy al sur.

c) **La Convergencia Subtropical.** A una distancia de 600 a 900 millas al norte de la Convergencia Antártica se encuentra la frontera norteña de la zona en la cual prevalecen los vientos del oeste en el Pacífico Sur. Es un área angosta, caracterizada por discontinuidad acentuada de las propiedades del agua en dirección longitudinal, puesta de manifiesto en la superficie del océano mediante un gradiente más pronunciado de la temperatura y salinidad.

La temperatura aumenta del sur al norte de 10°C a 14°C en el invierno y de 14°C a 18°C en el verano en una distancia de pocas millas; y la salinidad pasa de 34.3‰ a 34.9‰ en el verano.

Trátase de la Convergencia Subtropical, denominada, a veces también "Convergencia Subantártica", una **frontera física** entre masas de agua y **biológica** entre faunas que constituye, a la vez, una zona de contacto entre las aguas subantárticas más frías y menos saladas de las latitudes medias y las aguas subtropicales más cálidas y más saladas de las latitudes más bajas que se desplazan hacia el sur. Las aguas subantárticas más densas se sumergen por debajo de las aguas subtropicales a lo largo de toda esta convergencia (Gunther, 1936). Allí se forma el "agua central del Pacífico Sur".

En esta zona estrecha de contacto existen numerosos remolinos de aguas cálidas, separadas de la corriente principal. Los remolinos tienen gran extensión y experimentan amplias variaciones estacionales.

La **posición geográfica** de la Convergencia Subtropical no estaban bien conocida como la de la Convergencia Antártica, pero se admite que acusa mayores oscilaciones que ésta, tanto en el espacio como en el tiempo. Está más al sur en el lado occidental de los océanos Indico, Pacífico y Atlántico que en su lado oriental, encontrándose siempre al sur de las

corrientes de Agulhas, corriente de Australia Oriental, corriente del Perú y corriente del Brasil.

La Convergencia Subtropical entre Australia y América del Sur, en el verano del hemisferio austral no es paralela con las latitudes, dado que vira hacia el ecuador tanto en la región de Nueva Zelanda como frente al continente sudamericano. En efecto, al sur de Australia está aproximadamente en la latitud de 40°S. Luego, se orienta hacia la latitud de 30°S frente a Nueva Zelanda. Entre las longitudes de 180°W y 120°W repite esta orientación, pasando de 40°S a 33°S aproximadamente.

En el Pacífico Oriental fué encontrada entre 30°S - 32°S en el área limitada por los meridianos de 105°W y 95°W. Más cerca de la costa chilena, entre 71°W y 70°W, la Convergencia vira hacia el norte, presentando un curso casi paralelo a esta costa hasta las latitudes de 26°S a 24°S, donde se pierde debido a la acción de las corrientes periféricas. No llega a la costa del continente. La expedición Manning de la Universidad de Miami, Florida, que se realizó en el Pacífico Suroriental en febrero-marzo de 1957, encontró esta convergencia en la latitud de 33°S sobre el meridiano de 80°W.

Al referirse a esta expedición, Chew (1957) afirmó que la posición de esta frontera hídrica indica la fuerza de la corriente del Perú, pues cuando la frontera está más al norte, esta corriente fluye con más fuerza y, viceversa, cuando la frontera está más al sur, la corriente marginal es más débil.

La Convergencia Subtropical no representa una frontera estable en el sentido geográfico de la noción, no obstante de lo cual constituye una frontera para la distribución de masas de agua y corrientes y un límite biogeográfico para la distribución de ciertas especies marinas.

Las características de la circulación oceánica en la Convergencia Subtropical se desconocen. Podemos admitir, sin embargo, que el agua subantártica que tiene densidad mayor se hunde y traslada hacia el norte en una capa subsuperficial.

Se ha señalado, también que las aguas existentes al norte de esta convergencia están estratificadas, mientras que al sur de ella aparecen siempre mezcladas hasta profundidades algo mayores.

En término generales, podemos afirmar que la separación entre los dos tipos de aguas superficiales se efectúa entre las latitudes de 37°S 42°S, estando la Convergencia Subtropical en el margen norteño de las aguas que se desplazan hacia el oeste en la zona de los vientos bramadores. Se exceptúan las regiones periféricas en ambos lados del Pacífico, donde esta Convergencia esta más cerca del ecuador.

d) La Convergencia Intertropical (C. I.) o Ecuatorial es también de tipo zonal, estando situada entre el giro anticiclónico del hemisferio norte y el giro anticiclónico del hemisferio Sur de la circulación oceánica.

La aparición de un área de convergencia en la zona intertropical es un fenómeno que requiere una aclaración, dado que aquí suele ser muy pequeño el gradiente térmico. Este hecho es la causa por la cual muchos autores prefirieron usar el término de "Frente Oceánico

Ecuatorial" en vez de Convergencia Ecuatorial o Convergencia Intertropical.

Varios autores describieron "frentes oceánicos" en el Pacífico Ecuatorial. Figuran entre ellos: Beebe (1926, Cap. 2), Crowell (1953), Cromwell y Reid (1956) y Knauss (1957), Wyrski (1964), en cambio, usa el nombre de Convergencia Intertropical.

Esta Convergencia se caracteriza por la presencia de una capa fría hacia el sur que contrasta con el agua más cálida existente hacia el norte. En el flanco frío de este frente, las aguas parece hundirse hacia el sur.

La Convergencia Intertropical está marcada en la superficie del océano por contraste de color y una o varias hileras de espuma. Hay, también, diferencias acentuadas entre las faunas de cada lado de la convergencia, cuya cantidad aumenta hacia el sur.

La posición geográfica de la Convergencia Intertropical no se mantiene en el mismo lugar, sino que oscila en el curso de las sucesivas estaciones del año. Debido a ello, ha sido objeto de controversias. Según Schott (1931), su terminal oriental se encuentra entre el ecuador y la latitud de 5°S (Paíta), pero cambia de sitio. Gunther (1936) admitió que estaría situado entre la corriente del Perú hacia el sur y la Contracorriente Ecuatorial hacia el norte. En su extensión lateral llegaría hasta frente a Cabo Blanco. Pero Schweigger (1959) expresó dudas al respecto. Nosotros encontramos esta frontera entre aguas durante algunos de los cruceros oceanográficos del BAP "Bondy", realizados en los años 1958-1963; pudimos establecer que separaba la corriente del Perú de las aguas tropicales. La parte más oriental de la Convergencia llega casi hasta la costa noroeste del Perú frente a Cabo Blanco o a Paíta.

Durante sus oscilaciones estacionales, esta convergencia está más al norte en la temporada fría y más al sur en la temporada cálida. Puede ser identificada cuando las observaciones sobre los parámetros oceanográficos se obtienen de lugares situados a menos de 30 millas una de la otra. Por efecto de esta oscilación sobrevienen importantes modificaciones en la circulación superficial de esta parte del océano. Las que se señalan a continuación se refieren a los primeros dos trimestres del año en el Pacífico Oriental.

Trimestre I (enero-marzo): La Convergencia Intertropical se encuentra cerca de la latitud de 3°S, en su posición más sureña. En esta etapa, la circulación oceánica presenta en el Pacífico Oriental las siguientes particularidades: la Contracorriente Norecuatorial se ausenta y en la región dominada por ella en otras estaciones, existen ahora movimientos de agua hacia el oeste y noroeste. La corriente de California es muy intensa y aporta la mayor parte de las aguas que forman la Corriente Norecuatorial. Frente a América Central aparecen dos remolinos grandes; uno ciclónico alrededor del Domo de Costa Rica y otro anticiclónico, alrededor de 5°N y 88°W. La corriente Surecuatorial es más débil y cerca del ecuador existen corrientes que fluyen hacia el este. La corriente del Perú es muy débil, mientras que la Contracorriente del Perú aparece fuerte.

Trimestre II (abril-junio): La Convergencia intertropical se traslada hacia el norte, permaneciendo en la latitud de 10°N durante algún tiempo.

Este importante traslado hacia el norte permite a la Contracorriente Norecuatorial desarrollarse nuevamente. Sus aguas se extienden hacia América Central y su mayor parte entra en la composición de la Corriente Costera de Costa Rica. La Corriente de California es fuerte, llega muy al sur y se constituye en la principal fuente de aguas de la corriente Norecuatorial. La Corriente Surecuatorial recibe mayor aporte de aguas frías de la Corriente del Perú.

7. La discontinuidad en el plano vertical como frontera

La superficie del océano y las capas de discontinuidad de las propiedades del agua, dispuestas entre diferentes profundidades de la columna de agua, desempeñan papel destacado como fronteras ya sea entre dos medios, o bien entre dos estratos de agua. Nos proponemos describir este su papel por separado.

a) **La superficie del océano como frontera entre dos medios.** La superficie del océano es área de contacto entre el aire y el mar y, a la vez, frontera que separa el océano de la atmósfera. Las películas finas de materia orgánica que cubren esta superficie constituyen el "límite". Estas películas de materia orgánica pueden reconocerse, a simple vista, al observar las estelas dejadas por el viento y los barcos. A su formación contribuyen las burbujas que ascienden a la superficie. La fuente principal de la materia contenida en estas películas es la materia orgánica disuelta en el océano. Las películas superficiales influyen en el transporte de materias entre el océano y la atmósfera.

Las condiciones físicas varían en la superficie entre mar calmo y braveza. En tales condiciones variables se realiza el intercambio de gases a través de la superficie líquida en uno y otro sentido. Trátase de una difusión a través de una frontera de agua y aire que se efectúa según las leyes de difusión y solubilidad de los gases.

Varios factores fomentan este intercambio de gases; el más importante entre ellos es el viento. Su fuerza se ejerce directamente sobre la película superficial. La razón del intercambio es proporcional al promedio de la velocidad del viento.

Debajo de la superficie existe una capa de agua que está directamente expuesta a los cambios que se producen en las condiciones físicas por la acción de los factores exteriores. Esta capa es delgada en el verano y más desarrollada hacia fines del invierno. Ella con su superficie constituyen la mayor de las fronteras hídricas que se conocen y cumplen el papel de formar la separación entre el resto de la gran columna de agua y la atmósfera. El espesor de esta capa superficial varía de un lugar a otro y depende de las condiciones meteorológicas y de las ondas internas, cuya propagación provoca fluctuaciones a corto plazo.

b) **La capa de discontinuidad como frontera hídrica.** En lo expuesto anteriormente se ha indicado que los factores con acción sobre la superficie del océano, especialmente el calentamiento estacional de la ca-

pa superior, lleva a la aparición de gradientes de la temperatura y densidad y, a veces, también de la salinidad, que caracterizan la disposición de las propiedades mayores de las aguas en el plano vertical. Aparece, de este modo, una "capa de discontinuidad" que lleva nombres diferentes, según la propiedad del agua a la cual se refiere. Se denomina "termoclina" cuando se trata del gradiente más pronunciado de la temperatura en el plano vertical; "haloclina", cuando se refiere a la salinidad; "picnoclina", cuando se trata de la densidad y "oxiclina", cuando la propiedad considerada es el oxígeno. La profundidad de estas capas coincide a veces y otras veces no.

Cada una de ellas constituye una zona característica, bien marcada dentro de la estructura de las aguas oceánicas y representa, a la vez, una frontera hídrica. Ella separa la esfera de las aguas superiores expuesta a cambios frecuentes, de la esfera del agua más profunda y más fría. Este papel de separación de las esferas tiene numerosos efectos, algunos de los cuales se vinculan con la circulación de las aguas.

Al limitar nuestra exposición a la termoclina, podemos afirmar que ésta acusa un gradiente de la temperatura que puede ser de varios grados ($^{\circ}\text{C}$) en pocos metros y tiene el efecto de aumentar la estratificación y reducir la intensidad de la turbulencia, que parece dependiente de la estratificación (Stommel, 1958).

La profundidad de la termoclina es una función de la divergencia creada por el transporte horizontal de la masa de agua en la capa superficial. Influye en ella también el viento, cuya acción contribuye a la mezcla entre la capa superficial cálida y las aguas más frías de la termoclina. Cuanto mayor es la fuerza del viento, tanto más intensa resulta la mezcla de las aguas frías con las aguas cálidas. Se modifica, de este modo, la distribución de la densidad en la capa superficial y se forma una corriente.

El enfriamiento invernal de la capa superior del océano provoca numerosos cambios en la estructura térmica de las aguas y muy especialmente en la posición de las barreras hídricas, representadas por la termoclina estacional. Esta se erosiona y profundiza.

El proceso físico más importante entre los que se desarrollan en la capa superior durante el invierno y al comienzo de la primavera es la "convección estacional"; ella involucra (frente al Callao, por ejemplo) un descenso de las moléculas de agua hacia profundidades de 60 a 80 m.

La convección es el mecanismo natural que extiende el proceso de enfriamiento de las aguas superficiales hacia la profundidad, lo que lleva a la erosión de la parte superior de la termoclina por mezcla. Este mecanismo convectivo, causado por el proceso de enfriamiento superficial, resulta muy importante para los procesos de mezcla de las aguas y para el traslado de aguas aireadas — con su elevado contenido de oxígeno disuelto — hacia profundidades moderadas. Puede decirse que la convección es la válvula de entrada del oxígeno hacia la profundidad del océano. La convección no se desarrolla en el verano.

Otro proceso físico importante, entre los que modifican la estructura térmica de las aguas y las fronteras hídricas, es la "advección vertical"; ésta involucra un ascenso lento de agua desde cierta profun-

didad, en compensación de agua que se aleja de la región costera en la superficie. Las aguas que ascienden son más frías y al llegar a la superficie demuestran que la frontera hídrica, representada por la termoclina estacional, ha desaparecido en el área respectiva.

c) **Conclusión.** En conclusión, podemos afirmar que la frontera hídrica representada por la superficie del océano con respecto a la atmósfera y la frontera hacia las aguas más frías y más profundas, representada por la termoclina estacional, cumplen papel importante en la estructura del océano. El ajuste dinámico de ambas fronteras a los cambios en la intensidad del viento y las modificaciones introducidas por la convección y la advección demuestran que tales fronteras experimentan importantes modificaciones estacionales con efectos sobre el espesor variable de la capa superficial, el desarrollo y erosión de la termoclina y la distribución de los peces y demás organismos planctónicos y pelágicos en la parte superior del océano.

8. Relaciones entre fronteras oceánicas y otras fronteras

Nos queda por indicar algunos conocimientos sobre las relaciones entre las fronteras oceánicas y fronteras biogeográficas, como asimismo entre fronteras oceánicas y pesquerías.

a) **Relaciones entre fronteras oceánicas y biogeográficas.** La frontera oceánica es una zona que separa masas de agua, mientras que la frontera biogeográfica separa comunidades de organismos. Entre ambas se establecen relaciones complejas que pertenecen al campo de la ecología.

Una masa de agua puede constituirse en un **biotopo**; en la biogeografía, la masa de agua puede representar una entidad igual a una región biogeográfica.

Las fronteras de una estructura hidrológica coinciden, a veces, con los límites de una región biogeográfica. Ejemplo: la frontera de la estructura intertropical y de la región intertropical. Igualmente coinciden las áreas de divergencia y convergencia de las masas de agua con las fronteras biogeográficas.

Las fronteras que separan dos masas de agua poseen forma complicada y contienen áreas de mezcla, en que se fraccionan los límites de las comunidades de vida en una serie de límites de las especies individuales.

Al conocimiento de las fronteras oceánicas y sus oscilaciones en el espacio y en el tiempo y de las fronteras entre regiones biogeográficas se les atribuye importancia mayor desde que permite pronosticar la posición de las áreas en que podría haber mayor concentración de peces, objetos flotantes y radionuclidos.

b) **Relaciones entre fronteras oceánicas y pesquerías.** La frontera oceánica se presta para el desarrollo de las pesquerías. Por ser zona de transición relativamente estrecha, en sus dos lados se concentra plancton característico para cada uno de los tipos de agua presentes. Esta acumulación de plancton atrae a ciertos peces oceánicos que tienen alto valor económico. Entre estas especies está el barrilete y el

atún de aleta amarilla; ambos tienen la costumbre de concentrarse en las zonas de contacto entre aguas cálidas y frías y entre corrientes.

Al sur de Atico e Ilo suele haber una frontera hídrica entre las aguas costeras más frías y las aguas oceánicas más cálidas. Esta frontera está bien marcada en el verano y otoño y llega hasta frente a Iquique (20°S). Peces pelágicos, subantárticos y tropicales, procedentes desde diferentes regiones y latitudes avanzan con las aguas de características tan distintas que constituyen su morada y se acumulan frente a los dos lados de la frontera hídrica. Esta costumbre de los peces pelágicos dió origen al desarrollo de la explotación de los fondos de pesca a lo largo de las mayores fronteras hídricas.

La posición de las fronteras oceánicas puede predecirse, por lo cual puede pronosticarse, también, el área en que se concentrará el barrilete. Ello reviste importancia excepcional para las operaciones pesqueras oceánicas basadas en la exportación de éstos y otros peces pelágicos.

Las fronteras oceánicas se prestan, asimismo, para estudios sobre la influencia de los factores hidrográficos en las poblaciones de peces y pesquerías (véase al respecto Jensen, 1952).

Un caso muy ilustrativo de la relación entre fronteras hídricas y pesquerías ofrece la región de Galápagos. Las islas Galápagos están situadas casi sobre el ecuador, en el ambiente de las aguas de la Corriente Surecuatorial, no muy apartadas de las aguas de características tropicales, existentes más al norte. Al sur del archipiélago, las aguas suelen ser más frías y esta situación se atribuye a la corriente del Perú que aporta aguas desde la región marítima peruana.

La radiación solar es intensa en la región y contribuye al mantenimiento de temperatura relativamente elevadas en la superficie del mar durante todo el año. A pesar de ello, las aguas son más cálidas al norte de las islas que al sur de ellas, lo que contribuye a la aparición de una frontera hídrica, caracterizada por un fuerte gradiente térmico.

La frontera hídrica de Galápagos entre las aguas tropicales cálidas y las aguas más frías, que se trasladan allí desde la costa occidental de América del Sur, modifica su posición en el tiempo y en el espacio. Pone de manifiesto oscilaciones estacionales, estando más al norte en la estación fría y más al sur en la estación cálida. Las oscilaciones longitudinales de la frontera hídrica son más acentuadas en los años caracterizados por la aparición del "Niño".

Las aguas alrededor de las islas Galápagos constituyen una de las regiones pesqueras más importantes del Pacífico Tropical; en ellas viven las dos especies de atunes más buscados por los pescadores de California y Japón: el atún de aleta amarilla (*Noethunnus macropterus*) y el barrilete (*Katsuwonus pelamis*). La abundancia de estos peces en las aguas de Galápagos se relaciona, indudablemente, con la presencia de la frontera entre aguas cálidas y frías y su distribución en el espacio se modifica con las oscilaciones de esta frontera hídrica.

Algunos admiten que la isoterma media de 21°C delimita hacia el sur los confines de la región poblada por las dos especies de atunes. Esta isoterma queda alrededor de la latitud de 05°S durante la mayor parte del año; sólo hacia fines del verano se traslada más al sur, acercándose a la costa peruana y lo mismo acontece en los años caracterizados por calentamiento extremo de las aguas superficiales, cuando la encontramos más al sur todavía, variando, entonces, su posición latitudinal del verano al invierno con mayor amplitud. Simultáneamente suele producirse una modificación profunda en la posición de la frontera hídrica que se traslada hacia el sur y en el flujo de las aguas superficiales.

A esta oscilación de la frontera en el espacio le corresponde una modificación de los límites de distribución de las poblaciones del barrilete y del atún de aleta amarilla, como asimismo ciertas modificaciones en el comportamiento de otros peces pelágicos, entre los cuales figura la anchoveta, y de las aves guaneras del Perú.



CAPITULO III

LA CIRCULACION OCEANICA GENERAL Y SUS COMPONENTES

1. Los escalones del movimiento en el mar.— 2. La circulación oceánica general.— 3. Hipótesis y teorías de la circulación oceánica.— 4. Tipos de circulaciones oceánicas

El océano es un sistema dinámico. Cada molécula de agua y las "masas de agua" efectúan movimientos de distinta intensidad y ellos afectan el agua, los sedimentos y la vida. El estudio de la dinámica y termodinámica de los océanos pertenece a la Oceanografía Física. Las mayores circulaciones oceánicas deben ser tratadas conjuntamente con las circulaciones atmosféricas, porque el viento contribuye ampliamente a la circulación a largo plazo en el océano.

En este Capítulo nos proponemos presentar los escalones del movimiento del agua, en general y de su masa en particular, como asimismo, la circulación oceánica y las diferentes teorías enunciadas para explicar esta circulación en relación con sus causas.

1. Los escalones del movimiento del agua

a) **Clasificación.** Los movimientos del agua en el océano son complejos y se conocen sólo parcialmente. Por lo general, se distinguen los siguientes tipos de movimientos de agua:

1º) Las oscilaciones que se subdividen en:

- Oscilaciones a largo período, principalmente las mareas; y
- Oscilaciones a corto plazo: el estado del mar y sus efectos.

2º) **Las corrientes:** éstas pueden ser provocadas por oscilaciones de nivel, acción del viento, condiciones de densidades, etc.

De estos tipos de movimiento del agua, nos interesa más el de las corrientes, debido a su extensión en el espacio y sus efectos.

El movimiento de las masas de agua en el océano se comprende mediante el análisis de:

1º) **Los cambios** en la temperatura, salinidad y otras propiedades que experimentan las masas de agua en el curso de sus movimientos durante el año.

2º) **La variación** de la estructura térmica y halina de la capa superior del mar (hasta unos 200 m.) durante el año;

3º) **Las cartas mensuales** de corrientes superficiales.

En un océano formado por dos estratos de agua, los movimientos posibles pueden clasificarse en:

2º) **Movimientos barotrópico y baroclínico y**

2º) **movimiento geostrófico y actual o no geostrófico)**

b) **Movimiento barotrópico y baroclínico.** El movimiento del agua con una velocidad independiente de la profundidad se denomina "barotrópico", mientras que el movimiento con velocidad dependiente de la profundidad se llama "baroclínico".

En el concepto del movimiento barotrópico se acepta que el océano es homogéneo y que responde como tal a la acción del viento sobre la superficie del océano. Las velocidades promedias son similares en las dos capas de agua.

El concepto del movimiento baroclínico atribuye gran importancia a todo cuanto se desarrolla en las superficies intermedias. Los gradientes horizontales de presión son menores y, debido a ello, las velocidades son mucho menores en la capa inferior que en la capa superior.

c) **Movimiento geostrófico y actual:** Se dice que el movimiento de un fluido es "geostrófico" (es decir orientado hacia la Tierra) cuando se desarrolla sin aceleración y sin fricción. En tal caso, las únicas fuerzas en acción son: la fuerza del gradiente de presión, la fuerza de Coriolis y la gravedad que deben equilibrarse. Los gradientes de presión horizontales están en equilibrio en el movimiento geostrófico debido a la aceleración de Coriolis; el agua no tiene aceleración con respecto a la tierra. Mientras se mantiene el equilibrio con cierta aproximación, se dice que se tiene un "flujo casi geostrófico".

El "flujo geostrófico" tiene ciertas propiedades que lo hacen apto para los estudios de las corrientes oceánicas. Una de esas propiedades es que sus componentes en un nivel sólo dependen del gradiente de la presión en este nivel y no de la contribución de los gradientes de presión en el nivel suprayacente y en el nivel subyacente.

Las masas de agua que se forman continuamente en la superficie del océano y cerca de ella por las condiciones climáticas están representadas dinámicamente como gradientes horizontales de presión; al dividirlos por $2 \omega \sin \varphi$, nos dan lo que vienen a llamarse "corrientes geostróficas".

Cuando se desea estimar las velocidades del viento y de la corriente oceánica sobre la base de mediciones de los gradientes horizontales existentes en el campo de la presión, se utiliza la "ecuación geostrófica".

De acuerdo con Hidaka (1957), las expresiones para las corrientes geostróficas fueron derivadas suponiendo que no se efectúa mezcla vertical en el océano. Son éstas:

$$u = \frac{1}{2 \omega \operatorname{seno} \xi \rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta y};$$

$$v = \frac{1}{2 \omega \operatorname{seno} \xi \rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta x}$$

en la cual:

paralela con los ejes x e y, siendo

x = eje hacia el este, e

y = eje hacia el norte;

p = la presión

ρ = la densidad del agua de mar

ω = la velocidad angular de la Tierra

ξ = la latitud geográfica.

Actualmente se admite que la circulación permanente de los océanos es predominantemente baroclínica y geostrófica. Esta característica debería surgir de cualquier teoría destinada a representar el flujo para que sea aceptable.

2. La circulación oceánica general

La circulación oceánica general abarca los movimientos de traslado de las corrientes y realiza un transporte de agua y de calor o frío de un lugar a otro. Mientras se desarrolla, modifica la distribución de las propiedades del agua, principalmente de la temperatura, salinidad, oxígeno y gases disueltos. Influye en la posición de las fronteras entre masas de agua; tiene efectos sobre la vida y abundancia de los organismos, como asimismo sobre los resultados variables de las pesquerías marítimas.

a) **Los factores con papel en la circulación oceánica.** En la circulación intervienen varios factores, siendo más importantes:

- 1) el campo interior de fuerza de la estructura de la masa,
- 2) el campo exterior de fuerza, atribuido a los vientos y
- 3) los factores indirectos; el calentamiento y enfriamiento, la evaporación y precipitación y otros factores que participan indirectamente en la circulación oceánica.

Los factores que influyen en la circulación oceánica superficial forman dos grupos mayores, a saber:

- (1) el grupo de las fuerzas generadoras de corrientes y
- (2) el grupo de las fuerzas secundarias

- (1) **Las fuerzas generadoras de corrientes** se denominan también "fuerzas primarias" y representan el grupo de los factores causantes de corrientes; ellos pueden ser exteriores e interiores. Son exteriores: la fricción tangencial del viento las fuerzas de marea, los cambios en la presión.

Los vientos transmiten al océano energía mecánica y ésta contribuye a la formación de ondas, evaporación, mezcla de aguas y, más que todo, a la génesis de los grandes sistemas de corrientes oceánicas.

- (2) **Las fuerzas secundarias** sólo afectan al movimiento en desarrollo de las aguas; ellas constituyen el grupo de los factores modificadores (= transformadores) de corrientes. Trátase de la fisiografía de la cuenca oceánica y todas aquellas fuerzas que influyen sólo en la dirección y velocidad de las corrientes, como son los movimientos sísmicos y las fuerzas de deflexión y de fricción.

b) **Clasificación de la circulación oceánica.** Según los factores considerados, puede procederse a una subdivisión de la circulación oceánica general, como sigue:

- (1) la circulación térmica del océano.
- (2) la circulación termohalina
- (3) la circulación convectiva
- (4) la circulación impulsada por el viento

Para cada una de estas circulaciones existen teorías que serán presentadas más adelante.

En cuanto a la importancia que recae sobre cada una de ellas, observamos que las opiniones de los científicos están todavía discrepantes. En efecto, mientras Sverdrup (1947), Stommel (1945), Munk (1956), Hansen (1951), Neuman (1955 y 1960), Morgan (1956), Hassan (1958) y Wyrтки (1961) acuerdan mayor importancia a la circulación establecida por la fuerza del viento, Takano (1962) considera que la circulación convectiva es de importancia esencial, muy superior a la circulación oceánica producida por el viento. Hay también estudiosos que atribuyen importancia igual a la circulación termohalina y a la circulación impulsada por el viento y tratan de explicar la forma en que están conectadas entre sí.

La verdad es que en la actualidad no poseemos una imagen correcta de la circulación oceánica general con todas sus características. Se estima que las observaciones sobre la circulación en la superficie del océano no son satisfactorias, mientras que las observaciones sobre la circulación abisal son insuficientes para el conocimiento exacto de la distribución de las densidades en el océano y del mecanismo del movimiento del fluido, en general. Por ello, la circulación oceánica general constituye todavía un problema por solucionar: en realidad, es el problema básico de la Oceanografía moderna.

El problema general de la circulación oceánica no tiene solución integral, porque el número de los factores que intervienen es demasiado grande. Por ello se ofrecieron soluciones teóricas con el fin de en-

contrar el régimen dinámico sobre la base de un solo factor entre los que actúan sobre la superficie del océano o en su interior. Así se llegó al enunciado de varias teorías.

3. Hipótesis y teorías de la Circulación Oceánica

a) **Antecedentes sobre hipótesis y teorías enunciadas.** Las ciencias naturales tratan de encontrar y enunciar las leyes que gobiernan los fenómenos que acaecen en la naturaleza. Se acercan a ellas paso a paso, estudiando las relaciones entre causa y efecto. Este adelanto se realiza normalmente por vía de hipótesis, teorías y principios.

La hipótesis se expresa cuando no se dispone de suficientes pruebas para documentar la relación de causa y efecto. La teoría se construye cuando existe ya una cantidad mayor de datos, pero no puede conocerse todavía la acción de cada causa, aislada de otras causas que actúan al mismo tiempo en el mismo lugar, o cuando un fenómeno observado no puede ser repetido en forma experimental para obtener un resultado reproducible. El principio se enuncia cuando los conocimientos obtenidos alcanzan ya para conocer la ley natural con suficiente aproximación.

En el campo del estudio de la circulación oceánica encontramos hipótesis y teorías enunciadas con el propósito de encontrar los principios que gobiernan la génesis, el mantenimiento, las variaciones y el cese de las corrientes y otros movimientos más lentos de las aguas.

Los océanos y mares contienen 1370 millones de Km³ de agua y toda esta enorme masa de fluido se encuentra en movimiento, debido mayormente a las diferencias que surgen en la distribución de las densidades y de la energía. Efectúa oscilaciones y se traslada de un lugar a otro en el sentido horizontal o de una profundidad a otra en sentido vertical, experimentando la influencia de las fuerzas exteriores e interiores de intensidad variable y acusando variaciones de su dirección, velocidad, transporte y persistencia en el curso del tiempo y en el espacio.

A pesar del gran volumen de las aguas y de las grandes profundidades de las cuencas oceánicas, el traslado de las aguas no es caótico; obedece, más bien, a ciertas fuerzas que actúan en la superficie y en el interior del océano. Es así que podemos observar que las corrientes oceánicas superficiales forman sistemas casi circulares, de acuerdo con el régimen de los vientos dominantes de cada hemisferio. Pero, además de los vientos intervienen también otros factores que pueden producir corrientes o causar sólo modificaciones en las ya existentes. Todo ello introduce numerosas complicaciones en el panorama de la circulación horizontal y vertical que se desarrolla en el océano y de los procesos de mezcla entre aguas de procedencias diferentes. No obstante, hubo estudiosos que intentaron encontrar una explicación aceptable para la circulación oceánica en escala global y en función de sus causas.

Sobre las causas de los grandes sistemas de corrientes oceánicas hubo muchas especulaciones en el curso de los últimos tres siglos; algunos físicos y navegantes (**Franklin, Rennel** y otros) opinaron que el viento prevaleciente sería la causa de la mayoría de las corrientes cono-

cidas. Otros (como **Maury** y **Carpenter**) sostuvieron que la fuerza creadora de las corrientes oceánicas era la resultante de las diferencias en la densidad de las aguas, causadas por el calentamiento desigual de las diferentes regiones oceánicas. Todos ellos utilizaron sólo argumentos cualitativos.

Temprano se llegó a saber que la circulación oceánica tiene varias características en común con la circulación atmosférica, dado que ambos obedecen a los mismos principios de la física. Se desarrollan sobre un globo que gira alrededor de su eje a velocidad de 30 Km/seg.; luego, se estableció que entre sus regímenes existen también diferencias, siendo una de las más importantes la de que la circulación atmosférica se desarrolla en un medio gaseoso desprovisto de obstáculos, mientras que la circulación oceánica se efectúa en un medio líquido con grandes obstáculos, representados por los continentes y su talud, que se interponen en el camino de las corrientes zonales, obligándolas a cambiar su curso.

Esta diferencia entre las dos circulaciones, conjuntamente con las condiciones complejas en que se realiza la génesis y el mantenimiento de las corrientes oceánicas, crearon dificultades a todos los que trataron de explicar el movimiento horizontal de apreciables volúmenes de agua en la región central del océano y en sus lados orientales y occidentales. En este intento se siguieron dos caminos: el de las especulaciones y el de la explicación cuantitativa.

Desde 1878 en adelante, se enunciaron teoremas y teorías sobre las corrientes oceánicas, colocándose las bases de la oceanografía dinámica moderna. Al principio, se prestaron conceptos, fórmulas y terminología de otras ciencias, principalmente de la meteorología e hidrodinámica.

A la meteorología se recurrió para prestar de ella numerosos conceptos y términos, admitiéndose que los conceptos más fecundos resultaron ser los que se refieren a la circulación de las aguas oceánicas superficiales. Con todo ello, surgieron limitaciones. En efecto, el meteorólogo traza la dirección y velocidad de los vientos todos los días, y, a veces, hasta tres veces por día (como ocurre en los grandes aeropuertos). Reune, de este modo un valioso material documental que permite reconocer las condiciones que reinaban en la región hace un par de años. El oceanógrafo tiene esta misma posibilidad en algunos campos, como ser: la temperatura del agua y las mareas que se registran continuamente, pero no la tiene en el campo de las corrientes, dado que éstas cambian su dirección y velocidad como las fuerzas que las generan por lo cual encuentra serias dificultades cada vez que trata de dar descripciones de corrientes oceánicas que tienen que ser cuanto más completas y, a la vez, sintéticas.

A la hidrodinámica se apeló para aplicar el método cuantitativo al estudio de las corrientes. De hecho, la teoría de las corrientes oceánicas comenzó con casos simples de hidrodinámica; pero muy temprano se vió que la aplicación de los principios generales de hidrodinámica para encontrar una explicación cuantitativa de las corrientes observadas es posible sólo con ciertas limitaciones. En efecto, las ecuaciones hidrodinámicas generales del movimiento no tienen soluciones com-

pletas. Hay que introducir en ellas una serie de suposiciones con el fin de hacer destacar el papel de cada uno de los factores que actúan simultáneamente sobre la superficie y en el interior del océano, estableciendo las relaciones entre la teoría y la realidad basada en observaciones y mediciones directas de las corrientes. Se crearon, de este modo, modelos matemáticos para facilitar la tarea de describir la circulación oceánica.

Con la ayuda de tales modelos matemáticos, se consiguió expresar teoremas y teorías de las corrientes oceánicas que tratan de explicar la circulación horizontal que se desarrolla en gran escala en los océanos en base a la relación de causa a efecto. Mediante expresiones matemáticas fueron trazados los rasgos básicos de la imagen que se tiene sobre la circulación oceánica general con sus características que permiten comprender el mecanismo de las corrientes oceánicas. Los maestros de esta obra, realizada entre fines del siglo XIX y 1930, fueron **Bjerknes**, **Ekman**, **Defant** y algunos de sus colaboradores y discípulos.

Bjerknes (1898) formuló el teorema de la circulación, conocida como "teorema de Bjerknes", basado en la distribución de las densidades. **Ekman** (1905) enunció la teoría de la Corriente de deriva producida por el viento y **Defant** (1929) explicó las condiciones de la estratificación estable de los distintos cuerpos de agua en el océano. Ellos mostraron cuales son las fuerzas que producen corrientes oceánicas y cuales son las modificaciones que experimentan por efecto de la fricción, topografía del fondo, rotación de la Tierra y otros factores.

Las teorías enunciadas permitieron reconocer, paso a paso:

- 1º) la acción de las "fuerzas primarias" que intervienen en la génesis y el mantenimiento de las corrientes oceánicas;
- 2º) la acción de las "fuerzas secundarias" (como ser: el giro de la Tierra, la topografía del fondo y la fricción), que sólo consiguen modificar las corrientes, sin tener intervención en su génesis;
- 3º) las relaciones cuantitativas de la circulación de las corrientes superficiales; y
- 4º) la importancia de la mezcla lateral.

Las suposiciones adoptadas en la teorías formuladas requieren, a veces, modelos matemáticos complicados, cuyo desarrollo es laborioso y necesita del uso de máquinas computadoras. De este modo, ciertos aspectos de la teoría moderna de la circulación oceánica se constituyen en "campos vedados" para los que no tienen suficiente preparación matemática. Por otra parte, las expresiones matemáticas basadas en suposiciones tienen soluciones teóricas aceptables, pero entre éstas y la realidad, representada —en este caso— por las corrientes actuales, existe un evidente desacuerdo. Eso quiere decir que la evolución de la teoría de la circulación oceánica no ha concluido aún.

Por el momento, debe recurrirse a la **estática** para comprender la distribución de las fuerzas en el océano; a la **cinética** para los métodos de descripción de las corrientes oceánicas y a la **dinámica** para expli-

car las corrientes a través de las fuerzas en acción que producen los movimientos de las aguas (véase **Dietrich**, 1957).

Finalizamos esta presentación, afirmando nuevamente que la circulación oceánica requiere todavía una teoría unitaria que permita dar una explicación cuantitativa de las corrientes oceánicas, basada en una armoniosa combinación de las observaciones hechas en el mar con las soluciones teóricas de ciertos modelos matemáticos.

Datos amplios sobre las hipótesis, teorías y teoremas relacionados con la circulación oceánica pueden encontrarse en las obras de **Ekman** (1902 1905 1923), **Stommel** (1948 y 1957), **Munk** (1950), **Hansen** (1951); **Neuman** (1955 y 1960), **Charney** (1955), **Hassan** (1958), **Bowden** (1958), **Defant** (1961) y otros.

En este ensayo, se mencionan algunas de las hipótesis y teorías enunciadas en el pasado con el propósito de mostrar cual fué la evolución de los conceptos en el campo de la oceanografía dinámica hasta llegar a la situación actual. La presentación se hace en el siguiente orden:

- la hipótesis de la deriva causada por la viscosidad,
- la hipótesis de la circulación basada en precipitación y evaporación;
- la hipótesis de la circulación térmica en el océano
- la hipótesis de la circulación halina en el océano
- la teoría de la circulación termohalina en el océano
- la teoría de la circulación convectiva
- la teoría de la circulación impulsada por el viento y su desarrollo.

A esta última le acordamos mayor importancia, por estímar que la distribución del viento que actúa sobre la superficie del océano tiene el papel más destacado en el régimen dinámico de la circulación oceánica general.

b) **La hipótesis de la deriva causada por la viscosidad.** Uno de los primeros intentos de encontrar una explicación cuantitativa a las corrientes fué el de **Zoppritz** (1878). Este autor atribuyó el desarrollo de las corrientes oceánicas a la viscosidad del agua, o sea a la fricción interna. Admitió que el movimiento producido por el viento en la superficie del mar se transfiere a las capas más profundas por la viscosidad.

Estudios realizados más tarde demostraron que el factor que produce las corrientes oceánicas no es la viscosidad. Según estimaciones hechas al respecto, el viento tendría que soplar durante unos 2-1/2 años para que se mantenga en la profundidad de 10 m. el 50% de la velocidad que tiene la corriente en la superficie del mar. El factor importante sería la fricción turbilionaria, o simplemente el "intercambio" vertical y horizontal de las aguas. Este intercambio depende de la magnitud y velocidad de los remolinos.

c) **La hipótesis de la circulación basada en precipitación y evaporación.** En determinadas zonas del globo terrestre, las precipitaciones superan a la evaporación; el exceso de agua puede dar allí origen a corrientes. El primero en tratar este aspecto de la circulación oceánica fué **Hough** (1897).

Este autor estudió las mareas y trató las corrientes oceánicas producidas por la distribución zonal de la precipitación y evaporación, dejando de lado los límites meridionales del océano y la fricción. Encontró que en un océano homogéneo podía existir un sistema de corrientes geostroficas que fluyen del este al oeste con aceleración uniforme. Concluyó que ni la precipitación, ni la evaporación pueden ser causas generadoras de corrientes oceánicas. Su teoría contiene las principales características dinámicas del actual concepto sobre la circulación oceánica (Stommel, 1957).

La idea de las corrientes oceánicas producidas por exceso de precipitación y evaporación, fué retomada por Goldsbrough (1933), quien creó un modelo en el cual introdujo fronteras meridionales. Admitió que la precipitación predomina en uno de los hemisferios y la evaporación en el otro. Estableció los sistemas de corriente permanentes de cada hemisferio. Sus resultados fueron utilizados por Stommel como base para una discusión de los principios de la circulación oceánica, de acuerdo con los cuales la corriente geostrofica estaría orientada hacia el ecuador en el hemisferio de la precipitación y hacia los polos en el hemisferio de la evaporación. La corriente hacia el ecuador requiere una divergencia horizontal; las corrientes hacia el polo requieren convergencias horizontales. La distribución de la divergencia absorbe el agua de precipitación y las convergencias abastecen con agua a las áreas donde hubo evaporación.

d) **La hipótesis de la circulación térmica en el océano.** El océano no presenta condiciones favorables para una fuerte circulación térmica, porque las fuentes de calor y frío están en la superficie. No obstante, durante mucho tiempo se pensó que las diferencias de temperatura en el espacio y en el tiempo serían la causa principal de la circulación oceánica profunda, y se admitió la hipótesis de la circulación vertical simétrica en el océano, que había sido expresada ya por Humboldt (1814) y enmendada varias veces en el curso del siglo XIX.

De acuerdo con esta hipótesis, la circulación oceánica general tiene su motor en el calentamiento diferente de las grandes regiones oceánicas entre el ecuador y los polos. La radiación total que llega a cualquier latitud depende del ángulo del Sol y de la nubosidad. En las latitudes bajas, la radiación que llega al océano es mucho mayor que la que se devuelve a la atmósfera. La nubosidad elevada tiende a reducir la temperatura del océano en la superficie en las bajas latitudes y aumentarla en las latitudes medianas y altas, especialmente en el curso del verano.

Esta distribución desigual del calor sería la causa del movimiento horizontal de las aguas oceánicas, en el cual pueden distinguirse corrientes cálidas que fluyen de la región ecuatorial hacia los polos y corrientes frías que trasladan las aguas de la región polar a la región ecuatorial. El agua más cálida se desplaza hacia latitudes más altas en las capas superiores, a la vez que el agua fría de las latitudes más altas se desplaza hacia latitudes bajas en las capas más profundas del océano.

La hipótesis estuvo en pie hasta 1922, cuando Merz (1925) enunció su hipótesis basada en el concepto de la circulación halina.

Ultimamente se publicaron varios modelos matemáticos contribuyendo a una teoría de la circulación térmica en el océano que concuerdan bastante bien con las observaciones en la naturaleza (Véase: **Robinson y Stommel, 1959; Robinson y Welander, 1963**), pero ninguno admite el mismo equilibrio dinámico para el modelo básico. Esto demuestra que nuestros conocimientos sobre los procesos oceánicos son todavía inadecuados (**Veronis, 1963**).

e) **La hipótesis de las circulación halina en el océano.** Esta hipótesis se basa en las diferencias de la salinidad y se realiza entre regiones oceánicas que acusan mayores gradientes de este parámetro.

En cada océano existen regiones en que se produce un aumento de la salinidad en la capa superficial y otras regiones, en que se desarrolla una disminución de la salinidad en esa misma capa. Las regiones de elevada salinidad se caracterizan por evaporación intensa; como ejemplo puede servir el centro de Alta existente en la Zona Subtropical, donde se forman las aguas con la salinidad más alta de todo el Pacífico Suroriental. Las regiones de baja salinidad se distinguen por precipitación intensa, por aporte de agua dulce desde la tierra firme o por agua dulce proveniente del deshielo. Tales regiones existen en la zona de las Calmas, los mares polares y alrededor de la desembocadura de los ríos, especialmente de los ríos de gran caudal. (El Misisipi, por ejemplo, vierte al mar 17. 000 m³/seg.).

La circulación halina puede desarrollarse en la misma dirección con la circulación térmica y en tal caso fortalece su acción; o en dirección opuesta, debilitando, entonces, a la circulación térmica.

f) **La teoría de la circulación termohalina en el océano.** Las diferencias horizontales de la temperatura y salinidad, mantenidas por influencias del clima sobre la superficie del océano, provocan diferencias de densidades que causan una circulación. La densidad del agua que se encuentra en la proximidad de una fuente de calor disminuye; esta agua asciende por razón de continuidad.

El primero en apuntar hacia las diferencias en la densidad de las aguas oceánicas como causa de las corrientes fué **V. Bierknes (1898)**. En la actualidad se admite que gran parte de la circulación oceánica es de origen termohalina. Las razones que sustentan este concepto fueron presentados por **Stommel (1956)** en su libro clásico sobre "La corriente del Golfo". Papel importante desempeña en esta circulación la termoclina oceánica (**Robinson y Stommel, 1959; ver, además, Wyrcki 1960**).

g) **La teoría de las circulación convectiva.** La circulación convectiva se produce por variaciones en las densidades del agua en la superficie del océano. Estas variaciones son provocadas por el flujo desigual del calor en la superficie.

Algunos autores atribuyen a la circulación convectiva mayor importancia que a la circulación impulsada por el viento. Así en su artículo titulado "Circulación générale Permanente dans les Océans". **Takano (1962)** afirma que "parece que la circulación convectiva tiene siempre importancia esencial en comparación con la circulación impulsada por el viento" (pág. 200).

h) **La teoría de la circulación impulsada por el viento y su desarrollo.** Isaac Vossius (1663) y Edmundo Hally (1683) fueron los precursores de la teoría de la circulación impulsada por el viento. Vossius sugirió que la circulación oceánica se relaciona con el movimiento de los vientos, mientras que Halley trató de realizar un estudio sistemático de los sistemas de vientos primarios en función de sus causas y establecer las relaciones con las principales corrientes oceánicas.

En 1902 y 1905, V. W. Ekman publicó su teoría incompleta de las corrientes oceánicas impulsadas por el viento con la cual introdujo en las ecuaciones dos conceptos importantes: (1) el de la fuerza de Coriolis y (2) el de la transmisión de la fuerza de fricción del viento hacia la profundidad, teniendo en cuenta la viscosidad.

- (1) **La fuerza de Coriolis** (= aceleración de Coriolis = fuerza deflectora de la Tierra) ha sido descubierta por el físico francés G. C. Coriolis, en 1835. Ella tiene componentes horizontales y verticales. Cuando se habla sólo de los componentes horizontales, se trata de la "fuerza deflectora del giro de la Tierra". Ella es siempre vertical sobre el movimiento, estando orientada en el hemisferio norte hacia la derecha (= cum sole) de la dirección en que se desplaza la corriente y, en el hemisferio sur, hacia la izquierda (= contra solem). En la Meteorología se utiliza el término de anticiclónico en vez de cum sole y ciclónico en vez de contra solem.

La fuerza de Coriolis puede describirse como "componente vertical de la vorticidad de un elemento de agua" que aparece por efecto del giro de la Tierra. Este parámetro influye en la dirección de la corriente, siendo cero en el ecuador y aumentando desde el ecuador hacia los polos; produce una intensificación del flujo hacia el oeste. El efecto de este giro se pone de manifiesto en océanos y mares extensos, pero no así en lagos y mares con extensión inferior a 300 Km.

La fuerza de Coriolis (=f) responde a la fórmula

$$f = 2w/\text{seno } \xi$$

en la cual: w es la velocidad angular del giro de la Tierra ($w = 2/86164 \text{ seg.} = 7,29 \times 10^{-5} \text{ seg}^{-1}$) y ξ es la latitud; por lo tanto, la fuerza de Coriolis depende del seno de la latitud.

La acción de este factor variable explica, en parte, una de las características notables de la circulación oceánica; ella consiste en la falta de simetría en el flujo del agua desde el este al oeste, donde alimenta las corrientes periféricas. En el lado occidental de cada océano existen condiciones de frontera con flujo intenso: el Kuroshío en el Pacífico Norte y la corriente del Golfo en el Atlántico Norte; ellas no tienen corrientes iguales en el lado oriental de los océanos respectivos.

- (2) **La fuerza de fricción** obedece a la ley de la fricción expresada por **Newton**. La teoría de la fricción está explicada en los tratados de Hidrodinámica. La fricción causada por el viento en la superficie del mar ejerce su influencia sobre la velocidad del movimiento del agua, reduciéndola. La profundidad hasta la cual se trasmite el efecto de la fricción es desigual, dado que la fuerza del viento tampoco es igual en las distintas regiones oceánicas.

Cabe recordar que las áreas costeras, poco profundas, además de la **fricción superficial**, interviene también la **fricción con el fondo**, que procede de las desigualdades de su relieve; también existe la **fricción lateral** con la costa y con masas de agua adyacentes y la **fricción interior** en las fronteras hídras interiores del océano.

Con sus estudios, **Ekman** colocó las bases de la teoría de las corrientes oceánicas horizontales influenciadas por el giro de la Tierra. Si bien no consiguió enunciar una teoría completa de la circulación oceánica, desempeñó papel importante en el esfuerzo de contribuir a la solución del problema. Concibió la circulación oceánica central como proceso dinámico que se desarrolla en un océano de dos capas (o estratos) de agua, a saber:

- 1º) Una capa superficial, delgada, de unos 100 m. que está bajo la influencia del viento, y en la cual las aguas se trasladan en función de la energía eólica, transmitida por fricción. Esta capa recibió, más tarde, el nombre de "capa de Ekman" y la corriente producida por la acción tangencial del viento sobre la superficie del mar fué designada "deriva de Ekman".
- 2º) Una capa más profunda (= capa geostrófica) que no está bajo la influencia del viento y en la cual se realiza un flujo geostrófico sin fricción de las aguas. Allí existe velocidad constante con la profundidad.

Según la teoría de **Ekman**, la dirección de la deriva superficial provocada por el viento se desvía en el hemisferio sur en unos 45° hacia la izquierda de la dirección en que sopla el viento y hacia la derecha en el hemisferio norte y su velocidad disminuye con la profundidad. Otros autores indicaron, más tarde, que la corriente superficial resultante de la acción del viento se desvía de 12° a 20° en las latitudes medias de cada hemisferio.

Al representar los vectores (u y v) de la corriente de deriva en relación con la profundidad, se obtiene la "espiral de Ekman", que tiene la forma de una escalera en caracol que disminuye hacia abajo logarítmicamente, modificando su dirección; en la "profundidad de fricción de la corriente de deriva", el vector de la corriente está invertido en 180° en comparación con la dirección de la deriva superficial. La velocidad representa allí aproximadamente 1/23 del valor que se tiene para la corriente en la superficie del océano.

El transporte total de la capa impulsada por el viento depende de la magnitud de la fuerza impulsora, siendo independiente de la profundidad de fricción; se desarrolla hacia la izquierda en el hemisferio

sur y hacia la derecha en el hemisferio norte. Al norte de la latitud de 50°S, la deriva es convergente y al sur de esta latitud se presenta divergente.

La corriente superficial responde con cierto retardo a los cambios que sobrevienen en la velocidad del viento; éste suele ser de 2,5 a 3 horas. La relación entre el cambio en la velocidad del viento y en la corriente resulta importante para la navegación.

La teoría de **Ekman** tiene validez completa sólo en la situación ideal de un océano ilimitado, sobre el cual sopla el viento uniforme. Pero la realidad es otra, ya que numerosas costas obstaculizan el flujo libre de las aguas superficiales y los vientos soplan con fuerza desigual tanto en el espacio como en el tiempo. Todo ello hace que la teoría de las corrientes de deriva tenga sólo aplicación a 3 magnitudes: el ángulo de desvío, la relación entre las velocidades del viento y de la corriente y la profundidad de fricción. No obstante, podemos afirmar que los conceptos de **Ekman** sobre la circulación impulsada por el viento en un océano compuesto por dos capas ejerció poderosa influencia sobre el pensamiento de los oceanógrafos que se dedicaron al estudio de los distintos aspectos de esta circulación. Bajo el impacto de esta influencia surgió el concepto de la "profundidad de no movimiento" meridional, o bien el nivel hasta el cual llega la influencia de la fricción. Teóricamente se admite que en dicho nivel desaparecen los 3 componentes de la velocidad; pero ello no está justificado en la naturaleza.

Casi todas las teorías modernas sobre la circulación oceánica impulsada por el viento se basan en la vorticidad de los fluidos. Ellas han sido desarrolladas inicialmente por **Ekman** (1923), **Sverdrup** (1947) y **Stommel** (1948).

Ekman (1923) trató la circulación horizontal de las corrientes generadas por el viento.

H. U. Sverdrup participó en el análisis de los datos oceanográficos coleccionados frente al Perú y en otras regiones del Pacífico por el barco "Carnegie" durante su VII^o crucero oceanográfico. Luego dió un modelo matemático en que puso en relación el transporte oceánico integrado verticalmente y la fuerza del viento que ejerce su acción sobre la superficie del océano. Para construirlo, supuso que la fricción causada por el impulso vertical y la fuerza de Coriolis mantienen en equilibrio el gradiente de presión y que todos los movimientos desaparecen en las profundidades mayores. Este modelo permitió pronosticar las características principales de las corrientes oceánicas.

Sverdrup fué el primero entre los que trataron de verificar el efecto del viento sobre el mantenimiento de la circulación oceánica. En su estudio, publicado en 1947, trató las corrientes generadas por el viento en un océano baroclínico y mostró que la acción de esta fuerza es zonal cuando el océano respectivo es homogéneo y limitado hacia el este por una costa. Concluyó que las corrientes oceánicas existentes en la parte oriental del Pacífico Ecuatorial son mantenidas por la energía de los vientos que soplan sobre la superficie del océano. Esta conclusión fué confirmada por **Reid** (1948) y otros. Actualmente se admite que el modelo matemático de la circulación oceánica impulsada por el viento, da-

do por **Sverdrup**, encuentra aplicación cuantitativa en la zona tropical y en la subtropical.

Stommel (1948) demostró que en un océano de profundidad constante hay una intensificación general hacia el oeste de toda la circulación impulsada por el viento. Explicó este hecho como siendo el resultado de la variación de la fricción horizontal. Demostró, también, que el flujo de las corrientes oceánicas se concentra en el lado occidental de cada océano. A continuación todas las teorías dinámicas de la circulación oceánica, basadas en la acción del viento, tuvieron que incluir el efecto de las fuerzas de Coriolis en las expresiones matemáticas.

A este estudio importante para la teoría de las corrientes les siguieron otros que **Stommel** supo fundamentar en varios modelos matemáticos. En su libro sobre la Corriente del Golfo, presentó una descripción física y dinámica que merece ser leído por todos los lectores interesados en corrientes oceánicas y su relación con el viento.

El concepto de **Stommel** contribuyó ampliamente al desarrollo rápido de la teoría moderna de la circulación oceánica impulsada por el viento, al cual aportaron valiosas ideas **Munk** (1950), **Hansen** (1951), **Neumann** (1955 y 1960), **Charnel** (1955), **Hidaka** (1955 y 1958), **Morgan** (1956), **Hassan** (1958) y **Stommel** (1958). Referencias críticas sobre distintos aspectos de la teoría presentaron **Stommel** (1958), **Bowden** (1958), **Fofonoff** (1962) y **Moore** (1963).

Mayor mérito se le atribuye a **Munk** (1950) por haber presentado la teoría mejor documentada de la circulación generada e impulsada por el viento. En ella establece que el viento es el factor que permite explicar la circulación oceánica en escala global. De acuerdo con esta teoría, la circulación toma, en cada hemisferio, la forma de dos giros, a saber; un giro anticiclónico en las latitudes tropicales y un giro ciclónico en las latitudes subpolares.

Al desarrollar sus conceptos, **Munk** y sus colaboradores establecieron los siguientes hechos esenciales de la moderna teoría de las corrientes:

- (1) que sólo la fricción del viento provoca transporte de agua;
- (2) que un viento uniforme y constante no produce transporte neto de agua, pues sólo construye un campo de presión adecuado para equilibrar cualquier desplazamiento producido por el viento;
- (3) que las corrientes oceánicas permanentes son lentas, pues su velocidad no excede de los valores de 3 m/seg. a 0.5 m/seg;
- (4) que los continentes forman barreras dispuestas en dirección norte-sur en el camino del movimiento de las aguas oceánicas; y
- (5) que la velocidad de la corriente es cero en la frontera continental.

Las leyes de la termodinámica requieren que toda fricción generada por el movimiento de un fluido a lo largo de una frontera pasiva debe oponerse a este movimiento.

En la parte oriental del océano puede haber transporte importante a lo largo de la frontera sólo bajo el impulso directo de los vientos locales. En la parte occidental existen corrientes de "retorno".

Se supone que la fuerza del viento es sólo una función de la latitud, dado que la circulación atmosférica depende mucho más de la latitud que de la longitud.

4. Tipos de circulaciones oceánicas

Se distinguen diferentes tipos de circulación oceánica, a saber: circulación ecuatorial, circulación transecuatorial, circulación ciclónica y circulación anticiclónica.

- (1) **La circulación ecuatorial** es zonal y se desarrolla hacia el oeste y hacia el este. Pero el transporte total de masa es hacia el este en ambos lados del ecuador. Sus agentes principales son las contracorrientes ecuatoriales y la Corriente Subsuperficial Ecuatorial. Las primeras transportan 20 millones de ton/seg. y la segunda unos 30 millones de ton/seg.
- (2) **La circulación transecuatorial** se desarrolla durante todo el año; el agua se traslada desde un hemisferio al otro, cruzando el ecuador.
- (3) **La circulación ciclónica.** Al sur del ecuador, la circulación oceánica es ciclónica; sobre el meridiano de 120°W tiene su área central entre 3°S y 7°S; el flujo más intenso corresponde a la corriente Surecuatorial. El transporte es de unos 12 a 15 millones de toneladas por segundo.
- (4) **La circulación anticiclónica.** Se desarrolla en la parte sur de la región del Pacífico Suroriental y tiene su centro en 23°S durante el invierno (junio-agosto) y en 42°S en el verano (diciembre-febrero).

Su frontera meridional llega en la primavera hasta 50°S, lo mismo que en el verano y el otoño. En el invierno llega sólo hasta 43°S aproximadamente. Más al sur se establece, entonces, una circulación ciclónica con componentes hacia el sur.

El flujo anticiclónico es más intenso en el verano (con 30 millones de ton/seg. y más débil en el otoño (15 millones de ton/seg.).



CAPITULO IV

LA IDENTIFICACION Y MEDICION DE LAS CORRIENTES Y SU REPRESENTACION EN CARTAS Y ATLAS

1. Métodos y técnicas de observaciones y mediciones de corrientes.— 2. La representación de las corrientes oceánicas en cartas y atlas

1. Métodos y técnicas de observaciones y mediciones de corrientes

Los conocimientos sobre las corrientes oceánicas son el resultado de observaciones directas y deducciones que se hacen para (1) la identificación y (2) la medición de la dirección y velocidad del movimiento horizontal de las aguas superficiales y profundas. La representación de las corrientes en cartas y atlas utiliza esta información y crea una base para el estudio de las condiciones de la circulación oceánica.

Para alcanzar los propósitos indicados bajo (1) y (2), los estudiosos recurren a métodos directos e indirectos, algunos de los cuales fueron descritos por Thorade (1933), Von Arx (1950), Bohnecke (1955), Dietrich (1963) y otros. Varios de estos métodos directos e indirectos se indican a continuación.

a) **Reseña somera.** Los métodos y las técnicas de observaciones y mediciones directas responden a la necesidad de establecer la trayectoria de un flotador, por lo tanto de la deriva y de medir las características de una corriente (velocidad, dirección e inclinación) en puntos fijos del espacio. Para la simple medición de la trayectoria (= deriva por efecto del viento y de la corriente) puede recurrirse al uso de flotadores o limitarse a la observación de los objetos que flotan accidentalmente, tales como: fragmentos de algas, maderas, cajones, botellas, canoas y barcos al garete; en regiones polares, se usan para tales fines los témpanos. Entre estos métodos figuran técnicas simples y otras técnicas más complicadas, basadas en el uso de correntómetros especiales, que la tecnología moderna puso al alcance de los oceanógrafos en los últimos años.

- (1) **El abatimiento de los barcos** es uno de los métodos más viejos para estimar la deriva y se utiliza desde 1760.

Durante la navegación, los barcos desarrollan cierta velocidad para desplazarse de un lugar a otro. Esta velocidad experimenta cambios por acción de la corriente y del viento. Ambos componentes dan el rumbo verdadero con respecto al fondo del mar, rumbo que puede determinarse me-

diante dos posiciones consecutivas del barco. Otra posición se determina utilizando el rumbo y la velocidad medida en el agua. La diferencia entre la posición astronómica y esta segunda posición ayuda a establecer el abatimiento del barco y estimar las corrientes, aunque el margen de error es relativamente grande. Este método sólo permite encontrar un valor promedio para el vector de la corriente de superficie, el cual es válido para una distancia apreciable.

El primer Congreso Internacional de Hidrografía, celebrado en Bruselas, en 1853, recomendó extraer de los libros bitácora las observaciones sobre abatimiento de barcos, analizarlas y utilizarlas, luego, para la confección de tablas y cartas mensuales de corrientes superficiales que vienen publicando las oficinas hidrográficas de varios países (E. U. A., Inglaterra, etc).

Este método tiene, sin embargo, una gran desventaja: no ofrece indicación alguna sobre la profundidad hasta la cual llega la corriente, ni tampoco sobre el volumen del agua que se traslada.

- (2) **El método de la diferencia** consiste en la medición del abatimiento de un barco al gareté por medio del radar y teniendo como puntos de referencias boyas ancladas, provistas de radar. La o las boyas livianas, se colocan en el agua con winches de alta velocidad. Cada boya está atada a un cabo de 3.0 a 3.5 mm. de diámetro. Para determinar la deriva de un barco al gareté con respecto a una boya, la mejor manera es la de establecer la posición del barco con el radar a cortos intervalos, por ej. cada 10 ó 15 minutos. La trayectoria del barco dejado al gareté se anota, luego, en una foja de ploteo.
- (3) **El método aproximado para la velocidad media de la corriente de superficie.** Un pedazo de papel o lana se deja flotar en la superficie del agua que fluye, tomándose el tiempo en el cual atraviesa una distancia conocida (por ejemplo 1 m. ó 0.5 m.). El valor obtenido es aproximado e indica la velocidad media de la corriente superficial para la distancia respectiva.
- (4) **La técnica de "fichas y sobres flotadores".** En determinados casos, se puede establecer, también, el intervalo de tiempo en el cual se recorrió cierta distancia. Esta técnica es simple y se utiliza en muchas partes del mundo con resultados satisfactorios para observaciones sobre la dirección de las corrientes superficiales.

Procedimiento. En ciertas estaciones hidrográficas se tiran al agua varios centenares de fichas impermeabilizadas o sobres de plásticos portando impresas instrucciones para los que los encontraran. Las fichas recuperadas permiten obtener información sobre la dirección de las corrientes.

- (5) **La técnica de las "algas fichadas a la deriva".** Fragmentos de algas sedentarias, desprendidas de su substrato y provis

tas con fichas fueron liberados al agua y utilizados frente a las costas del Japón, en 1959, para obtener conocimientos sobre el movimiento de las aguas. Los resultados obtenidos fueron satisfactorios. Las algas de la deriva fueron trasladadas con las botellas dejadas al agua al mismo tiempo. Se acumularon en las áreas costeras con remolinos, contracorrientes y condiciones complicadas (Segawa, y otros, 1961). En nuestro ámbito, sugerimos utilizar las algas del género *Macrocystis* por tener flotadores naturales que les permite permanecer en la superficie del mar durante largo rato.

- (6) **La técnica de las botellas a la deriva en la superficie.** Botellas de vidrio numeradas, lastradas con arena, provistas con una ficha en su interior y herméticamente cerradas, se dejan al agua en lotes de 25 a 100 por estación hidrográfica. Las botellas recuperadas en el mar y en las playas ofrecen indicaciones sobre la dirección del movimiento de las aguas en el área respectiva.
- (7) **La "deriva de los espineles".** La flota atunera del Japón informa regularmente sobre las condiciones del mar y la deriva de los espineles durante la pesca que realiza en diferentes mares y océanos.

La información referente a los espineles se utiliza para determinar las corrientes oceánicas, su flujo y variabilidad. Como ejemplo puede servir el estudio de Yamanaka (1957) sobre las corrientes en los mares adyacentes a las islas Salomón. Las observaciones sobre deriva de espineles fueron ploteadas en cartas y, luego, comparadas con las cartas de corrientes del Servicio Hidrográfico de los Estados Unidos (H. O. N° 10058/1964) y del Japón. La comparación permitió establecer varios datos nuevos sobre la circulación oceánica.

- (8) **La técnica de los "flotadores neutrales" para la circulación en profundidades intermedias** fué introducida por Swallow (1955 y 1957). Estos flotadores se construyeron en el Instituto Nacional de Oceanografía de Inglaterra. Ellos son capaces de permanecer en una determinada profundidad y emitir señales acústicas a intervalos de algunos segundos durante varios días para indicar su posición cambiante. Al seguir los movimientos de tales flotadores con hidrófonos colocados a diferentes profundidades, se obtiene una medición directa de la corriente en la profundidad en la cual están los flotadores. Esta técnica ha contribuido, en gran escala, al mejor conocimiento de la circulación profunda en los océanos Atlántico, Pacífico e Indico. No obstante, presenta un inconveniente: requiere permanencia prolongada del barco oceanográfico en el mar y ello involucra elevados gastos.
- (9) **El método fotográfico** sirve para establecer la velocidad de la corriente mediante fotos que captan el movimiento de partículas de materia (por eje. arena, aluminio, etc.).

- (10) **Observaciones directas desde sumergibles.** En los últimos años se utilizaron batiscafos y submarinos para realizar observaciones sobre corrientes existentes en diferentes profundidades del océano. Estos vehículos sumergibles ofrecen nuevas posibilidades para la investigación de la circulación en el futuro. En la actualidad se dieron a publicidad sólo breves informes al respecto. A través de ellos sabemos que el Laboratorio Electrónico de la Marina de los Estados Unidos de Norte América recurrió al batiscafo Trieste para hacer una serie de inmersiones con fines científicos. El 25 de octubre de 1961, Trieste trabajó en la región de la depresión del San Diego, California, donde penetró hasta la profundidad de 645 brazas con el propósito de estudiar el carácter de las corrientes de baja magnitud. Consiguio sacar fotos del movimiento del agua sobre el fondo del mar y comprobó que la corriente tuvo una componente hacia el norte que llegaba de 335° a 040° y que en esa dirección se realizaba el mayor transporte de agua (La Fond, 1962).

Breves informes publicados en 1963 (Von Arx, 1963 y 1964; Crease y Pogson, 1964) aportaron la noticia de la labor realizada por submarinos sobre corrientes subsuperficiales y su efecto sobre estos barcos durante las inmersiones. De conformidad con estos informes, se hicieron varias inmersiones y en cada caso se navegó debajo de la superficie durante unos 10 a 15 minutos a velocidad de 4 nudos. No participaron científicos y tampoco se utilizaron equipos especiales. Se determinó la deriva lateral del submarino en función de la posición de una boya en la superficie. Se estableció la presencia de una corriente subsuperficial con velocidad de 150 cm/seg., o sea de 3 nudos.

Se prevee que los batiscafos y submarinos darán buenos resultados en estudios de esta índole.

- (11) **La técnica de las estaciones flotantes.** Ultimamente se construyeron y anclaron en el mar estaciones flotantes, equipadas adecuadamente para la medición simultánea del viento, de la temperatura y de las corrientes marinas en diferentes profundidades del océano. Esta técnica es más complicada. Si bien ofrece la posibilidad de obtener datos a largo plazo, no soluciona todos los aspectos de la circulación profunda.

Las estaciones flotantes tienen que permanecer en estado de funcionamiento en todas las condiciones de borneo y tensión. En el curso de la etapa de experimentación, se perdieron numerosas estaciones aisladas y conjuntos de estaciones porque el cable no resistió la fuerza de tensión, ni tampoco a la acción de las olas en la superficie y la rotación a las cuales estuvo expuesto durante su permanencia en el agua.

Actualmente, se utilizan cabos de nylon, flotadores de superficie que no se hundan por debajo de la superficie del

agua, pintados con un color fluorescente, bien visible que emitan, a la vez, señales a cortos intervalos, receptibles desde distancias de 150 a 250 millas náuticas que, una vez captados, permitan ubicarlos.

Richardson, Stimson y Wilkins (1963) describieron las características de los materiales utilizados en la construcción de las diferentes partes del sistema de estaciones flotantes que sometieron a experimentos en la región de las Bermudas en el Atlántico.

En la medición de la corriente desde estaciones flotantes o desde barcos anclados puede utilizarse un sólo correntómetro que se coloca sucesivamente a diferente profundidades (por ejemplo; 5, 25, 50 y 100 m.). Las lecturas tienen que hacerse de hora en hora y los datos se utilizan para obtener las magnitudes y fases de la corriente producida por el viento.

b) **Correntómetros.** Estos son aparatos ideados para la medición directa de la velocidad y dirección de la corriente; algunos miden también su inclinación, otros permiten la lectura directa. Puede tratarse de:

1º) dispositivos basados en el principio de la inducción magnética;

2º) equipos basados en técnica acústica;

3º) técnicas basadas en la difusión de colores, calor o isótopos.

La descripción de las técnicas utilizadas en la medición de las corrientes hasta 1933 fué dada por **Thorade** y completada sucesivamente por **Von Arx (1950)**, **Bohnecke (1955)**, **Dietrich (1963)** y otros

Antes de la IIa. Guerra Mundial, hubo ya más de 50 correntómetros diferentes, pero después de este evento el número de los modelos creció mucho más. **Bohnecke** menciona la bibliografía referente a todos estos correntómetros hasta 1954. En el presente, existen numerosos modelos de correntómetros para el uso desde barcos o desde boyas ancladas. Algunos sirven para mediciones continuas en aguas de poca profundidad (hasta 50 m.), mientras que otros pueden ser utilizados hasta 6000 m. Su permanencia en el agua es variable; algunos pueden permanecer en el agua durante 25 días; otros en cambio, de 90 a 360 días. Hay, también, correntómetros que miden las corrientes desde un barco en marcha.

- (1) **El correntómetro Ekman**, por ejemplo, es para aguas superficiales, mientras que el **correntómetro de Woods Hole** es para aguas profundas de hasta 6000 metros, pudiendo permanecer en el agua salada durante 1 año y registrar las observaciones sobre película de 16 mm. Recientemente han desarrollado un correntómetro acústico, cuyo uso está basado en la transmisión de pulsos en direcciones opuestas (**Snellentrop, Brown y Rule, 1962**).
- (2) **El correntómetro Richardson** ha sido construido para registrar la dirección y velocidad de las corrientes. Tiene forma cilíndrica y contiene 100 pies de película fotográfica.

ca sobre la cual se registra la velocidad en dos canales y la dirección en 14 canales dispuestos paralelos a la longitud de la película. Acumula gran número de vectores de corriente y la lectura se realiza por máquinas y cómputo. Cada 100 pies de película acumula aproximadamente 250.000 lecturas direcciones y registra la velocidad asociada a estas direcciones durante algún tiempo.

El instrumento es de aluminio, pintado con epoxy y puede ser utilizado hasta la profundidad de 6000 metros; la velocidad la mide mediante un rotor Savonius.

Los registros obtenidos con este modelo de correntómetro durante un período de 1000 horas indican la existencia de movimientos que tienen períodos más largos que los que pueden solucionarse por el análisis espectral y que tienen períodos de un mes aproximadamente.

- (3) **El correntómetro Rotor Savonius**, construido por Hytech, parece ser superior a los correntómetros de tipo comercial, por ser capaz de medir velocidades de corrientes mayores que 0.1 nudo. El Rotor Savonius trasmite una serie de ondas que se registran por medidor de frecuencia. El número de impulsos es directamente proporcional a la velocidad de la corriente. Este aparato trabaja normalmente con una corriente de unos 24 voltios.
- (4) **El correntómetro Kelvin Hughes** de lectura directa fué adoptado en 1959 y mejorado en los años subsiguientes. Está compuesto de dos partes: una que se sumerge en el agua a la profundidad deseada y otra que permanece a bordo y facilita la lectura directa.

El dispositivo de medición de la corriente tiene una cola de malla metálica y se orienta en el agua solo, colocándose con la cabeza contra la corriente. Transmite señales a la unidad de lectura que pasan por un cable. La frecuencia de las señales varía según la velocidad del agua.

La unidad de lectura muestra por separado (1) la velocidad del agua, (2) la dirección magnética del flujo del agua y (3) la profundidad a la cual se hizo la medición de la corriente. Un circuito en el interior de esta unidad transforma los impulsos en voltaje que puede leerse por separado en un medidor rectangular calibrado directamente para la velocidad del agua. Otro medidor de forma circular indica la dirección. La lectura puede hacerse a intervalo de 30 segundos.

Técnicas especiales de suspensión y lastres evitan que el casco metálico del barco y su ruido afecten el dispositivo de medición de la corriente mientras está sumergido.

La descripción del correntómetro fué hecha por Woods y Macmillan (1959) y los métodos de análisis de los datos obtenidos con este instrumento y de los errores

resultantes del abatimiento del barco desde el cual se trabaja, fueron descritos por Cartwright y Woods (1936).

- (5) **El correntómetro nuclear DWICA** (= Deep water Isotopic current Analyzer) basado en la técnica de difusión nuclear. Este fue dibujado por los Laboratorios W. H. Johnson, en 1961 y verificado en marzo de 1964. Mide corrientes con velocidades entre .002 y 10 nudos sobre el fondo hasta profundidades de unos 2000 metros.

Aparato de construcción sólida de unos 13 pies de largo que pesa 500 libras. Mide la dirección y velocidad de las corrientes. Para medir la dirección dispone de una extrapolación electrónica entre detectores; un compas magnético ayuda también.

La velocidad de la corriente se mide determinando el tiempo requerido para que una pequeña cantidad de un radioisótopo (Ioduro 131) inyectada, se traslade desde el punto de inyección hasta un punto de detección; 8 sensores dispuestos sobre un aro efectuarían la detección; ellos requieren de un período de 5 segundos aproximadamente para detectar el tiempo de traslado de la inyección. La frecuencia de las inyecciones aumenta con la velocidad. Bibliografía: Beckner, C. F. (1966).

c) **Consideraciones finales sobre la medición directa de las corrientes.** El desarrollo de los instrumentos de medición de las corrientes oceánicas en los últimos años permite reconocer la tendencia hacia la construcción y uso de equipos que no tienen limitaciones por profundidad del agua y tiempo de permanencia en el océano y que permiten, a la vez, medir también el movimiento lento de las corrientes.

Las instituciones prefieren usar instrumentos cada vez más resistentes y a la vez precisos, dotados con accesorios para el registro continuo a intervalos cortos e iguales de los datos obtenidos en cualquier profundidad y para la lectura directa de las características principales de las corrientes. Este desarrollo trajo consigo nuevos problemas, relacionados con la resistencia de los materiales a la acción corrosiva del agua de mar y a la acción mecánica de los factores físicos y de los animales marinos.

El aumento impresionante del número de las empresas constructoras de instrumentos oceanográficos en algunos países contribuyó al crecimiento del número de los modelos de correntómetros. Bajo su efecto y la tendencia de los científicos de idear nuevos aparatos se ha llegado a la situación actual, en que las mediciones directas de corrientes se efectúan con diferentes modelos de flotadores y correntómetros, obteniéndose, frecuentemente, datos discutibles que requieren correcciones, pero que no se hacen en todos los casos.

Con todo ello, en 1966 no había aún método completamente satisfactorio para la medición directa de las corrientes en las distintas profundidades del océano. En efecto, las técnicas acústicas tienen la desventaja de que la velocidad del sonido es una función de la temperatura y salinidad y ambos factores son variables. Las técnicas de di-

fusión (inclusive las nucleares), en las cuales el tiempo de la respuesta es una función de la velocidad de la corriente, experimentan el efecto perturbador de la turbulencia. Las técnicas basadas en el principio de la inducción magnética tienen la desventaja de experimentar los efectos perturbadores de las anomalías magnéticas (ver Beckner, 1966, p. 18). Finalmente, la aplicación de cualquiera de estas técnicas requiere considerable tiempo de permanencia del barco oceanográfico en áreas de extensión limitada y ello involucra gastos importantes. Además, numerosas observaciones se hacen en sitios que no son los más apropiados; por ejemplo, cerca de la costa, donde suele ser grande la influencia de las mareas y de la costa misma. Por otra parte, la serie de mediciones queda en muchos casos, demasiado corta.

A pesar de las desventajas mencionadas, la cantidad de las observaciones sobre corrientes oceánicas aumentó y mientras tanto pudieron corregirse los equipos de medición y mejorarse los conocimientos. Igualmente, al prolongar la permanencia de los equipos en el océano, se descubrieron nuevos aspectos de las corrientes. Es así que en las corrientes de cierta velocidad se produce una variación en las escalas del movimiento de las aguas y esta variación sólo se detecta al hacer las observaciones durante un período más largo, no se advierte, en cambio, al efectuarse durante algunas horas o días. Las observaciones sobre corrientes oceánicas, realizadas durante los cruceros semestrales y trimestrales, tampoco ayudan a establecer la presencia de las fluctuaciones cortas en la intensidad y dirección del flujo de las aguas.

Actualmente, bajo el impacto del extraordinario desarrollo de la electrónica y merced al uso de nuevos materiales en la técnica moderna de los proyectiles interesaciales, puede esperarse que se construyan correntómetros y estaciones flotantes especiales que satisfagan todos los requerimientos para obtener mediciones directas de corrientes en todas las circunstancias y en todas las profundidades del océano durante períodos más largos.

Esta esperanza está basada en lo que pudo observarse en el Simposio sobre Ciencias del Mar, organizado por la Sociedad Americana de Instrumentos, en Miami, del 21 al 23 de abril de 1965 y en otro simposio, organizado por MTS-ASLO sobre Ciencias del Océano e Ingeniería Oceánica, en Washington, D. C., en junio de 1965. En ambas reuniones se presentaron descripciones de una serie de nuevos instrumentos oceanográficos, entre los cuales figuraban, también varios correntómetros. Llamó la atención un equipo de fácil manejo y bajo costo, destinado al registro de corrientes de fondo, cuyo uso en las estaciones hidrográficas no complica las otras tareas del barco oceanográfico.

Igual interés despertó la descripción que se dió a un intento para medir corrientes verticales, profundas y lentas (1 m./ día) en la depresión de Caimán. Se utilizó un flotador Swallow, cuyo giro en la profundidad de equilibrio ofrece la posibilidad de medir el flujo vertical. El flotador emite un pulso doble cada 2 segundos. La separación del pulso es determinada por la posición de un compás, interior de suerte que el estudio del tiempo de las transmisiones indica la dirección y velocidad del giro. La dirección de la corriente hacia arriba y abajo está dada por la dirección del giro, mientras que la velocidad vertical de la corriente está dada por la velocidad del giro.

Mientras escribíamos estas líneas se hacían los preparativos para una nueva reunión, bajo el nombre sugestivo "Explotando el océano", a celebrarse en Washington D. C. del 27 al 29 de junio de 1966 conjuntamente con una importante exhibición de instrumentos oceanográficos, entre los cuales habrá correntómetros mejorados.

Por ende, señalamos que la revista "International Marine Science", publicada por la UNESCO en colaboración con la FAO presentó, hace poco, una lista de correntómetros en su número de agosto de 1964 (vol. II (3): 21-23), indicando las características, el costo y la casa proveedora de diferentes correntómetros. Por otra parte, la revista "Geo Marine Technology" que se publica desde 1965, trae información abundante en cada uno de sus 10 números anuales sobre nuevos correntómetros que se construyen en el mundo y modificaciones de los existentes. De este modo, el lector interesado en el conocimiento de los adelantos más recientes en el campo de la instrumentación destinada a la medición de las corrientes horizontales y verticales, dispone de valiosas fuentes de información.

2. La representación de las corrientes oceánicas en cartas y Atlas

a) **Los Pioneros de la construcción de cartas de corrientes oceánicas superficiales.** La población costera con actividades vinculadas al mar posee una idea general sobre las corrientes que fluyen en el mar adyacente. Ella está basada en observaciones visuales sobre maderas y otros objetos arrastrados por las aguas y sobre botes y barcos a la deriva que mostraron la dirección general del movimiento de las aguas superficiales en días de calma relativas.

Estos conocimientos se ensancharon durante los viajes de los veleros por los siete mares del mundo y, luego, en el curso de experimentos con balsas. Algunos de los viajes fueron objeto del interés público, merced a las hazañas cumplidas o los libros que se publicaron, mientras que otros llegaron al conocimiento general a través de las noticias dadas por la prensa.

Varios de los viajes con balsas se realizaron teniendo como punto de partida el Callao. Las balsas fueron llevadas al remolque hasta ciertas distancias de la costa, y luego, dejadas libres. Algunas llegaron a Polinesia y Australia, reuniendo observaciones sobre la dirección de las corrientes superficiales y del viento. El libro "Kontiki", escrito por **Heyerdahl**, da cuenta del viaje de una de las balsas que partieron del Callao para cruzar el Pacífico Sur.

Los primeros interesados en las corrientes oceánicas fueron los navegantes y ellos fueron también los que reunieron a través de los siglos la mayor cantidad de observaciones sobre los movimientos probables de las aguas superficiales. Las observaciones sobre abatimiento por viento y corrientes se hicieron posibles después de 1760, cuando se adoptó el cronómetro en la navegación y mejoró la determinación de la posición del barco. Las discrepancias entre las posiciones observadas y las posiciones estimadas les indicaba la presencia de una que otra corriente de superficie en las zonas donde el barco se desplazaba

A continuación, cada mejora introducida en el arte de navegar y, especialmente en la determinación de la posición del barco, significó también un adelanto en el campo del conocimiento de los vientos y corrientes oceánicas. Pero pasaron largos siglos hasta que los conocimientos acumulados de este modo pudieron rendir sus primeros frutos, siendo colocados en mapas y cartas especiales. Luego tuvieron que pasar varias décadas hasta que las cartas de corrientes pudieron ser puestas a disposición de los navegantes en una forma que les resultó útil de verdad, y no quedaron de simples piezas de adorno de algún camarote.

A lo largo de este período de aumento progresivo del interés por las corrientes oceánicas se acumularon miles y miles de observaciones sobre el abatimiento de los barcos y muchos quedaron olvidados en los libros de bitácora, cubiertos del polvo de los años o se perdieron con los libros bajo la acción destructora de la humedad, de los hongos y de las polillas que no perdonan cuando hay descuido por las cosas del pasado y por las cosas del presente para las cuales no hay interés inmediato.

De los miles de observaciones sobre el abatimiento de los barcos que fueron analizados por personal de algunos servicios hidrográficos y por estudiosos que nunca faltaron, se establecieron las "corrientes promedias" para cada mes. Estas fueron las que encontraron su representación en las cartas. Por cierto que tales corrientes difieren de las "corrientes actuales" que fluyen cerca de las costas, mostrando variaciones diurnas bastante grandes en su dirección y velocidad. Difieren, también, de los datos obtenidos recientemente sobre las grandes corrientes oceánicas, cuya velocidad es mucho mayor que la indicada en las cartas. Cierto es, también, que el navegante ganaría más sabiendo qué corriente actual existe mientras está su barco con él, allá.

Entre los navegantes con experiencia y estudiosos que se dedicaron con entusiasmo a la confección de cartas especiales de corrientes oceánicas hubo algunos pioneros cuya contribución personal a esta rama de la cartografía fué sobresaliente. Figuran entre ellos: **Benjamin Franklin**, **James Rennel**, **Charles Blagden**, **Mathew F. Maury**, **Heinrich Berghaus** y **Fitzroy**.

B. Franklin publicó una carta de la corriente del Golfo en 1770; lo mismo hizo **Charles Blagden** en 1782. **James Rennel** de la Compañía de las Indias Orientales fué uno de los pioneros que más ha contribuido al estudio de las corrientes oceánicas. Reunió la información accesible sobre las corrientes del océano Atlántico y sobre las existentes entre los océanos Atlántico e Indico; ella fue presentada en un libro titulado "Currents of the Atlantic Ocean" que se publicó en Inglaterra, en 1832. Este libro apareció después del fallecimiento de su autor. Merced a su contribución, **J. Rennel** es considerado como creador del estudio estadístico de las corrientes oceánicas.

Entre 1835-1840 se publicaron en Alemania varias cartas sobre corrientes en el Pacífico Oriental. Su autor fué **Heinrich Berghaus**, cartógrafo, que hizo profuso uso de las informaciones traídas por **A. von Humboldt** y sus colaboradores. **Berghaus** dió también el nombre de "corriente de Humboldt" a la que actualmente se llama "Corriente del Perú" (véase al respecto, también, Parte II de nuestra publicación).

M. F. Maury de la Marina de los Estados Unidos fue el pionero en la organización de la colección sistemática de observaciones sobre vientos, corrientes y estado del mar y del tiempo.

En 1831 fue designado para participar en un viaje del barco "Falmouth" que tenía que doblar el Cabo de Hornos para penetrar del Pacífico Sur al Atlántico. Consciente de su responsabilidad, se propuso reunir la información existente sobre vientos, registrada por otros navegantes, pero se encontró con la desagradable sorpresa de no encontrar información adecuada. Sin poseer conocimiento sobre métodos académicos, anotó cuidadosamente sus propias observaciones y ellas le permitieron publicar, algunos años más tarde, su primer artículo científico, titulado "On the navigation of Cape Horn" en la revista "American Journal of Science and Arts".

Nombrado Superintendente del Depósito de Cartas e Instrumentos de la Marina en 1842, se le abrió la posibilidad de consultar los libros bitácora de todos los barcos norteamericanos y extraer la información básica sobre vientos y corrientes que podría ser útil a los navegantes. Unos 5 años después publicó su primera "Carta de viento y Corrientes" que permitió elegir mejor las rutas para las travesías y abreviar sensiblemente la duración de los viajes de los barcos. Esta carta y las siguientes, representando las corrientes oceánicas para el uso común, no fueron tan buenas como las de Sir James Rennel, publicados en Inglaterra, en 1832, pero tuvieron más éxito, después de la llegada de un barco a Baltimore, 35 días antes de la fecha prevista, merced a la instrucciones de **Maury** que siguió al pie de la letra. **Maury** observó que los veleros que se dirigían de New York a Río de Janeiro, cruzaban el ecuador demasiado lejos al este; consideró que los vientos y las corrientes existentes cerca del Cabo S. Roque, Brasil, no eran tan malos como se suponía y dió nuevas instrucciones que resultaron prácticas. Sus cartas permitieron abreviar la duración de los viajes por mar.

Su nombre aparece todavía en las "Pilot Charts" publicadas mensualmente por la oficina de Oceanografía de la Marina de los Estados Unidos. **Maury** organizó el servicio de acopio de observaciones sobre vientos, corrientes y el estado del tiempo, de modo que ya en 1851 hubo más de 1000 barcos estadounidenses que le enviaban sus informaciones al final de cada uno de sus viajes. Ya en 1853 se destacó su actividad y los beneficios que tuvieron todas las naciones marítimas de las "Cartas de Viento y Corrientes".

Merced a la intervención enérgica de **Maury** se celebró en Bruselas, Bélgica, en agosto de 1853, la Primera Conferencia Internacional de Meteorología, en el curso de la cual se hicieron recomendaciones sobre observaciones meteorológicas que debían hacer los barcos de los países que aprobaban el esquema. Es interesante recordar que Brasil y Chile junto con España y Portugal lo aprobaron 4 meses después. Las observaciones que se hicieron en el mar, a continuación, obedecieron de este modo, a un esquema común en todo el mundo.

En 1855, **Maury** publicó su libro, titulado "La Geografía Física del Mar y su Meteorología" que conoció 8 ediciones y acaba de ser reeditado por **John Leighly**, en 1963. El libro contiene muchos datos sobre corrientes y cartas de corrientes de la época y ha sido bueno en cuanto

a los datos presentados, pero equivocado en muchas de las explicaciones dadas por su autor a los fenómenos físicos del océano y de la atmósfera. A pesar de ello, afianzó el interés por el estudio y representación cartográfica de las corrientes a través de la divulgación.

Bajo el impacto de la actividad energética de **Maury** y de requerimientos nacionales, el Almirante **Fitzroy** puso en 1875 las bases de un Departamento de Meteorología en Inglaterra y equipó unos 200 barcos mercantes con instrumental para obtener información sobre vientos, corrientes y rutas marítimas.

Varias otras naciones marítimas siguieron el ejemplo. Así concluyó la época de los pioneros de las cartas representando las corrientes oceánicas que tuvo el mérito indiscutible de haber:

- (1) organizado la extracción y el uso de las observaciones anotadas en los libros de bitácora que viene practicándose desde 1853 en varios servicios hidrográficos;
- (2) obtenido la aplicación de un esquema común para las observaciones a realizarse en el mar por los barcos de las flotas mercantes y de la Marina;
- (3) iniciado la publicación de las cartas mensuales de viento y corrientes para el uso común de los navegantes;
- (4) tenido un impacto extraordinario sobre el desarrollo de la Meteorología marítima y Oceanografía, como ciencias hermanas.

La información obtenida de los barcos se presenta en forma de cuadros, cartas trimestrales y mensuales de corrientes y atlas. La bondad de estas cartas especiales mejoró notablemente después de 1945, al adoptarse los métodos modernos de radio-navegación y los equipos electrónicos para el procesamiento rápido de los datos que transmiten miles de barcos por radio varias veces al día.

b) **La situación actual.** La construcción de las cartas de corrientes involucra actualmente las siguientes operaciones sucesivas:

- (1) Planificación y Proyecto de Cartas,
- (2) dibujo de las cartas y grabación,
- (3) escritura caligráfica,
- (4) preparación de la impresión (correcciones, elección de colores y papel);
- (5) impresión.

La precisión de las cartas ha aumentado merced a las observaciones directas sobre corrientes oceánicas que permiten dibujarlas más fácilmente. Pero tales observaciones se poseen sólo para algunas regiones oceánicas. Para las demás se sigue utilizando las observaciones indirectas, resultantes del abatimiento de los barcos (**Schott, 1933**) por ser en muchos casos el único tipo de información que se posee.

Lo ideal sería disponer, además de las cartas de corrientes, también de un sistema de pronóstico diario de las corrientes oceánicas. Tentativamente lo hizo el Instituto de Oceanografía de Woods Hole, Mass., mientras se realizó un concurso de veleros en el Atlántico, alre-

dedor de las islas Bermudes. Pero es muy dudoso que sea una realidad en los próximos años.

Mientras tanto, los navegantes seguirán necesitando conocer las corrientes superficiales para estimar la corrección de los errores que pueden presentarse por abatimiento durante la navegación. Por ello, se seguirá con la construcción de "cartas de corrientes superficiales" que, si bien no son exactas y no presentan las corrientes actuales, dan valiosa información acerca de la dirección media de las corrientes horizontales.

c) **Atlas de las corrientes oceánicas.** Los servicios hidrográficos de algunos países publican, de vez en cuando, mapas y atlas representando las corrientes oceánicas de superficie sobre las bases de los datos acumulados durante varios años.

Cada mapa presenta los valores promedios de las observaciones sobre la dirección y velocidad de las corrientes por unidades de área. Esta unidad es algunas veces un cuadrado de 5° de latitud y longitud; otras veces es de 2°; cuando se dispone de suficientes datos, el cuadro puede ser de 1° de latitud y longitud.

Los atlas más conocidos y los libros con mapas que presentan corrientes oceánicas son los siguientes:

CROMWELL, T. and BENNETT, E. B.

1959 Surface drift charts for the Eastern Tropical Pacific Ocean. I. A. T. T. C., Bull. 3 (5).

MINISTRY OF AIR, LONDON

1939 South Pacific Ocean Currents. M. O. 435 (of 1938)

SCHOTT, G.

1935 Geographie des Stillen und Indischen Ozeans. C. Boysen Ltd. Hamburgo, 413 págs.

U. S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE

1947 Atlas of Surface Currents, Northeastern Pacific Ocean. H. O. Public. 570 (12 sheets).

1950 Atlas of Pilot Charts, Pacific and Indian Ocean. H. O. Public. 577 (16 plates).

1951 Sailing Directions, West coast of México and Central America H. O. Public. 84 Charts.

WYRTKI, K.

1965 Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. LATTIC, La Jolla, 9(5): 271-304.

Las fuentes de información para la confección de las cartas de corrientes oceánicas de superficie fueron: los libros bitácora contien-

do observaciones sobre abatimiento de los barcos; los resultados de los experimentos con frascos a la deriva y de las mediciones con correntómetros. Se subentiende que hubo gran desigualdad entre los datos disponibles para las diferentes regiones oceánicas.

Así, el Atlas titulado "Corrientes en el Pacífico Sur", publicado por el Departamento de Meteorología de Gran Bretaña, contiene cartas trimestrales del flujo de las aguas superficiales. En el lado oriental, las cartas dejan en blanco extensas regiones, debido a la falta de datos.

Desde entonces, se obtuvieron nuevos conocimientos sobre la circulación de las aguas en esta parte del Pacífico Sur, basados mayormente en observaciones de abatimiento de barcos mercantes y de guerra y algunos en mediciones directas de la velocidad y dirección de las corrientes. Bajo los auspicios de la Comisión Interamericana del Atún Tropical y del Instituto Scripps de Oceanografía (La Jolla, California), Wyrcki (1965) utilizó estos datos y otros que le fueron facilitados por el Centro Nacional de Datos Oceanográficos de Washington, D. C. para construir nuevas cartas de corrientes superficiales para el Pacífico Oriental.

d) **Cartas mensuales de corrientes.** Las cartas de corrientes confeccionadas por Wyrcki (1963) representan la circulación superficial en la región situada entre 30°N y 20°S y costa de América y 14°W durante cada uno de los doce meses del año. Ellas están basadas en observaciones de abatimiento de barcos y en las cartas de corrientes publicadas anteriormente. Los datos disponibles fueron **sumados** por cada mes y por cuadrados de un grado de latitud y longitud. El vector resultante y la velocidad promedio fueron computados y se hizo un sumario estadístico por clases de dirección y velocidades. Los vectores resultantes sirvieron para mostrar las fluctuaciones de la circulación superficial en cada mes. Los grupos de velocidades utilizadas fueron los siguientes:

Cm/seg.	Nudos/seg.	Millas náuticas
5-15	0.1 - 0.3	2.5 - 7.5
20-30	0.4 - 0.6	10 - 15
35-40	0.7 - 0.9	17 - 22
- 50	- 1.0	- 24

En las nuevas cartas, la alta velocidad indica elevada persistencia de la dirección de las corrientes.

CAPITULO V

DEFINICION, CARACTERISTICAS GENERALES Y CLASIFICACION DE LAS CORRIENTES OCEANICAS

1. Definición de Corrientes y Sistemas de Corrientes.— 2. Características generales de las corrientes.— 3. Clasificación de las corrientes oceánicas.— 4º Distribución de las corrientes en el Océano.— 5. Las corrientes de material en el océano

En el presente reina cierta confusión en lo que respecta a los elementos componentes de la circulación oceánica y esta situación se debe, en gran parte, al desconocimiento de la clasificación que puede adoptarse para las diversas corrientes y de la terminología más adecuada.

A continuación se presenta la clasificación que nos parece más indicada junto con definiciones y ejemplos.

1. Definición de Corrientes y Sistemas de Corrientes

a) **Corriente.** El agua en movimiento esencialmente horizontal que se traslada de un lugar a otro, se denomina "Corriente". El movimiento de traslado puede abarcar toda una capa del mar o solo partes de la misma, y toda la columna de agua entre la superficie y el fondo sobre la plataforma continental, o partes de dicha columna. La corriente tiene velocidad y dirección; la velocidad es la "deriva" de la corriente.

La corriente que se experimenta por los barcos durante la navegación es la resultante de una combinación entre corriente de marea y corrientes producidas por otras causas.

b) **Sistema de Corrientes.** Diferentes masas de agua en movimiento dentro de una región forman un "sistema de corrientes", indiferentemente de la dirección, velocidad y duración de su flujo.

En cada océano existen varios sistemas de corrientes y contracorrientes, que se desarrollan en relación con los sistemas de vientos. Distinguimos: (1) sistemas zonales, tales como el sistema de las corrientes ecuatoriales; (2) sistemas ciclónicos; éstos transportan a la superficie nutrimentos y hacia la profundidad, agua con abundante oxígeno disuelto; y (3) sistemas anticiclónicos, como son los existentes en el Pacífico Norte y Sur.

2. Características Generales de las Corrientes

Cada corriente tiene dirección, velocidad, dimensiones y duración y realiza un transporte.

a) **Dirección.** Contrario a lo que se acostumbra en el caso de los vientos, la dirección de una corriente oceánica se indica por el sentido en el cual fluye dicha corriente.

b) **Velocidad.** La velocidad de una corriente es la "deriva". Este término se utiliza en distintas ramas de la Ciencia y tiene significado diferente, a veces diariamente opuesto.

En efecto, en la Meteorología, "deriva" se refiere a la dirección del movimiento y aún así reina cierta confusión. En los trabajos sobre la ionosfera, la "deriva" se describe en términos de "dirección hacia la cual se desarrolla el movimiento". Este criterio es opuesto al Convenio Meteorológico, de acuerdo con el cual los vientos se describen en términos de "dirección" desde la cual soplan.

En los trabajos de Oceanografía dinámica, deriva significa "velocidad" de movimiento de la corriente. En la terminología aplicada a las corrientes de superficie se encuentra el término de "deriva del oeste"; ambos términos se utilizan como "nombres" para designar y describir un lento movimiento horizontal de enormes masas de agua superficiales de los océanos, inducido por los vientos planetarios que soplan desde el oeste y conservan un carácter zonal. De regla, el movimiento zonal de las aguas es transoceánico, observándose en el Pacífico y Atlántico en ambos hemisferios, mientras que en el Indico sólo está desarrollado en el hemisferio sur.

La velocidad del movimiento del agua se expresa en la oceanografía por segundo; pero los navegantes prefieren expresarla en millas náuticas por hora o por día, dado que las cartas de navegación (en proyección Mercator) tienen su escala también en millas náuticas. Algunos autores (ej. Wyrтки, 1964) indican en las cartas de corrientes simultáneamente la velocidad en cm/seg. y millas náuticas.

c) **Dimensiones.** Las dimensiones de una corriente son: la anchura, la longitud (=largo) y el espesor.

d) **Duración.** La duración es muy variable y permite hacer distinción entre "corrientes permanentes" que corren durante todo el año en la misma dirección; "corrientes semipermanentes" que fluyen sólo durante la mitad del año en una dirección (ejemplo: las corrientes del océano Indico en la región de los monzones que corren en el invierno en dirección opuesta a la en que se trasladan durante el verano).

e) **Comparación de las corrientes con ríos.** Las corrientes marinas han sido comparadas, frecuentemente, con ríos. Este concepto se originó en la época de Humboldt (1814), y Maury (1855) contribuyó a su divulgación.

Sin embargo, tal comparación no puede tener cabida, porque mientras el río transporta aguas de características uniformes en todo el ancho de su lecho, la corriente marina es un conjunto de filamentos de agua de procedencia y edad diferentes, en el cual todos se trasladan en una misma dirección general, pero cada filamento (no obstante estar en contacto con los más próximos) conserva su individualidad e identidad físico-química, hasta que la mezcla paulatina consigue confundirlo con los demás, creando un sólo tipo de agua. Creemos acertar en afirmar que este concepto permite explicar la razón por la cual

los oceanógrafos entienden que la corriente del Perú tiene dos ramales: uno costero y otro oceánico de característica físico-químicas diferentes que sólo tienen en común el movimiento en la misma dirección.

3. Clasificación de las Corrientes Oceánicas

Las corrientes oceánicas pueden ser clasificadas en función del tiempo, del espacio y de las causas que las producen, o en relación con la dirección de su flujo y la profundidad en que fluyen.

a) **Clasificación en función del tiempo.** Se distinguen: Corrientes periódicas y corrientes aperiódicas, corrientes casi permanentes y semi-permanentes y corrientes estacionales, para las cuales se dan las definiciones a continuación.

- (1) **Corrientes periódicas y aperiódicas:** Corrientes periódicas es aquella cuya velocidad o dirección cambia en forma cíclica, a intervalos más o menos regulares, Ej.: las corrientes de marea.

Es corriente aperiódica la que hace su aparición a intervalos irregulares.

- (2) **Corrientes estacionales:** Se denomina corriente estacional la que cambia su velocidad o dirección en forma cíclica, a intervalos iguales a una estación o temporada del año debido a los vientos estacionales. Ejemplo: las corrientes causadas por los monsoones en el Océano Indico y a lo largo de la costa sur de China, que fluyen durante 6 meses en la dirección opuesta.
- (3) **Corrientes permanentes o casi permanentes o constantes.** La corriente que sólo experimenta pequeños cambios periódicos o estacionales se denomina corriente casi permanente Ej: las corrientes ecuatoriales en cada océano.
- (4) **Corrientes semi-permanentes:** Las corrientes que fluyen en una dirección durante 6 meses del año por ej: el monzón.

b) **Clasificación en función del espacio geográfico.** Las corrientes suelen ser clasificadas también en relación con la distancia de la costa como sigue:

- (1) **Corrientes costeras o litorales:** La corriente que fluye siguiendo un curso más o menos paralelo a la costa de un continente o de un país a una distancia moderada se denomina "Corriente Costera" o Litoral. Ej: la Corriente Costera del Perú.
- (2) **Corriente marginal:** La corriente que fluye por la parte periférica del océano se llama "Corriente Marginal" o periférica". Ej. La Corriente del Perú, la Corriente de California, la Corriente de Benguela, etc.
- (3) **Corrientes Oceánicas:** Una corriente bien definida que fluye por extensas regiones del océano, lejos de la costa, denomínase "Corriente Oceánica". Ej: la Corriente Surecuatorial del Pacífico, la Corriente Oceánica del Perú.

Sin embargo, en sentido amplio, el término "corrientes oceánicas" se aplica a todas las corrientes que fluyen en el espacio oceánico e integran la circulación en el océano.

- (4) **Corrientes zonales:** Una corriente que fluye por grandes extensiones del océano en dirección latitudinal se denomina "Corriente Zonal". Las corrientes ecuatoriales constituyen el ejemplo clásico. En la clasificación de las corrientes en función del espacio puede incluirse, también, la distinción que se hace en relación con las zonas oceánicas. En efecto, puede haber corrientes ecuatoriales y polares.
- 1º) **Corrientes ecuatoriales.** Estas fluyen dentro de los límites de la zona ecuatorial en dirección aproximadamente latitudinal. Ej: la Corriente Surecuatorial, la Contracorriente No-recuatorial.
- 2º) **Corrientes polares.** Se denominan "Corrientes Polares" las que se desplazan dentro de la zona polar, limitada hacia el ecuador por una convergencia Ej: la Corriente Circumpolar Antártica. Hay autores que aplican el nombre de Corrientes Polares también a algunas corrientes costeras que trasladan sus aguas frías con temperaturas que se acercan a la de 0°C. Ej: la Corriente de Labrador. En el siglo pasado, este mismo criterio reinó también en cuanto a la procedencia de la Corriente del Perú.

c) **Clasificación según la estructura del océano.** Por lo general, el océano tiene una estructura análoga a la de un edificio de varios pisos, pudiéndose distinguir: un estrato de agua superficial y varios estratos subsuperficiales, a saber: agua intermedia, agua profunda y agua de fondo, cada una de las cuales tiene procedencia y características propias.

Las corrientes bien pueden ser clasificadas con un criterio similar, teniéndose entonces: corrientes de superficie y corrientes subsuperficiales, o submarinas. Estas últimas están presentes debajo de las superficies del mar; distinguimos:

- (1) **Corrientes superficiales o de superficie.** Se denomina "Corrientes de superficie o superficiales" las aguas que fluyen en las capas superficiales de un océano, mar, o lago, llegando hasta la pycnoclina o hasta la profundidad de unos 200 m, o bien hasta el fondo en las aguas menos profundas.
- (2) **Corrientes Intermedias.** Se denomina Corriente Intermedia a la que fluye dentro de la zona intermedia del océano; su movimiento suele ser, generalmente, lento. El conocimiento de este tipo de corriente es todavía fragmentario.
- (3) **Corrientes Profundas:** Estas se desarrollan dentro de la zona profunda del océano.
- (4) **Corrientes de fondo.** Las aguas en movimiento sobre el fondo del océano forman las corrientes de fondo. Su presencia ha sido establecida por observación directa desde un

batiscafo y por fotos que muestran la inclinación de los organismos sedentarios y el movimiento de los granos de arena.

d) **Clasificación según la dirección del flujo.** Las corrientes horizontales casi permanentes fluyen en determinada dirección, pudiendo tener en sus flancos aguas que se desplazan en dirección opuesta. Estas aguas en movimiento son corrientes como las primeras, sólo que reciben el nombre "contracorrientes" por fluir en dirección contraria a la de la corriente impulsada por el viento. Ejemplo: la Corriente Norecuatorial y la Corriente Surecuatorial fluyen del este al oeste bajo la acción de los alisios y la Contracorriente Norecuatorial, intercalada entre ambas, corre del oeste al este.

Otro ejemplo nos ofrece el Sistema de la Corriente del Perú, en el cual tanto la Corriente Costera como la Corriente Oceánica del Perú fluyen hacia el ecuador, mientras que la "Contracorriente del Perú" corre desde la región ecuatorial hacia el sur, caracterizándose por la temperatura más elevada de sus aguas.

e) **Clasificación según las causas que las provocan.** Las causas de la Circulación oceánica son: las mareas y ondas internas, las fuerzas productoras de viento y las fuerzas causantes del gradiente de densidad. Según la causa que las produce se distinguen dos grupos de corrientes, a saber: (1) Corrientes de marea y (2) Corrientes producidas por otras causas.

- (1) **Corrientes de marea.** Se denomina "Corriente de marea" al flujo periódico del agua en sentido horizontal que acompaña la pleamar y bajamar, pudiendo ser del tipo semidiurno diurno y mixto.

Las corrientes de marea obedecen a las fuerzas generadoras de mareas y se caracterizan por ser reversibles en las aguas costeras y giratorias mar afuera. Decimos que son reversibles porque fluyen alternativamente hacia la costa y marafuera. El movimiento del agua hacia la costa se denomina "corriente de Pleamar" (=flujo) y el movimiento hacia mar afuera se llama "corriente de Bajamar" (=reflujo). Entre estos movimientos del agua en direcciones opuestas, que se observan mejor en estrechos y estuarios, hay un corto período de quietud de las aguas, denominado "agua muerta". En cuanto al giro, éste se efectúa, generalmente, hacia la izquierda en el hemisferio sur y hacia la derecha en el hemisferio norte. En el lugar donde la corriente de pleamar se transforma en corriente de bajamar suelen formarse remolinos.

Las corrientes de marea tienen fases y amplitud que se modifican sólo un poco con la profundidad y el movimiento giratorio de la Tierra (se utiliza la fórmula siguiente: A

$$\text{seno} \left(\frac{2\pi}{T} t + \delta \right)$$
, en la cual A es la amplitud en cm/seg.

T es el período en horas y δ es el ángulo de fase en grados). El transporte durante 24 horas se aproxima a cero, por lo

cual las corrientes de marea no tienen mayor importancia para el pronóstico de la navegación. Pero, el efecto de estas corrientes es muy importante en la zona costera para la navegación, como asimismo para la entrada de los barcos en los puertos y salidas.

Las corrientes de mareas suelen ser muy frecuentes en canales y estrechos, pero su velocidad experimenta amplios cambios bajo la influencia de la topografía de la costa y del fondo. Estas corrientes desplazan grandes masas de agua y durante su vaivén periódico contribuyen a la mezcla de las aguas en amplios sectores de la región costera.

- (2) **Corrientes intermitentes.** Estas son producidas por las ondas internas con períodos de marea en la capa superficial del océano.
- (3) **Corrientes producidas por olas.** Las olas orientadas hacia una playa producen: 1º) un transporte de agua hacia la costa y 2º) un sistema de **corrientes locales** dentro de la zona de rompientes. El retorno del agua desde la playa hacia el mar se efectúa a través de las **corrientes de resaca**, sobre las cuales se darán más detalles en la parte dedicada a los sistemas de corrientes.
- (4) **Corrientes provocadas por otras causas.** Este grupo está formado por las **corrientes permanentes** de los grandes sistemas de circulación oceánica y las **corrientes temporales**, producidas por factores meteorológicos y oceanológicos, tales como: las corrientes producidas y mantenidas en acción por el viento, corrientes de densidad y corrientes producidas por presión atmosférica en movimiento, etc.

Las causas que provocan el movimiento de estas corrientes pueden ser: los vientos, la densidad, los remolinos, etc.

Defant (1961, p. 557) divide las corrientes oceánicas permanentes en los siguientes 3 tipos:

- 1º) Corrientes producidas y mantenidas por el viento,
- 2º) Corrientes generales mantenidas por convección termohalina, y
- 3º) Corrientes mantenidas por el exceso de precipitación sobre la evaporación o viceversa.

Cada tipo de corriente existe en determinadas regiones oceánicas y pone de manifiesto diferente forma y régimen físico.

Corrientes producidas y mantenidas por el viento. Entre las fuerzas generadoras de corrientes, el viento es el más importante. Merced a la fuerza que trasmite tangencialmente al mar, se produce el movimiento de traslado horizontal de las aguas, o bien, una corriente impulsada por el viento. El viento tiene que soplar con insistencia durante unas 12 horas para que se ponga de manifiesto una corriente de este tipo en el océano.

La corriente causada por el viento es desviada por la fuerza de Coriolis hacia la izquierda en el hemisferio sur y hacia la derecha en el hemisferio norte. La diferencia entre la orientación del eje del viento y la corriente superficial varía entre 15° a lo largo de regiones costeras poco profundas y 45° en regiones profundas.

Las corrientes que tienen como fuerza impulsora a la prestada por el viento experimentan variaciones estacionales y espaciales tanto en su velocidad, como en su transporte, de acuerdo con los cambios que se producen en la intensidad del viento.

Corrientes generadas por convección termohalina. Estas se deben, principalmente, al enfriamiento de las aguas superficiales en latitudes altas. El flujo desigual del calor en la superficie del océano produce variaciones en las densidades del agua en la superficie del océano y las mantiene. Estas variaciones provoca una circulación convectiva, a la cual algunos autores (véase Takano, 1962) le atribuyen importancia mayor que a la circulación impulsada por el viento.

Las corrientes de densidad o de gradientes. Estas se forman cuando surgen diferencias en la distribución de las densidades en el océano. Las diferencias en la densidad del agua representan la fuerza más importante, después del viento, entre las que dan origen a corrientes. Estas diferencias se deben a otras tantas que surgen en la distribución de la temperatura y salinidad, pudiendo aparecer tanto en las áreas costeras como en pleno océano. En la costa hacen su aparición:

- 1º) al verterse al mar el agua de un río;
- 2º) al introducir en el mar desagües municipales e industriales;
- 3º) al modificarse la distribución de las densidades por evaporación, precipitación, afloramiento, etc.

Al verterse un río al mar, el agua dulce no se mezcla al primer contacto con las aguas pre-existentes en el lugar. La mezcla requiere tiempo y esta será tanto más largo, cuanto mayor sea el volumen de la corriente que llega. Es por esta razón que el agua de un río de caudal moderado puede ser reconocida en el océano por distancias razonablemente grandes, mientras que el agua de los ríos caudalosos (por ejemplo, el Amazonas, el río de la Plata, el Congo, etc.) puede ser identificada en el océano hasta distancias de varios centenares de Km. desde la desembocadura.

Las aguas de la corriente conservan sus propiedades características, es decir, su "identidad" por distancias apreciables, hasta que la mezcla llegue al núcleo de la corriente. Las aguas más livianas tienden a trasladarse hacia las de elevada densidad. Cuanto mayor es el gradiente de densidad, tanto más rápida es la corriente.

Corrientes giratorias. Estas se desarrollan donde existen remolinos y, también, donde la corriente de bajamar vira y gira para transformarse en corriente de pleamar. Las corrientes superficiales son muy complicadas en las áreas con remolinos. Tales áreas pueden estar separadas de las en que se desarrolla el flujo de las aguas en otras profundidades.

Corrientes mantenidas por la distribución de las densidades. El agua situada cerca de una fuente de calor adquiere menor densidad que el agua situada cerca de una fuente de frío. Al tener menor densidad, es más liviana y se dispersa por la superficie, dirigiéndose hacia la fuente fría. Por razones de continuidad, el agua que está debajo de la fuente de calor asciende, mientras que el agua que está debajo de la fuente fría descende, y, al mezclarse, gana calor e induce la circulación.

La distribución de las densidades presenta diferencias horizontales y verticales. El clima y los factores meteorológicos con acción directa sobre la superficie del océano, tales como: el calentamiento, el enfriamiento, la evaporación, la precipitación y el efecto de los vientos dominantes sobre las capas superiores del océano provocan y mantienen diferencias horizontales en la distribución de la temperatura y salinidad, y, ambas producen diferencias de densidad. A su vez, la redistribución de las densidades lleva a la circulación de las aguas.

Las densidades aumentan en el océano también con la profundidad. En muchos lugares existe una estratificación de las densidades. Debido a su presencia, las corrientes generadas por el viento disminuyen con la profundidad y son nulas antes de alcanzar el fondo.

Entre los factores que modifican la distribución de las densidades y mantienen una distribución anómala de esta propiedad, el viento es el más importante. Trasmite al océano energía mecánica considerable e influye, a través de ella, en la formación de ondas y grandes sistemas de corrientes. Contribuye, también, a la evaporación y mezcla de las aguas. Al cesar el viento, se restablece la distribución normal de las densidades después de un intervalo de tiempo. En el hemisferio sur, el viento traslada las aguas superficiales hacia la izquierda de la dirección en que sopla. Las aguas de menor densidad se acumulan, entonces, en esa misma dirección. En la parte derecha, el agua superficial liviana debe ser reemplazada por agua más densa.

Las corrientes de superficie resultantes de los cambios en la distribución de las densidades entre la superficie y una profundidad de unos 2,000 m. se establece mediante la fórmula:

$$V = (1/L) (c/\text{sen } \delta)$$

en la cual: V = velocidad, L = distancia entre dos líneas de igual anomalía dinámica, δ = la latitud y c = una constante.

f) **Corrientes laminares y Corrientes turbulentas.** Hubo un tiempo, muy lejano, que se pensaba que las corrientes oceánicas eran un simple transporte de masas de agua oceánica de un lugar a otro con desarrollo de procesos de mezcla en sus márgenes o en el área de encuentro con masas de agua de otras características.

Luego se demostró (Defant, 1954, p. 3) que los procesos de mezcla pueden provocar fuertes modificaciones en la estructura de las masas de agua, ejerciendo su influencia sobre las complejas relaciones entre las condiciones hidrológicas, químicas y biológicas. Contribuye a ello la turbulencia de las corrientes.

La Turbulencia. Es una condición que puede referirse al aire o al agua; "se dice que un fluido es turbulento si cada componente de la vorticidad es distribuido en forma irregular y periódica en el espacio y en el tiempo; si el flujo se caracteriza por una transferencia de energía desde un movimiento en mayor escala a otro movimiento en menor escala; y si la separación promedio de las partículas vecinas tienden a aumentar con el tiempo".

El fluido es turbulento cuando la estructura de la densidad es inestable o neutra. Esta definición excluye todo flujo bidimensional y los fenómenos tales como remolinos, células de convección y ondas internas.

En cualquier campo de turbulencia son importantes los siguientes parámetros:

- 1º) la disipación de la energía,
- 2º) la densidad de la energía,
- 3º) la escala característica,
- 4º) el grado de anisotropía y,
- 5º) la orientación de la anisotropía.

Actualmente se distinguen: corrientes laminares y corrientes turbulentas, cuya definición damos a continuación.

- (1) **Corrientes laminares.** Las corrientes laminares son ordenadas; su velocidad es una función simple del lugar y del tiempo.
- (2) **Corrientes turbulentas.** En éstas, a la velocidad normal (que es función del lugar y del tiempo), se sobreimpone una velocidad irregular que varía con el lugar y el tiempo. En el océano, la mayoría de las corrientes son turbulentas; ello se debe a la distribución compleja y desigual de las fuerzas del viento sobre la superficie del océano.

Cabe señalar que la corriente laminar puede transformarse en turbulenta cada vez que el impulso de la corriente o la distancia recorrida sobrepasa cierto límite. A la inversa, una corriente turbulenta puede transformarse en corriente laminar, cuando la viscosidad es alta. La viscosidad es, como se sabe, una fuerza que obliga a las partículas del medio a moverse en aproximadamente las mismas trayectorias.

g) **Corrientes geostrófica y actual.** Desde hace varias décadas, los oceanógrafos hacen distinción entre "corriente geostrófica" y "corriente actual". La primera resulta del cómputo de la distribución de masas en el océano, mientras que la segunda es la real que se mide en el océano con correntómetros.

- (1) **La corriente geostrófica.** Se denomina "corriente geostrófica" a un movimiento de traslado de aguas que se desarrolla sin aceleración y sin fricción. La variación de la diferencia geopotencial entre dos superficies de presión puede interpretarse en términos de "flujo geostrófico".

El concepto del "flujo geostrófico" es prestado de la meteorología, ciencia que lo aplica al flujo horizontal del aire, sin fricción, en el cual la fuerza aparente procedente del giro de la Tierra se mantiene en equilibrio con la fuerza horizontal resultante de las diferencias de presión.

Las corrientes geostróficas están basadas en la distribución de las densidades. Para determinar la presencia de tales corrientes, se recurre a los datos de temperatura y salinidad, obtenidas en las estaciones oceanográficas. El enfoque desde el punto de vista geostrófico implica suponer la ausencia de corrientes transitorias; por otra parte, los datos que intervienen en la determinación de la densidad suelen estar distribuidos de tal forma en el espacio y en el tiempo que no revelan los pormenores de la circulación.

Se admite que la corriente geostrófica es aproximadamente igual a la corriente actual. En esta suposición está basada la "estimación geostrófica". Existen varias cartas de "corriente geostrófica" basadas en estimaciones de esta índole. Podemos citar como ejemplo para el Pacífico la carta de corriente geostrófica basada en los datos oceanográficos de la expedición "Carnegie", realizada en 1928-1929; abarca la mayor parte de este océano, pero las estaciones oceanográficas ocupadas estuvieron demasiado esparcidas.

Otra carta de este tipo fue construída por Reid Jr. (1961), sobre la base del cómputo de la anomalía geopotencial existente en la superficie del océano Pacífico con respecto al nivel de 1000 decibares. Mostró que el flujo geopotencial en la superficie de este océano coincide, en general, con los promedios de las corrientes estimadas del abatimiento de los barcos y las presentadas en varios atlas.

Con respecto a la anomalía geopotencial, afirmó que ésta surge a lo largo de una línea de flujo de la corriente, donde el viento y la corriente se desplazan en una misma dirección. La anomalía geopotencial disminuye a lo largo de una línea de flujo, donde el viento y la corriente están opuestos.

En el hemisferio sur, la anomalía geopotencial aumenta hacia el oeste en la región de los alisios y, hacia el este, en la zona de los Bramadores.

- (2) **Las corrientes actuales.** Se denomina "corriente actual" a un movimiento de traslado de aguas que se efectúa en la naturaleza, pudiéndose medir con correntómetros.

Determinar la presencia de las corrientes actuales y establecer sus características en cada región deben ser los objetivos principales de la investigación de las corrientes oceánicas.

4. Distribución de las corrientes en el océano

Uno de los problemas más importantes de la oceanografía dinámica es la distribución de las masas de agua y corrientes en el espacio (Hidaka, 1960). Se supone que existe una relación clara entre la distribución de masa y las corrientes.

Las masas de agua no se mantienen quietas en el océano. Modifican frecuentemente su distribución, a lo cual contribuyen ampliamente las corrientes oceánicas. Varias fuerzas intervienen, provocando las modificaciones, a saber:

- 1º) La radiación de la superficie del mar;
- 2º) el intercambio de calor con la superficie y la evaporación;
- 3º) la fricción del viento en la superficie del océano, que varía según la naturaleza del viento que prevalece en cada región;
- 4º) la fricción horizontal en las fronteras y cerca de ellas,
- 5º) las fuerzas del gradiente de presión existente y
- 6º) la fuerza de Coriolis, que se debe al giro de la Tierra.

Entre todas estas fuerzas hay relaciones. El calentamiento y el enfriamiento contribuyen a la aparición y mantenimiento de las diferencias en la distribución de las densidades en el océano. Las variaciones en la densidad influyen en el flujo de las aguas, modificando la inercia de estas aguas en proporción directa con la densidad. El viento da la energía necesaria para mantener las corrientes.

La modificación de la distribución de las masas de agua continúa en el océano por mezcla causada por turbulencias hasta que se establece una nueva distribución de densidades.

5. Las corrientes de material en el océano

Un tipo distinto de corrientes constituyen en el océano las que se conocen bajo el nombre de "corrientes de suspensiones" o "corrientes de material". Dada su importancia para la remodelación de la topografía del fondo oceánico y para la explicación de varios aspectos paleontológicos de las rocas sedimentarias, presentamos una descripción algo más amplia del origen y de las características sobresalientes de estas corrientes.

Los ríos aportan al mar sedimentos resultantes de la erosión del suelo. Ellos se depositan sobre el fondo, en parte cerca de la costa y en parte en el margen de la plataforma continental y en la cabecera de los cañones que desembocan en la zona superior del talud; allí forman depósitos inestables.

Cuando las acumulaciones de material sobrepasan cierta magnitud, comienzan a desprenderse del substrato y deslizarse hacia el fondo oceánico. Durante este movimiento pueden alcanzar gran velocidad y tomar la forma de verdaderas corrientes de material. A veces, se trata sólo de movimiento de materiales; otras veces, de corrientes de fango o de corrientes de suspensiones, según la densidad de los materiales que se trasladan sobre el fondo.

El concepto de las corrientes de materiales fué introducido en la Limnología por **Forel** (1885) y unos 50 años más tarde también en la Oceanografía por **Daly** (1939) para explicar: (1) la formación de cañones en el fondo de ciertos lagos y del mar, (2) la presencia de arena y fango procedentes de las áreas costeras entre capas de arcilla y cienos de organismo de los sedimentos abisales y (3) roturas bruscas de cables submarinos durante algunos de los terremotos.

Exploraciones de la topografía submarina llevaron muy temprano al descubrimiento de surcos en la plataforma continental que continuaban, a veces, por el talud y ciertas extensiones de las planicies abisales. Recibieron el nombre de "cañones submarinos" y la explicación de su génesis creó numerosas controversias.

La extracción de muestras de sedimentos desde profundidades mayores permitió encontrar arena y fango terrígenos intercalados entre capas de cienos pelágicos. Su procedencia planteó serios problemas. En un principio se pensó que se trataría de materiales llegados al fondo oceánico después de algunas crecidas excepcionales de los grandes ríos.

Por ende, hacia fines del Siglo XIX surgieron roturas de cables submarinos en varias regiones sísmicas, contando entre ellas la del Perú. Un nuevo caso, acaecido el 18 de noviembre de 1929 al sur de Terranova, después de un terremoto que se registró en la zona del talud, fué estudiado con esmero (**Heezen y Ewing**, 1936 y 1952), pudiéndose mostrar: (1) que se produjo un gran movimiento de sedimento; cantidades enormes se deslizaron del norte al sur, a velocidades de 15 a 20 millas por hora; (2) que en el curso de este movimiento de materiales, sedimentos de aguas poco profundas trasladáronse al fondo oceánico; (3) que estos sedimentos afectaron un área de unos 1000 Km. de largo y 100 a 300 Km. de anchura; (4) que todo el fenómeno duró sólo unas 14 horas, no obstante de los cuales se rompieron todos los cables submarinos existentes en la región afectada y que la rotura se produjo sucesivamente del norte al sur. Eso permitió establecer que la masa se trasladó velozmente, provocando los daños señalados en la dirección de su propagación.

Heezen y Ewing describieron, más tarde, otras corrientes de agua fangosa; una vez para explicar la topografía submarina de Orleansville en la parte occidental del mar Mediterráneo y, otra vez, para mostrar cómo se produce el flujo de materiales frente a la desembocadura del Río Magdalena en Colombia (**Heezen**, 1956).

Este caso nos interesa muy especialmente porque se registra y repite en la costa de Sudamérica, provocando grandes cambios en la topografía submarina del área afectada. Por ello, damos al respecto los detalles complementarios que siguen y que fueron puestos a nuestra disposición por el Ing^o Eduardo Rico de Colombia, junto con pla-

nos que nos permitieron apreciar mejor los cambios registrados en el curso de los últimos 30 años, frente a Boca de Cenizas.

El río Magdalena drena una hoja hidrográfica de 241,000 Km² y descargan en el mar Caribe por "Boca de Ceniza" un mínimo de 1700 m³/seg. en la temporada de estiaje y hasta 12,000 m³/seg. en la temporada húmeda. Sus aguas transportan abundante material en suspensión, cuya cantidad varía entre 2'460,000 m³ y 26'400,000 m³.

Este material contribuye a la formación de una barra frente a la desembocadura del río; ella se caracteriza por su inestabilidad ya que experimentó importantes modificaciones por deslizamientos del material acumulado. En efecto, el 29 de agosto de 1935, al mes después de los trabajos de sondeo efectuados en la región por el barco USS. Nokonis, se produjo el primer deslizamiento de la barra. El fenómeno se repitió el 20 de noviembre de 1945 cuando se hundieron unos 208 m. del tajamar oriental que se construía. El tercer y, a la vez, mayor accidente se produjo el 10 de julio de 1963, mientras se hacían sondeos. Desapareció, entonces, toda la barra y la profundidad mínima del lugar aumentó a 100 pies en la parte marina y a 32 pies en el sector del Río Magdalena. El material se trasladó hacia el noroeste, probablemente por un cañón existente allí y llegó a la planicie abisal de suave pendiente. Muestras de fondo extraídas por el barco "Vema" de la profundidad de 4,480 m. a 440 Km. de Boca de Cenizas mostraron la presencia de 3 capas de arena negra que contiene un 90% de substancias vegetales; ellas muestran que los sedimentos de la planicie abisal de Colombia contienen materiales de origen terrestre.

Unos 4 meses después del último deslizamiento, se hicieron nuevos sondeos, estableciéndose las alteraciones topográficas en la zona afectada. Ellas se relacionaron con los deslizamientos de material y la profundidad del cañón submarino que existe en la vecindad de la desembocadura del Magdalena.

Heezen (1956) estudió la región y llegó a la conclusión según la cual en el área de Boca de Cenizas suelen acacer, de vez en cuando, corrientes de sedimentos que trasladan el material desde la región poco profunda del delta hasta la planicie abisal.

El concepto de la corriente de sedimento aplicado a la rotura de los cables fue utilizado, también, para explicar la presencia de cañones en la planicie abisal de la región afectada. Esta novedosa explicación provocó frecuentes controversias que prolongaron hasta que se consiguió producir en el laboratorio corrientes de suspensiones de baja y alta densidad, de las cuales las nombradas en segundo término pueden tener gran influencia sobre el fondo del océano al fluir en condiciones naturales.

En la actualidad se da por cierto que de vez en cuando se producen en mares y océanos corrientes de materiales. Ellas se forman, principalmente, en los lugares con declive y fluyen sobre el fondo debido al exceso de densidad, provocado por concentraciones de partículas en suspensión, o por deslizamiento de materiales de mayor tamaño. Su flujo es rápido, pudiendo alcanzar velocidades mayores que cualquier otro tipo de corriente oceánica. Podemos distinguir:

- 1º) desprendimiento y deslizamiento submarino de una masa de material;
- 2º) corrientes de fango y
- 3º) corrientes de suspensiones

1º) **Los desprendimientos de materiales** se producen en la costa y en el borde de la plataforma continental, al cambiarse el ángulo de inclinación del substrato, o durante movimientos sísmicos. Después de desprenderse del sitio ocupado, el material se desliza sobre la pendiente con velocidad de varios Km. por hora, sin mezclarse con el agua circundante.

El movimiento del material suele ser de una hora y continúa sólo hasta el lugar en que el ángulo de inclinación del fondo lo permite.

2º) **El desplazamiento de la masa** de sedimento por la pendiente puede ser el comienzo de una **corriente de fango**. Esta puede alcanzar elevadas velocidades, que disminuyen desde el fondo hacia la superficie.

3º) **Las corrientes de suspensiones** tienen elevado porcentaje de partículas en suspensión y se encuentran mayormente sobre el talud continental (Stetson y Smith, 1937). Se denominan, también, "corrientes fangosas" (= turbidity currents, en inglés).

Tales corrientes pueden fluir aún sobre el fondo plano del océano por distancia de centenares de Km., con la condición de que no existan obstáculos naturales que se opongan a su avance.

A los tres tipos de movimientos de sedimentos submarinos se les atribuye papel importante en la sucesión de los sedimentos y en la formación de ciertos accidentes del relieve submarino que surcan el fondo por distancias apreciables. Pero nosotros consideramos a las corrientes de suspensiones o fangosas como siendo las más importantes, por lo cual, tratamos de sistematizar los conocimientos que se tienen sobre ellas.

Definición. La corriente de suspensiones, denominada también corriente fangosa, es un tipo completo de movimiento de fluidos que se desarrolla sobre el fondo de un lago o del mar por un tiempo limitado, en base a un exceso de densidad, provocada por partículas sólidas transportadas en suspensión.

Origen. La corriente de suspensiones suele tener su origen en el margen de la plataforma continental, siendo provocada generalmente por el deslizamiento de las aguas cargadas de partículas por una pendiente pronunciada.

Para que se forme tal corriente, se requiere:

- (1) **sedimentos**, sin los cuales no pueden existir;
- (2) **un mecanismo** que la produzca; por ejemplo, huracanes, terremotos, acumulación pronunciada de materiales y deslizamientos por gravedad; y
- (3) **declive** relativamente pronunciado del fondo sobre el cual se acumulan los sedimentos.

Recorrido. La corriente de suspensiones, procedente de la plataforma continental fluye por el talud hacia el fondo oceánico y se extiende sobre la planicie abisal que suele tener gran extensión.

Espesor. Si bien no se poseen observaciones directas sobre el espesor de una corriente de suspensiones, se admite que no pasaría de 100 m. (Johnson, 1964, p. 41).

Estructura, variable, dado que las partículas de material se sedimentan durante el flujo por simple gravedad.

Velocidad. Las variaciones en la densidad, debidas a la concentración de las partículas en suspensión, pueden ser amplias, lo que permite a las corrientes de suspensiones alcanzar velocidades mucho más altas que las de las demás corrientes oceanicas.

Dirección. La corriente de suspensiones fluye desde la plataforma continental hacia el fondo oceánico, en la dirección indicada por la orientación de la pendiente.

Transporte. El volumen de materiales que se traslada mientras fluye la corriente de suspensiones es, a veces, enorme, pero experimenta amplios cambios por la sedimentación progresiva.

Papel e importancia. Los movimientos de deslizamiento de sedimentos y especialmente las corrientes de suspensiones tienen significado tectónico y biológico. Transportan sedimentos hacia las planicies abisales y contribuyen a la nivelación de los accidentes del relieve. Mientras las corrientes de material más poderosas tienen fuerza de erosión y dejan sus huellas en el fondo, cavando cañones, las corrientes de suspensiones cubren el fondo con un manto de material fino nivelándolo y construyendo terrazas submarinas.

Todas estas corrientes causan destrucciones de la fauna abisal, especialmente de las formas que viven sobre el fondo, por cubrirlas definitivamente en grandes extensiones. Al pensar en esta realidad, podemos preguntarnos: ¿Cuántos yacimientos de fósiles no se habrán formado de esta manera en el pasado?

Los interesados en el conocimiento de más detalles sobre el problema de estas "corrientes excepcionales", pueden consultar los trabajos de los autores mencionados a continuación.

Bibliografía. Forel (1885), Daly (1936), Stetson y Smith (1937), Kuenen (1950), Heezen y Ewing (1936 y 1952), Heezen (1952) y Johnson (1964).

CAPITULO VI

LA VARIABILIDAD DE LAS CORRIENTES OCEANICAS EN EL ESPACIO Y EN EL TIEMPO

1. Variaciones de las corrientes.— 2. La variación de las corrientes oceánicas en el espacio.— 3. Variaciones de las corrientes oceánicas en el tiempo.—

1. Variaciones de las corrientes

Una de las características esenciales del estado del tiempo, del océano y de las corrientes superficiales es su variabilidad. El estado del tiempo y del océano experimentan frecuentes cambios que son gobernados por leyes de la física y pueden expresarse, a veces, en forma de ecuaciones.

Los sistemas de corrientes superficiales ponen de manifiesto variaciones en su intensidad, duración y posición. Ellas tienen diferentes causas, ya que las fuerzas que afectan a las corrientes no son siempre las mismas. Puede tratarse de: (1) la actividad solar, (2) la presión atmosférica y (3) los frentes oceánicos. Todas ellas tienen efecto importante.

La actividad solar puede ser baja o alta y su efecto varía consecuentemente, poniéndose de manifiesto en las características variables de las corrientes. La distribución de la presión atmosférica tiene efecto sobre los vientos y el estado del océano y ambos tienen efecto sobre los movimientos del agua. Los frentes oceánicos experimentan cambios estacionales y anuales en su posición geográfica y ellos provocan mayores cambios en la fuerza de todo el sistema de las corrientes superficiales.

El estudio comparativo permite distinguir variaciones de las corrientes en el espacio y en el tiempo; a su vez, la segunda categoría puede ser subdividida en : (1) variaciones estacionales de las corrientes, (2) variaciones multianuales y (3) variaciones seculares.

2. La variación de las corrientes oceánicas en el espacio

Las corrientes oceánicas pueden variar su posición en función de su velocidad. Estudios realizados por **Rossby** (1951), **Hansen** (1952) y **Stommel** (1953) han demostrado que el curso de una corriente deviene inestable entre ciertos límites y toma forma ondulada cuando la velocidad de la corriente es:

$$U = \sqrt{g \frac{\Delta \delta}{\delta} H} \quad (\quad //$$

en la cual g es la aceleración de la gravedad, δ es la densidad del agua, $\Delta\delta$ la diferencia de densidad entre aguas dispuestas en dos capas y H es el espesor vertical de la corriente.

Esta situación aparece en la corriente del Golfo, como asimismo en la corriente de Kuroshio y, probablemente, también en otras corrientes oceánicas que trasladan grandes volúmenes de agua. Tales corrientes mantienen su posición media, pero experimentan también oscilaciones y pulsaciones. Las oscilaciones les prestan un curso meándrico. En la corriente del Golfo se ha comprobado que los meandros se trasladan con la corriente, pudiéndose desprender de ella y formar remolinos independientes. En la corriente del Perú, los remolinos son frecuentes en la frontera que separa las aguas frías de las aguas cálidas de la contracorriente del Perú que se desplaza en sentido opuesto.

Existe, también, una variación vertical de las corrientes y ella depende de las variaciones en el sistema de los vientos. En efecto, los sistemas de vientos permanentes son responsables tanto por la génesis de las corrientes superficiales, como por la mayor parte de la circulación en la tropósfera del océano. Las corrientes existentes en la capa superior delgada del océano cambian su profundidad de penetración, en otras palabras su espesor, en función de la intensidad y duración de las fuerzas que mantienen su flujo. Observaciones recientes al respecto han demostrado que tales variaciones se efectúan en las corrientes y que ello obliga a modificar conceptos sostenidos por algunas teorías.

En el pasado se admitía que las corrientes superficiales causadas por el viento tenían una profundidad de penetración de unos 100 a 200 metros, de conformidad con lo que sugiere la teoría clásica de Ekman (1905). En la actualidad sabemos que un fuerte movimiento del agua es posible en una capa de varios centenares de metros, pero el espesor acusa variaciones verticales.

a) **La asimetría geográfica de las corrientes.** Una forma particular de variación en el espacio es la asimetría geográfica de las corrientes oceánicas. Las corrientes oceánicas no están dispuestas simétricamente en ambos hemisferios. En efecto, en el océano Antártico los vientos del oeste mantienen una corriente circumpolar alrededor del continente Antártico; tal corriente no existe en el hemisferio norte.

Las corrientes ecuatoriales tampoco muestran distribución simétrica alrededor del ecuador; la asimetría se distingue más fácilmente en el océano Indico, donde la alternancia periódica de los monzones introduce complicaciones, una de las cuales se refleja en el carácter netamente estacional de la dirección del flujo. En el curso del invierno del hemisferio norte, el monzón de NE refuerza a la corriente Norecuatorial que fluye hacia el oeste. En el curso del verano del hemisferio norte (agosto), mientras sopla el monzón de SW, desaparece la corriente Norecuatorial hacia el oeste, siendo reemplazada temporalmente por la corriente provocada por él. Al norte de la latitud de 2°S, todas las corrientes zonales tienen a fluir, entonces, hacia el este.

Asimetría existe, también, en la posición del giro subtropical de las corrientes oceánicas. Ella es causada por la variación de la fuerza deflectora del giro de la Tierra, denominada fuerza de Coriolis ($f_v = 2\omega \text{ seno } \phi V$). El centro de este giro aparece desplazado hacia el oes-

te con respecto al centro del sistema de viento correspondiente. Es por ello que el transporte de masa de las corrientes oceánicas, dirigidas hacia el polo en las regiones subtropicales, está concentrado en una franja estrecha a lo largo del lado occidental de los océanos. Allí es más rápido también el flujo de las aguas.

Este es el caso de la corriente del Golfo en el Atlántico Norte y de la corriente de Kuroshio en el Pacífico Norte; de la corriente de Brasil en el Atlántico Sur, de la corriente de Australia Oriental en el Pacífico Sur y de la corriente de Agulhas en el Indico. Todas estas corrientes marginales están en el lado occidental de los océanos, donde transportan aguas y energía calórica desde la zona Intertropical hacia otras zonas con velocidad de 25 a 50 millas por día.

En el curso de su traslado desde latitudes bajas hacia las latitudes más altas del hemisferio norte o hemisferio sur, las aguas de estas corrientes cruzan otras zonas climáticas con una velocidad que no les permite ajustarse a los procesos superficiales cambiantes que se desarrollan en cada lugar. Ellas transportan consigo sus propiedades tropicales y su estructura.

En el lado occidental de los océanos hay también corrientes frías con flujo concentrado, tales como la corriente de Labrador en el Atlántico Norte y la corriente de Oyashio en el Pacífico Norte; ambas trasladan aguas muy frías hacia el ecuador. Estas corrientes no tienen igual en el lado oriental de los océanos, de suerte que su simple presencia hace resaltar la asimetría de la circulación en el lado oriental y occidental de cada uno de los dos océanos.

En la parte central y en el lado oriental de cada océano existen corrientes lentas, cuyo flujo alcanza de 2 a 4 millas por día. En cambio, es intensa la interacción entre el océano y la atmósfera, definiendo la estructura de las aguas en la capa superficial. Ellas tienen tiempo suficiente para ajustarse al clima atmosférico local. Por ello, son estas las regiones donde se forman aguas superficiales de características bien definidas; en ello vemos una expresión más de la asimetría reinante en el campo de la circulación oceánica.

3. Variaciones de las corrientes oceánicas en el tiempo

Todos los sistemas de corrientes oceánicas experimentan variaciones en el tiempo que pueden ser de carácter estacional, semestral o a plazo más largo. La variación estacional es una de las características más importantes de las corrientes, por cuanto permite interpretar la alternancia de corrientes e inversión de la dirección del flujo de las aguas y los ciclos estacionales de los peces y demás organismos, como asimismo los ciclos de nutrimentos y acción de los factores que limitan la producción orgánica del mar.

La variación estacional es de poca amplitud en la zona Intertropical, donde los mares se caracterizan por su mayor estabilidad. Se acentúa, en la zona Subtropical y Subpolar; en ambas se distinguen claramente las 4 estaciones del año. En la zona Polar de cada hemisferio, en cambio, hay ciclo de 2 temporadas, cada una de 6 meses; una caracterizada por oscuridad e incremento de la capa de hielos y otra

caracterizada por luz durante las 24 horas, deshielo y circulación libre de obstáculos de gran extensión superficial.

A continuación se presenta una serie de datos sobre (a) variaciones estacionales de corrientes en la región de los alisios y sobre (b) variaciones periódicas de las corrientes en la región de los monzones.

a) **Variaciones estacionales de las corrientes en la región de los alisios.** Los vientos alisios son la fuerza que da origen a las corrientes ecuatoriales, dos de las cuales fluyen del este al oeste, estando separados entre sí por una contracorriente más débil que traslada sus aguas hacia el este.

La acción de estos vientos experimenta cambios estacionales que tienen efectos sobre las corrientes oceánicas. Además, hay una fluctuación bastante regular en la distribución de las velocidades del viento del norte al sur durante su ciclo anual (ver: Hidaka y Ogawa, 1960).

Las mayores variaciones se dejan observar en el transporte de las corrientes y están asociadas, al parecer, a la diferencia entre verano e invierno del vórtice del viento que sopla en la extensión del Pacífico, especialmente en el Pacífico Oriental.

Con el cambio de la temporada de calentamiento del océano a la temporada de enfriamiento se produce una expansión de cada masa de agua, seguida por una contracción. Esta modificación pasa desapercibida frente a la costa del Perú, por ejemplo, donde el alisio de SE alcanza su mayor fuerza y persistencia en el invierno y primera parte de la primavera, debilitándose en el verano. Pero no ocurre lo mismo en las regiones oceánicas, apartadas de la costa.

Por todo ello, cuando se requiere reconocer la velocidad de una corriente, es necesario estudiar el campo de vientos de la región y las variaciones estacionales de este parámetro meteorológico. Algunos de los conocimientos que se poseen al respecto para el hemisferio sur se indican por estaciones a continuación.

Verano austral (diciembre-enero y febrero): Los vientos, las corrientes superficiales y las convergencias y divergencias se desplazan hacia el sur, alejándose del Ecuador. Los vientos son fuertes entre las latitudes de 35°S y 45°S. En la latitud de 10°S entre 80°W y 125°W se forma una extensa divergencia, pero toda esta área se desintegra del verano al otoño, mientras disminuye la intensidad del viento.

La corriente del Perú se debilita en el curso de esta estación del año y su frontera avanzada retrocede del norte hacia el sur.

Otoño (marzo-abril y mayo): los vientos del oeste (bramadores) soplan esta vez entre 45°S y 50°S. Los alisios están ya desarrollados y soplan del este en toda el área comprendida entre 5°S-25°S y 75°W-145°W. Entre los vientos del oeste y los alisios, existen anticiclones subtropicales.

La convergencia bien marcada, existente en 10°S y 115°W y la divergencia existente en 10°S y 105°W desaparece durante la transición del otoño al invierno austral.

Invierno (junio-julio y agosto): los vientos, las corrientes y las fronteras hídricas se trasladan hacia el norte, acercándose al ecuador. Los vientos del oeste soplan cerca de 45°S. Entre los meridianos de 170°W y 145°W viran hacia el norte y llegan hasta la latitud de 30°S; pero se

debilitan entre 140°W y 80°W. Los alisios soplan del sur y del este y alcanzan mayor fuerza cerca de la latitud de 10°S.

Entre los vientos del oeste y los alisios siguen manteniéndose los anticiclones subtropicales. La Corriente del Perú es, entonces, fuerte y su parte avanzada se encuentra ya muy al norte.

Primavera (setiembre-octubre y noviembre): en esta estación del año reina condiciones similares a las descritas para el otoño.

b) Variaciones periódicas de las corrientes en la región de los monzones. La región ideal de los monzones está en el sudeste de Asia; allí el centro de baja presión cruza el ecuador 2 veces al año de acuerdo con la posición del Sol. En el hemisferio que tiene verano se forma un área de baja presión, mientras que en el hemisferio opuesto que tiene invierno se forma un área de alta presión. Entre ambas se desarrollan los monzones que mantiene alta constancia merced al hecho de que también la distribución de la presión atmosférica es muy estacionaria en esa región.

Con la inversión que se opera en la dirección de los vientos está estrechamente vinculada la inversión del flujo de las corrientes que se presenta como fenómeno periódico y acontece en la primavera y en el otoño de cada año. Las condiciones oceanográficas que caracterizan las regiones de los monzones, especialmente las particularidades que presenta la inversión de las corrientes entre las numerosas islas existentes en la región situada entre Australia y Asia, fueron estudiadas por expediciones holandesas y australianas y descritas por **Dietrich (1957)** y **Wirtki (1961)**. De acuerdo con estas descripciones, los monzones cambian su dirección 2 veces al año: en la primavera y en el otoño. De este modo, se tiene un monzón de verano y otro de invierno. La transición se efectúa en mayo y octubre y ésta repercute en la distribución horizontal de las propiedades oceanográficas, como también en la estructura térmica y halina de las aguas y en el flujo de las corrientes superficiales.

El monzón de verano sopla con mayor intensidad de mayo a setiembre, generalmente hacia el continente asiático: en el norte del océano Índico aparece soplando desde el Suroeste, mientras que en la región marítima de Asia Suroccidental bate desde el Sur y Suroeste. En esta región se intensifica en junio y alcanza su plena intensidad en julio y agosto, cuando el Centro de Alta presión se establece sobre Asia y en el Centro de Baja está sobre Australia.

Al cruzar el ecuador, el monzón de SE vira hacia el este y aparece, a continuación, como Monzón de NW. Esta situación caracteriza la región hasta la latitud de 10°S aproximadamente, donde se encuentra ya el alisio de SE. El Monzón de SE transporta vapores de agua e intensifica las precipitaciones. En el oeste, sobre la corriente de Somalia, llueve mucho, entonces, y disminuye la salinidad de las aguas superficiales. Al mismo tiempo, se forman vapores de agua y neblina que cubren toda esta región, creando problemas a la navegación.

El monzón de verano provoca una inversión de la dirección de flujo de las aguas oceánicas. Desplaza las aguas superficiales de baja salinidad hacia su lugar de procedencia y crea condiciones especiales para la distribución y estructura de las corrientes superficiales. La corriente del Monzón fluye en esa temporada por el sur de la isla Ceilón, dirigiéndose hacia el este. Parte de sus aguas llega a la isla Sumatra,

donde vira hacia el sur y se une a la Corriente Norecuatorial. Esta situación persiste hasta octubre, cuando se efectúa la transición del viento y del flujo de las corrientes superficiales hacia las condiciones de invierno

La transición respectiva se inicia con el traslado de la Baja Ecuatorial hacia el sur de Asia, donde llega a ocupar la región entre el centro del Golfo de Bengala y la costa norte de Nueva Guinea. Al norte de esta región prevalecen los vientos de NE, mientras que al sur de ella sopla el monzón de SE.

El monzón de invierno sopla entre noviembre y abril desde el continente asiático hacia el océano, mientras gran parte de este continente está bajo el dominio de un extenso Centro de Alta. El aire frío y seco de la baja atmósfera se dirige hacia el océano Indico y hacia el Pacífico en forma de un monzón que adquiere direcciones diferentes.

Bajo la acción de este viento se debilita la corriente del Monzón, tomando todas las apariencias de una simple deriva superficial, acompañada de remolinos. El agua superficial del golfo de Bengala y del mar de Andaman, cuya salinidad había sido rebajada por las precipitaciones y el aporte de los ríos durante la temporada de verano, se traslada hacia el oeste y penetra en el mar de Arabia. Este flujo hacia el oeste suele ser acompañado por intensa evaporación.

El monzón de invierno alcanza su fuerza máxima sobre el mar de China en diciembre, mientras la Baja Ecuatorial está alrededor de la latitud de 5°S. Cruza, entonces, el ecuador, pudiendo llegar hasta los confines de la isla de Java.

La transición hacia el monzón de verano se efectúa de abril a mayo, cuando cesa el viento de NE sobre el mar de China y las islas Filipinas.

La inversión regular, total o parcial del sistema de monzones dos veces al año, tiene por efecto una inversión del flujo de las corrientes en la primavera y en el otoño en las regiones dominadas por estos vientos. Ella tiene serias consecuencias, por cuanto provoca:

- 1º) la modificación de la distribución de los factores hidrográficos en el plano horizontal;
- 2º) gran amplitud en la variación anual de la temperatura y salinidad de las aguas superficiales; y
- 3º) variaciones importantes en la estructura térmica y halina de las aguas en los mares marginales de Asia desde el mar de Bering hasta los mares de Asia Suroriental.

c) **Variaciones a largo plazo.** En los grandes sistemas de corrientes oceánicas fueron observadas también fluctuaciones a largo plazo. Ellas se ponen de manifiesto en el avance y retroceso de la Contracorriente Norecuatorial y Corriente Surecuatorial. Estas variaciones dependen de: (1) cambios en el campo de la presión atmosférica y (2) cambios multianuales y seculares que se observan en la circulación atmosférica. Todos estos cambios en el tiempo repercuten en el régimen de las corrientes marginales existente en cada océano.

Por ende, cabe mencionar que la cuestión de la existencia de variaciones a largo plazo en la circulación de las aguas profundas no ha recibido aún su contestación definitiva.

CAPITULO VII

EFFECTOS DE LAS CORRIENTES OCEANICAS

1. Clasificación de los efectos.— 2. Efectos de las corrientes oceánicas sobre el clima.— 3. Efectos de las corrientes oceánicas sobre las condiciones del mar.— 4. Efectos de las corrientes sobre el traslado de materiales.— 5. Efectos biológicos de las corrientes.— 6. Efectos zonales y locales de las corrientes oceánicas

1. Clasificación de los efectos

El conocimiento de la circulación oceánica general y de las corrientes oceánicas en algunas regiones no es satisfactoria todavía, no obstante de lo cual resulta instructivo enumerar aquí su papel y sus efectos sobre el clima, las condiciones del mar, el traslado de material y la vida de los organismos acuáticos.

La circulación oceánica general depende, en gran parte, de la circulación atmosférica, pero ésta experimenta, a su vez, los efectos del traslado de las aguas. Estos efectos pueden reconocerse en las Cartas Climatológicas de los Océanos.

Las corrientes oceánicas transportan grandes cantidades de agua y de energía calórica de un lugar a otro, recorriendo, a veces, distancias apreciables y desempeñan papel activo en la distribución de la temperatura, de las sales y de los organismos, ejerciendo sus influencias sobre el clima, el estado del tiempo, el fondo y la productividad de las aguas.

La velocidad de las corrientes influye en la velocidad de propagación de las ondas internas. Ciertas corrientes costeras estimulan el afloramiento y desempeñan papel importante en la economía del mar (véase al respecto Ananiadis, 1962). Otras corrientes afectan la tasa de crecimiento de los hielos en las regiones polares, cuyo espesor aumenta durante el invierno. Por ende, la circulación oceánica determina el contenido total de carbono en las aguas profundas.

Vemos así que los efectos de las corrientes oceánicas y sus variaciones son múltiples, pudiendo ser clasificados como sigue:

- 1º) Efectos de las corrientes oceánicas sobre el clima;
- 2º) Efectos de las corrientes sobre las condiciones del mar;
- 3º) Efectos de las corrientes sobre el traslado de materiales y
- 4º) Efectos biológicos de las corrientes.

Podemos concluir esta introducción, afirmando que la circulación oceánica y las corrientes afectan la navegación, las actividades pesqueras y la distribución de los organismos marinos.

2. Efectos de las corrientes oceánicas sobre el clima

Gran parte de la energía que mantiene la circulación atmosférica en acción procede de los océanos; ésta experimenta la influencia de la circulación oceánica que modifica el clima según las propiedades de las corrientes. La modificación abarca tanto el clima de la región oceánica como el clima de la región de la costa.

Las corrientes superficiales frías que trasladan aguas polares hacia el ecuador refrescan el aire e imponen condiciones climáticas más ásperas en las costas frente a las cuales fluyen. En la Convergencia Antártica, el efecto directo sobre la atmósfera se limita a las capas más próximas a la superficie. Las corrientes superficiales cálidas, en cambio, suavizan el clima en las regiones que cruzan. Sus aguas no dejan que congelen los puertos y paralicen, de este modo, las actividades. En ambos casos hay efectos anómalos en el clima de la región afectada.

A veces, la corriente que fluye frente a una costa aporta aguas excepcionalmente cálidas para la región. Eso suele ocurrir durante las apariciones esporádicas del Niño frente a la costa del Perú. Entonces se modifica el clima también en la región costera. En el verano, aumenta la cantidad de las precipitaciones en el norte del Perú y crece el peligro de las inundaciones provocadas durante las crecidas de los ríos. En el invierno, aumenta el número de los días soleados y se suaviza el invierno en la región de Lima. Al mismo tiempo, pueden producirse en el sur de Chile temporales más fuertes acompañados por destrucciones de bienes en ciudades y pueblos de la costa. Todo ello se registró en los meses de marzo a julio y agosto de 1965, año en que el fenómeno del Niño se puso nuevamente de manifiesto en el noroeste del Perú y frente a la costa Central del Perú.

Algunas corrientes crean condiciones adecuadas para el afloramiento. Este es el caso frente al Perú, donde la corriente costera se aleja de la costa y las aguas más frías ascienden a la capa superficial, donde mantienen una temperatura más baja también en el mar y en la costa.

En el área de afloramiento más activo del Perú, entre San Juan Atico y Punta Pescadores, las aguas de superficie acusan temperaturas de 13.0°C a 14°C en la temporada de invierno. En invierno muy fríos, las temperaturas del agua son de 11° a 12°C y en inviernos cálidos (de los años de aparición del Niño) puede ser de 15° a 16°C. Las aguas más frías proceden de profundidades mayores que las demás aguas afloradas, lo que se reconoce por la temperatura algo más elevada que acusan éstas.

Cuando el aire se mantiene más cálido que el mar, se forman bancos de niebla. Trátase, por cierto, de efectos locales, pero las mencionamos dada su importancia práctica para la navegación y pesquería de la región.

La intensidad de la circulación oceánica varía con las estaciones del año y ello tiene efectos sobre el clima de cada región afectada. Existen, también, pulsaciones meridionales en la extensión de las corrientes y ellas repercuten en el clima del lugar, especialmente en la zona de transición.

Una comparación entre las variaciones de la temperatura del mar y del aire en la costa del Perú y costa oriental de Australia muestra grandes diferencias. Ellas se deben a las propiedades de las corrientes oceánicas existentes en cada lado del Pacífico sur. Frente al Perú, está la corriente costera del Perú con sus aguas generalmente templadas; frente a Australia está la corriente de Australia Oriental que traslada aguas cálidas hacia el sur. Comparaciones valiosas que muestran las diferencias entre la temperatura del mar y aire en la costa de Estados Unidos y la del Japón fueron presentadas por Sverdrup (1954).

3. Efectos de las corrientes sobre las condiciones del mar

La razón de flujo de las aguas de una región marítima tiene gran importancia. Afecta las propiedades físicas (temperatura, salinidad, estratificación y movimiento) de las aguas, las propiedades químicas (concentración de iones disueltos, gases y otras sustancias) y la dinámica de los sedimentos y del plancton. Los efectos más importantes se observan en la estructura de las aguas.

La Corriente del Perú, por ejemplo, es inducida por el alisio de SE y, como todas las corrientes impulsadas por el viento, provoca importantes cambios en las condiciones del mar.

Los efectos de mayor importancia se observan en el **pliegamiento de la termoclina** subsuperficial poco profunda, que lleva a la formación de senos y crestas, y de pozos y domos.

Las aguas de la corriente que se trasladan hacia el noroeste y oeste, alejándose del continente, crean la condición favorable para el desarrollo de los procesos de afloramiento a lo largo de partes de la costa de Chile y de Perú. En efecto, en reemplazo de las aguas superficiales que se alejan, llegan aguas en forma de "corrientes subsuperficiales de compensación" que se dirigen hacia la costa, ascendiendo a la superficie. Mientras ascienden desde profundidades moderadas, **modifican la posesión y topográfica de la termoclina** en toda la región del Pacífico Peruano que está bajo su influencia.

En los años en que disminuye la intensidad de los vientos y de las corrientes superficiales, se frenan también los procesos de afloramiento costero; entonces, el agua superficial se calienta en la temporada cálida más rápidamente que de costumbre y este calentamiento desusual puede tener muchos efectos adversos para las condiciones meteorológicas de la costa y el desarrollo normal de la comunidad pelágica típica de la Corriente Costera del Perú.

4. Efectos de las corrientes sobre el traslado de materiales.

El agua de mar contiene partículas en suspensión y el fondo está cubierto por un manto de sedimentos de espesor variable, a cuya formación contribuyen ampliamente las corrientes oceánicas. Ellas representan el principal vehículo de traslado del material a lo largo de la costa y desde ésta hacia las profundidades oceánicas.

Las corrientes oceánicas tienen efecto, además, sobre la acumulación de los sedimentos. En la extensión del océano existen ciertos sitios que son especialmente adecuados para la acumulación de los se-

dimentos. Estos sitios están en bahías, en el borde del talud continental y en la planicie abisal, donde se cambia la velocidad de la o las corrientes profundas, etc. En el borde de la plataforma continental pueden formarse corrientes de material que se desplazan hacia la profundidad. En su camino ejercen acción de erosión y de modificación de la topografía submarina. Dada su importancia, lo tratamos en un capítulo distinto.

a) **Las corrientes oceánicas, los productos radioactivos y la radioactividad.** El medio oceánico contiene cierta cantidad de radionúclidos y una radioactividad natural limitada. Los radionúclidos pueden estar en estado de solución o bien en suspensión en el agua de mar, en las distintas profundidades, como asimismo en el material biológico y en los sedimentos que cubren el fondo.

La cantidad de los isótopos radioactivos naturales en el océano se eleva a: 183.83×10^9 tons. y la radiactividad total del océano es de unos 5×10^{11} c, siendo causada principalmente por la actividad de los isótopos K^{40} , Rb^{87} , U^{238} , U^{235} , Th^{232} y Ra^{226} .

En los últimos años, la cantidad de los radioisótopos existentes en el mar aumentó en forma considerable debido a los productos de fisión resultantes de los experimentos con armas nucleares y al aumento del uso práctico de la energía atómica. De este modo, el problema de la radiactividad alcanzó relieve excepcionales. Este problema incluye, también, el transporte de los productos de fisión y la radiactividad de las aguas más profundas. Atañe, además, el problema de la evacuación de desechos radioactivos en el mar.

Las corrientes oceánicas desempeñan papel importante en el transporte y la dispersión de los productos radioactivos en todo el océano. Ello se comprobó algún tiempo después de los experimentos con armas nucleares realizados cerca del atolón Bikini; oceanógrafos japoneses observaron que las corrientes oceánicas transportaban hacia el noroeste del Pacífico una enorme "nube de agua radiactiva". La presencia de esta agua llevó al descubrimiento de una corriente a nada menos que 2,500 Km. del lugar donde se hicieron los experimentos. Esta observación comprobó por un lado el papel importante de las corrientes oceánicas en el transporte de los productos radioactivos, y por otro, la posibilidad de utilizar ciertos isótopos en los estudios oceanográficos.

Cuando surgió la necesidad de evacuar los derechos radioactivos y eliminar los peligros inherentes y persistentes, algunos estudiosos sugirieron utilizar al mar como lugar de evacuación de tales residuos por su enorme capacidad y por considerar que en las fosas, especialmente en las más profundas, las aguas de fondo estarían quietas; otros estudiosos sostuvieron, en cambio, que el agua más profunda del océano suele ser reemplazada bastante rápidamente debido a las corrientes de fondo que cruzan las fosas con cierta rapidez. Esta discrepancia de opiniones sobre un problema de tal transcendencia expresaba, de hecho, la falta de observaciones fidedignas sobre la presencia y características de las corrientes de fondo y sobre su capacidad de transporte físico de partículas de materiales y su capacidad de dilución de los materiales radioactivos. Ello fué el estímulo para la orientación de la actividad científica hacia la construcción de equipos para la medición de

las corrientes abismales y de la radiactividad. (véase: Suess, 1958; Pritchard, 1960; Knitrov y Kothyarov, 1964).

Hoy día, la prevención de la contaminación de los mares por desechos radiactivos constituye un problema internacional de gran magnitud, contemplado también en la Convención sobre la Alta Mar.

La Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar recomendó efectuar estudios sobre los diferentes aspectos del problema planteado. Uno de estos aspectos concierne a la circulación oceánica, en general, y al papel de las corrientes marinas en la distribución de la radiactividad.

5. Efectos biológicos de las corrientes

Las corrientes oceánicas tienen gran importancia biológica por cumplir el papel de vehículos de traslado de objetos flotantes, nutrientes y organismos.

El flujo de las aguas afecta a los organismos y la productividad. De hecho, las corrientes provocan cambios en las condiciones del mar como medio físico y todos los cambios tienen efectos sobre los organismos y su morada, provocando modificaciones en su abundancia, en la posición de sus lugares de concentración y reproducción y en la disponibilidad de su alimento.

Las corrientes zonales casi permanentes tuvieron efectos sobre la dispersión de diferentes especies de animales en el pasado y contribuyeron a la expansión de numerosos organismos, como veremos a continuación.

a) **Los efectos de las corrientes sobre la dispersión de los organismos en el océano Pacífico.** El que estudia la distribución geográfica de los organismos en el Pacífico y compara, luego, el número de las especies de animales marinos que viven en la parte occidental y oriental de este océano, encuentra que el número de las especies es mucho mayor en el lado occidental que en el lado oriental.

En la parte occidental del Pacífico Tropical abundan los atolones y los arrecifes de coral; ellos ocupan grandes extensiones, formando un biotopo especial que tiene una fauna integrada por muchas especies de invertebrados y peces. En la parte oriental de esta zona del océano, en cambio, faltan los arrecifes de coral y la comunidad de vida, tan rica en especies, que caracteriza tales ambientes. Por lo tanto, en el oeste del Pacífico existe una "saturación faunística", mientras que en el este se observa una "pauperización faunística".

Esta diferencia se debe a un conjunto de razones particulares, entre las cuales cabe mencionar:

- (1) el aspecto histórico,
- (2) las corrientes como caminos reales de traslado,
- (3) la adaptación a la vida pelágica y
- (4) condiciones particulares.

(1) **El aspecto histórico.** La fauna más antigua del Pacífico parece haberse formado en la zona tropical. Desde el ocaso del Paleozoico hu-

bo un mar cálido, denominado Tethys, que ocupaba la depresión actual del mar Mediterráneo, las tierras del medio Oriente, la parte central de la India actual y parte de la cuenca del Pacífico hasta América Central. Un brazo del Tethys se extendía por la depresión amazónica hacia el Atlántico. Este mar alcanzó su mayor desarrollo desde el Paleozoico hasta el Mesozoico.

El mar Tethys se caracterizó por su fauna de aguas cálidas, rica en especies, en la que abundaron los organismos constructores de arrecifes de corales y especies de animales de conchas gruesas. Esta fauna se desarrolló mejor en la región del Pacífico Occidental y del Océano Índico; allí fué la cuna de numerosas especies actuales.

Por ello admitimos que la dispersión de las especies se efectuó en el pasado desde el oeste hacia el este, como acontece también en la actualidad. Contribuyeron a ella favorablemente ciertas corrientes oceánicas, cuyo efecto se pone de manifiesto, en el transporte pasivo del plancton y en la acumulación del plancton en determinados sitios, que están bajo la influencia de ciertas corrientes oceánicas.

(2) **Las corrientes como "caminos reales".** La ruta de traslado de los organismos hacia la parte oriental del Pacífico Tropical ha sido, principalmente, la de la Contracorriente Ecuatorial que fluye en verano entre Mindanao y América Central, por una distancia de 15,000 Km.

Esta contracorriente se mantiene al norte del ecuador, unas veces entre las latitudes de 9°N y 5°N y otras veces más al sur hasta la latitud de 3°N. Ella traslada larvas de numerosos invertebrados y peces de oeste al este y mantiene el contacto entre la fauna marina del Pacífico occidental y la fauna del Pacífico Oriental, aunque cabe señalar desde ya que sólo ciertos tipos de invertebrados y peces consiguen establecerse en la región oriental.

Así vemos que la circulación oceánica a través del Pacífico desempeña papel importante en la dispersión de los elementos de las faunas marinas y el conocimiento de las características de cada corriente transoceánica nos permite interpretar las diferencias y similitudes entre faunas existentes en regiones lejanas y adyacentes de cada océano.

(3) **La adaptación a la vida pelágica.** Los tipos de invertebrados y peces que cruzan el océano de oeste a este con las corrientes y consiguieron establecerse en forma permanente en su región oriental, son formas cuyas larvas tienen un estado pelágico prolongado y/o formas que llevan vida pelágica también en estado de adultos. Ellas estuvieron mejor adaptadas para resistir la larga travesía transoceánica durante la dispersión. Entre las formas pelágicas, adaptadas para el transporte mediante corrientes, están especies de la familia *Terendinidae*, especialmente *Teredo gregori* (Edmondson, 1962).

Los tipos que pertenecen a la comunidad pelágica en un estado de desarrollo y a la comunidad bentónica en otro estado, raras veces consiguieron cruzar el océano, debido a la presencia de las profundidades abismales en el largo trayecto de su eventual ruta de dispersión oceánica.

(4) **Condiciones particulares.** La ausencia de islas en la mitad oriental del Pacífico Central constituyó un serio obstáculo para la dispersión

de los organismos batipelágicos. No fué obstáculo, en cambio, para los huevos y las larvas de los peces que se desarrollan en la parte superior de las aguas en movimiento.

En conclusión, podemos afirmar que las rutas de traslado de los organismos marinos hacia la parte oriental del Pacífico han sido, principalmente, las contracorrientes superficiales y subsuperficiales zonales. La más importante entre todas es la Contracorriente Norecuatorial que fluye por una distancia de unos 15,000 Km. entre Mindanao y América Central. Ella contribuye en el presente, como lo hizo en el pasado, al traslado de larvas de numerosos invertebrados y peces de oeste al este y mantiene el contacto entre la fauna marina del Pacífico Occidental y la fauna del Pacífico Oriental. Importancia tiene, también, la "Corriente Subsuperficial de Cromwell".

La influencia de las corrientes transoceánicas no se limita a la fauna de las regiones tropicales; puede demostrarse, también, para las regiones polares y subpolares. Recientemente se hizo destacar la importancia de la deriva oceánica en la zona de los bramadores para la dispersión de los equinodermos entodo el hemisferio sur. De acuerdo con los estudios efectuados (Barracuough, 1962), los géneros mayores de equinodermos son circumpolares; los géneros que hoy viven en las aguas poco profundas se dispersaron durante la mayor parte del Terciario mediante sus larvas transportadas por las aguas.

b) **Algunos efectos de la circulación periférica sobre las faunas.** La circulación periférica en el Pacífico frente a las costas de América desempeña papel importante en la ecología y dispersión de los elementos de las faunas marinas.

Los organismos marinos que flotan en el agua y los que nadan a favor o contra la corriente experimentan el efecto del flujo de las aguas y sus variaciones, que se pone de manifiesto en su dispersión, distribución, abundancia y calendario de migraciones. Podemos afirmar que la ecología de muchas especies marinas, tanto pelágicas como de fondo, que habitan en el Pacífico Peruano y en las regiones adyacentes, sea en forma permanente o en forma transitoria, depende de la distribución de las diferentes masas de agua, cuyo volumen cambia bajo el efecto de la mezcla producida por las corrientes periféricas de intensidad variable.

Las diferencias existentes en el Pacífico Oriental entre la fauna marina de la región costera situada al norte del ecuador y la fauna de la región ubicada al sur del mismo, se explican, también, por la circulación periférica. En el hemisferio norte, elementos de la fauna marina tropical llegan con las aguas cálidas de la Contracorriente Norecuatorial hasta el Golfo de California y más al norte. Es por efecto de esta contracorriente que los tipos de la fauna del Pacífico Occidental sean más numerosos en la región tropical oriental del hemisferio norte que en la del hemisferio sur.

Al sur del ecuador, la Corriente del Perú mantiene una temperatura más baja que la correspondiente a las latitudes que cruza, merced al aporte de aguas más frías de afloramiento que recibe. Su temperatura más baja constituye una "barrera térmica" natural que se opone a la dispersión y al establecimiento permanente de corales y va-

rias otras especies de aguas cálidas en toda la región marítima del Perú. Al mismo tiempo, las aguas más frías de esta corriente marginal permiten a las formas de aguas templadas avanzar y dispersarse hasta la región de las Islas Galápagos, situadas prácticamente sobre el ecuador.

Las "especies de aguas templadas" de la fauna peruano-chilena que viven principalmente en la zona costera, donde prevalecen las aguas de afloramiento, existen en las áreas de las aguas tropicales del Pacífico. Esta característica ecológica de las especies se pone de manifiesto especialmente al comparar la comunidad de vida de la región de la Corriente Costera del Perú y su dependencia de la temperatura de las aguas de su morada con la comunidad de la región del Golfo de Guayaquil.

La fuerza de las corrientes casi-permanentes y la posición de su curso principal ejercen su influencia sobre las variaciones estacionales de la temperatura y la condición térmica del mar interviene en la determinación del desarrollo cuali-cuantitativo del plancton, del crecimiento de los peces y sus migraciones tróficas y de reproducción.

Las corrientes marinas que fluyen frente a las costas del Perú tienen su régimen anual, el cual influye en los cambios estacionales y anuales de todas las características hidrológicas. A su vez, estas tienen efectos sobre (1) la producción del fitoplancton y su eventual acumulación en determinados sitios; (2) la distribución pasiva de las larvas de peces, (3) las migraciones de los peces adultos y (4) los resultados variables de la captura en función de la disponibilidad en cada área.

(1) **Efectos sobre la producción y acumulación del Plancton.** Los procesos de afloramiento y la Corriente Costera abastecen la región costera de América Sur-occidental, África Occidental y algunas otras regiones oceánicas con sales minerales esenciales para la producción de fitoplancton, cuya comunidad representa la fuente de alimento del plancton animal.

Además, las corrientes tienen el efecto de acumular el plancton en sus bordes y en todas aquellas áreas que establecen el contacto con corrientes opuestas.

(2) **Efectos sobre el ictioplancton.** La distribución pasiva de huevos, larvas y cría de peces en las aguas situadas frente a la costa occidental de América del Sur por distancias variables depende de las condiciones dinámicas de las aguas que participan en la circulación periférica. En la temporada fría de cada año, la Corriente Costera del Perú se ensancha y, entonces, las larvas que transporta tienen distribución latitudinal más amplia que en otras temporadas. En el verano, suele desarrollarse una incursión de importantes cantidades de agua superficial de elevada temperatura, procedente desde el noroeste. Su aparición y avance hacia la costa frena la dispersión latitudinal de los huevos y larvas de varias especies de peces, limitando, a veces, su desarrollo. En los meses de octubre y noviembre, que corresponden a la estación de primavera en el hemisferio austral, suelen formarse mayores concentraciones de huevos y larvas de anchoveta (*Engraulis ringens*) en las aguas adyacentes a la costa, particularmente al norte de Pacas-

mayo, donde el fondo acusa profundidades pequeñas y el calentamiento estacional de las aguas superficiales comienza más temprano que en la región del Callao y en las situadas más al sur. Allí el flujo de las corrientes se desarrollan en una forma que resulta favorable al mantenimiento de la concentración de huevos y larvas de peces en la franja de aguas costeras, de modo que el área entre 6°30'S y 8°S aparece como un verdadero criadero natural.

(3) Efectos sobre las migraciones de los peces. Las corrientes marginales fiscalizan las condiciones de vida de los peces pelágicos. Las migraciones cíclicas de los peces adultos están íntimamente vinculadas a las corrientes horizontales que prevalecen en la región situada frente a las costas occidentales de América del Sur.

Migraciones de extensión limitada entre las regiones oceánicas más cercanas y las regiones costeras se realizan, frecuentemente, en el verano.

Hay grandes diferencias entre el ciclo de migraciones de las diferentes especies de peces. Algunas efectúan sus migraciones de reproducción contra la corriente y las migraciones tróficas a favor de la corriente. Se entiende que las modificaciones en la dirección y velocidad de las corrientes repercuten en las migraciones dentro del espacio y tiempo.

Los peces migradores exasperan a los pescadores cuando no aparecen en determinados lugares en la fecha en que acostumbran llegar. Basta recordar lo ocurrido en la región del Callao, durante la segunda mitad del año de 1963, cuando los cardúmenes de anchoveta llegaron a la costa con un atraso de unas 6 semanas con respecto a los años anteriores.

(4) Efectos de la oscilación de los límites de las corrientes oceánicas sobre los peces migradores. En el área de encuentro de dos corrientes o de las aguas del mar con aguas salobres suele producirse una mezcla y descenso de aguas de mayor densidad a lo largo de una línea de convergencia. Los organismos flotantes se acumulan a lo largo de la misma en línea paralela o en forma de manchones. Este límite oscila en el espacio especialmente durante la crecida de los ríos.

Anomalías físicas que surgen en el espacio oceánico, de vez en cuando, influyen en el flujo de las corrientes oceánicas y costeras, modificando su intensidad y, también, su dirección. Las que se produjeron en 1957 y 1958, por ejemplo, se caracterizaron por un debilitamiento acentuado de los vientos alisios y de las Corrientes Costeras del Perú, que se puso de manifiesto a través de un receso progresivo hacia el sur del frente norteño de esta corriente y aparición de aguas muy cálidas en la superficie del mar.

La aparición de tales cambios nos indica que los límites de las corrientes tienen carácter dinámico. Ellos tienden a trasladarse en sentido latitudinal, según el caso, apareciendo y desapareciendo en determinadas áreas del océano.

Los límites de las corrientes tienen, también, alto valor biológico, por constituir verdaderas barreras para unos organismos, entre los cuales figuran los peces pelágicos. Las especies de peces que más acu-

san el efecto de las oscilaciones de la posición de las corrientes superficiales son las migradoras.

Cuando una corriente modifica su dirección por algún tiempo, los peces migradores modifican, a su vez, la ruta de sus desplazamientos y el calendario de las migraciones. Pueden desaparecer, entonces, durante varios años en un lugar y aparecer, en mayor abundancia en áreas que no frecuentaban antes.

Entre los peces que experimentan en alto grado la influencia de las corrientes superficiales y los efectos de la oscilación de sus límites figuran varias especies de atunes. Cuando las aguas cálidas fluyen hacia el sur de Cabo Blanco con mayor intensidad (años del Niño), los atunes avanzan con esas aguas en la misma dirección, penetrando en la zona marítima del Perú, donde se acercan a la costa. Cuando las aguas frías de la corriente costera del Perú fluyen en su plena intensidad, los atunes se retiran hacia la región de las aguas cálidas, situadas más al norte. Capturas mejores se obtienen durante el verano y otoño del hemisferio sur, mientras se desarrolla el periodo de flujo de las aguas cálidas. El éxito de la pesca de los atunes de aleta amarilla está ligado al tiempo de comienzo del calentamiento estacional. En respuesta a los cambios en el flujo de las corrientes marinas, los atunes adelantan o atrasan la fecha de su llegada a los lugares de concentración y, por lo tanto, la fecha de comienzo de la temporada de pesca.

Lo observado desde 1958 en adelante, parece indicar que algo parecido se registra en el comportamiento de los cardúmenes de anchoveta. Irregularidades en el calendario de su llegada a las áreas situadas frente a los distintos puertos del Perú surgen como efecto de ciertas alteraciones en la circulación periférica. El cese temporal del afloramiento y aparición de un remolino al norte de la latitud de Ancón, Perú, causaron trastornos en el movimiento de los cardúmenes de anchoveta en la segunda mitad de 1963 y llevaron a varias empresas pesqueras en el Perú y Chile a una situación económica delicada.

c) Efectos dañinos de las corrientes veloces: En los lugares por donde pasan corrientes marinas veloces, especialmente durante los temporales, los organismos marinos presentes pueden acusar los efectos de este movimiento de las aguas que puede resultarles dañinos en las siguientes formas:

- (1) por traslado a grandes distancias,
- (2) por acarreo hacia la región oceánica y
- (3) por lesiones mecánicas.

(1) Una corriente que se traslada a una velocidad de 0.5 millas por hora transporta los organismos a distancia de 240 millas del lugar de desove en unos 20 días. Los huevos y las larvas de muchas especies nectónicas y los demás integrantes del plancton que flotan en el agua pueden ser transportados, de este modo, a gran distancia de sus lugares habituales de desarrollo y llegar a áreas con condiciones desfavorables para su desenvolvimiento. De este modo, pueden perecer en gran número.

(2) Las larvas de las especies bentónicas pueden ser acarreadas desde la región nerítica a la región oceánica. Al no encontrar allí profun-

didades adecuadas para establecerse sobre el fondo, perecen en gran número.

(3) Por ende, los organismos pueden sufrir lesiones mecánicas mientras están transportados por corrientes. Esta posibilidad es mayor cuando se trata de corrientes veloces.

d) **Protección contra los efectos dañinos de las corrientes.** Los organismos acuáticos tienen la posibilidad de defenderse en forma indirecta contra los efectos dañinos de las corrientes. En efecto, hay especies que se protegen desovando sobre el fondo, donde las ovas quedan fijadas a la vegetación o a los objetos existentes allí. Algunos peces pelágicos, por ejemplo los voladores de la familia *exocoetidae* tienen la misma costumbre, por lo cual es frecuente encontrar los huevos pegados a las algas que están a la deriva.

Organismos con desove pelágico, como son las caballas (*Scorbridae*), sardinas y lenguado, se protegen contra los efectos de las corrientes veloces, acercándose a la costa para desovar en bahías y otros lugares donde el movimiento del agua es lento.

Por ende, hay especies pelágicos capaces de prolongar su estado larval hasta encontrar condiciones favorables a su desarrollo, quizás al terminar su traslado con las aguas de la corriente.

En todos estos casos, se asegura la sobrevivencia de un mayor número de individuos jóvenes en el habitat normal de las especies.

6. Efectos zonales y locales de las corrientes oceánicas

Las corrientes que cruzan el océano en dirección más o menos latitudinal tienen "efectos zonales" y las corrientes de menor extensión, como son las periféricas, tienen "efectos locales" de importancia variable.

(1) **Efectos zonales.** Las grandes corrientes zonales no son constantes; presentan variaciones estacionales y tienen por lo tanto, efectos cuya magnitud difiere en el espacio y en el tiempo.

Uno de los efectos es la diferencia en espesor de las capas de agua en los dos lados del Pacífico Tropical. Como se sabe, la región ecuatorial del océano se caracteriza por la presencia de una capa superior de agua cálida, bien mezclada en la superficie, separada de las capas más profundas, de agua más fría, por una termoclina bien desarrollada. Esta zona de separación tiene alta estabilidad. En el oeste del Pacífico Sur, existe una franja ancha de aguas tropicales de superficie marañera y una franja angosta de aguas templadas hacia la costa. La capa de mezcla alcanza allí un espesor de unos 100 metros. En el este del océano, en cambio, hay una situación diferente, ya que la capa de mezcla es aquí delgada, teniendo un espesor de unos 15 a 60 metros, o faltando por completo en las áreas y estaciones caracterizadas por una termoclina superficial.

Las regiones de los vientos alisios de NE y SE en el Pacífico están separadas entre sí por una región de vientos débiles sólo entre los meridianos de 120°W y 155°W de la zona central del Pacífico.

(2) **Efectos locales.** El movimiento de traslado de las aguas superficiales presenta frecuentes irregularidades en el espacio y en el tiempo, dada la acción de los vientos locales que soplan desde direcciones diferentes y con intensidad variable durante el año. La confusión aumenta por efecto local de las corrientes de marea que imponen su ritmo semidiurno al movimiento de las aguas costeras, especialmente cuando no sopla el viento.

El efecto de la Corriente del Perú, por ejemplo, tiene carácter netamente local sobre los organismos marinos, como asimismo sobre los barcos. Dicho efecto no queda uniforme en todas las latitudes, ni tampoco en todas las longitudes hacia el oeste de la costa americana.

En los períodos de intensificación de los alisios, aumenta el transporte vertical de agua en la divergencia costera peruana y ecuatorial. Entonces aumenta, también la bioproducción y consecuentemente, hay una razón más elevada de acumulación de restos orgánicos debajo de la capa de discontinuidad. En la región de la plataforma continental, la acumulación acrecentada acontece sobre el fondo.

Los efectos locales de la circulación se ponen de manifiesto, también, a través de las tonalidades de la superficie del mar. Aguas oceánicas que avanzan hacia la costa peruana tienen tonalidad azul uniforme como las aguas de las grandes extensiones oceánicas. Las aguas costeras más frías de la Corriente del Perú tienen, frecuentemente, color pardo o verdoso como expresión de la abundancia de fitoplancton que albergan.

Dentro de este panorama general, pueden surgir áreas con otros colores por efecto de la distribución de agua en forma de lenguas y remolinos o desigualdades entre las aguas frías y las aguas oceánicas más cálidas.

Los barcos que cruzan la región situada frente al Perú encuentran dificultades cada vez que tratan de hacer la distinción cuantitativa entre el efecto del viento y el efecto de la corriente superficial. La distinción resulta más fácil en los días con viento suave o cuando hay calma. Entonces, sobresale el efecto de la corriente sobre el barco, el cual puede ser abatido en $1/2$ ó $3/4$ nudos. Al establecer rumbos en tales áreas, los barcos deben tener en cuenta el efecto de deriva de la corriente para asegurarse una navegación más precisa.

SEGUNDA PARTE

Parte II

LA CIRCULACION EN EL OCEANO PACIFICO

1. Introducción
2. Antecedentes
3. Generalidades sobre el océano Pacífico.

Cap. VIII: LA CIRCULACION OCEANICA EN EL PACIFICO Y SUS COMPONENTES.

1. Zonas de vientos y corrientes.
2. Los sistemas de corrientes en el Océano Pacífico.
3. La temperatura y salinidad de las aguas superficiales en las corrientes del Pacífico.
4. La circulación general de las aguas superficiales en el océano Pacífico.

Cap. IX: LAS CORRIENTES OCEANICAS EN LA ZONA ECUATORIAL DEL PACIFICO.

1. Características generales de la región de las corrientes ecuatoriales en el Pacífico.
2. Las componentes del sistema de las corrientes ecuatoriales del Pacífico.
3. La Corriente Norecuatorial
4. La Corriente Surecuatorial
5. La Contracorriente Norecuatorial
6. El problema de la Contracorriente Surecuatorial
7. La Contracorriente Subsuperficial Ecuatorial o de Cromwell.
8. El domo de Costa Rica y la circulación horizontal de la región.
9. Corrientes en la región de Panamá.
10. La participación de las corrientes y contracorrientes ecuatoriales en la circulación anticiclónica de cada hemisferio.

Cap. X: SISTEMAS DE CORRIENTES EN EL PACIFICO NORTE

1. Generalidades sobre los sistemas de corrientes de las regiones Subtropical y Subártica del Pacífico
2. El sistema de la corriente de Kuroshio

3. La deriva de las aguas o Corriente del Pacífico Norte
4. El Sistema de Corrientes de California
5. Las Corrientes oceánicas en la región Subártica del Pacífico.
6. Las corrientes en el Estrecho de Bering.

Cap. XI: LAS CORRIENTES OCEANICAS DEL PACIFICO EN EL HEMISFERIO SUR.

1. Los grandes sistemas de vientos del Pacífico Sur y su relación con los sistemas de corrientes de la región
2. El Sistema de Corriente de Australia Oriental
3. La gran deriva transoceanica de las aguas en el Pacífico Sur.
4. El Sistema de la Corriente del Perú.
5. Las condiciones oceanográficas y corrientes superficiales en el Golfo de Guayaquil.

Cap. XII: COMPARACION ENTRE LOS OCEANOS ATLANTICO Y PACIFICO.

1. Factores que imprimen características propias a los océanos.
2. Contrastes entre las dimensiones y forma del Atlántico y del Pacífico
3. Contrastes en la topografía del fondo
4. Contrastes en la distribución de las propiedades de las aguas en el Atlántico y Pacífico.
5. Caracteres comunes y contrastes de las corrientes en el Pacífico y en el Atlántico.

P A R T E I I

LA CIRCULACION EN EL OCEANO PACIFICO

1. Introducción

La Parte II de nuestro estudio tiende a ser un ensayo sinóptico de los conocimientos existentes sobre la circulación en el océano Pacífico. Presenta en forma sumaria las características de las corrientes zonales y marginales, según un esquema original, destinado a facilitar el conocimiento de las características de cada corriente y reconocer, fácilmente, las lagunas existentes.

El esquema abarca: el origen, el recorrido, las fronteras, la anchura, el espesor, la estructura, la estabilidad, la velocidad, la dirección el transporte (= volumen de aguas), las características (salinidad, temperatura, oxígeno y nutrimentos), el papel e importancia y referencias.

El objetivo de la Parte II es el de poner a disposición de los estudiosos y navegantes los conocimientos sobre la circulación en el Pacífico en una forma sistematizada para que puedan servir como fuentes de información rápida y, a la vez, como guía para futuras observaciones.

Este objetivo no ha sido alcanzado en todos los casos de igual manera, dado que no se dispuso de la bibliografía completa sobre todas las corrientes; ni de tiempo para viajar a los países con bibliotecas que permitan una consulta minuciosa sobre la circulación oceánica y sus elementos regionales.

A pesar de ello, estimamos que nuestro "ensayo" servirá como estímulo para la realización de una obra magna sobre las corrientes del Pacífico y de los otros océanos.

2. Antecedentes

Los conocimientos que poseemos en la actualidad sobre el movimiento de las aguas en la cuenca del océano Pacífico, de enorme extensión, son fragmentarios y están basados, principalmente, en observaciones sobre el abatimiento de barcos y descripciones convencionales de las corrientes superficiales (Barlow, 1954), acompañadas por algunas representaciones gráficas agrupadas en atlas. Pero estas representaciones se basan en valores y situaciones promedias resultantes de estimaciones poco precisas de la dirección y velocidad de algunas corrientes.

El uso de la combinación estadística entre observaciones sobre corrientes en las "rosas de corrientes" y corrientes promedias resultantes de los promedios de vectores comenzó después de 1910. La carta que representa tales corrientes promediadas define, en realidad, los límites geográficos de varias corrientes y la diferencia que presenta cada corriente con respecto a su dirección media. Véase al respecto la carta M. O. 435, publicada por el Ministerio de Aeronáutica en Inglaterra bajo el título "South Pacific Ocean Currents".

Las mediciones directas de las corrientes oceánicas en diferentes profundidades del Pacífico se intensificaron recién en la década 1951-1960, al adoptarse una serie de técnicas novedosas en los trabajos oceanográficos. Se obtuvieron así informaciones valiosas sobre la circulación en varias partes aisladas de la cuenca del Pacífico. Aunque el volumen de esta información reciente no cubre toda la extensión de este océano, como no la cubre ni en los demás océanos, sirvió para fundamentar varias teorías sobre la circulación oceánica general y especialmente sobre las causas que producen corrientes oceánicas.

Teorías, mediciones directas y estudios publicados recientemente sugieren que debemos abandonar la imagen clásica de las corrientes y contracorrientes oceánicas distribuidas en forma de "ríos" en la extensión de los océanos, reemplazándola por otra, nueva. Esta afirmación encuentra aplicación inmediata a las corrientes de la región ecuatorial. Como se recordará, la contracorriente Norecuatorial estuvo presentada en la imagen clásica, estando limitada zonalmente por las corrientes Norecuatorial y Surecuatorial, ambas con el flujo orientado hacia el oeste. El estudio de la topografía geopotencial a lo largo de una superficie de densidad potencial, situada a poca profundidad del Pacífico, sugiere que a lo largo de la frontera entre la corriente Norecuatorial y la contracorriente Norecuatorial existe un sistema de remolinos, cuyo régimen se atribuye a los vientos alisios. Estos remolinos contribuyen a la estabilidad del movimiento bidimensional, el cual involucra la tendencia de las aguas de fluir en forma isentrópicas, es decir, sin movimiento vertical de importancia.

La nueva imagen de la circulación oceánica no se presenta todavía clara, dado que a una misma corriente se le dieron varios nombres. Así, entre 1954-1965 aparecieron en las publicaciones de especialidad para un mismo fenómeno los nombres de "Subcorriente Ecuatorial del Pacífico", "Corriente de Cromwell" y "Contracorriente de Cromwell", lo cual aumentó la confusión existente en el campo de las corrientes oceánicas.

Por otra parte, conviene acostumbrarse desde ahora a la idea de que la nueva imagen de la circulación en el Pacífico tendrá que incluir corrientes y contracorrientes recientemente descritas, como por ejemplo la Contracorriente de Cromwell, la Contracorriente Superficial del Perú, la Corriente de Colombia, la Corriente Costera de Costa Rica, etc. y otras por descubrirse en esta cuenca oceánica.

Por ende, queremos hacer destacar que preferimos indicar las referencias más importantes al final de la descripción de cada corriente oceánica, por considerar que es más útil para el lector.

3. Generalidades sobre el Océano Pacífico

a) **Forma y extensión.** El océano Pacífico representa el escenario en el cual desarrollamos nuestro tema que trata de la circulación de las aguas. Es éste el mayor escenario del globo terráqueo, ya que el Pacífico ocupa la tercera parte de la superficie de nuestro planeta. Está bordeado por cuatro continentes: Asia y Australia en el oeste, América del Norte y del Sur en el este, con América Central sirviendo como puente de unión entre ambos.

La cuenca suele ser dividida con fines didácticos en 2 partes: el Pacífico Norte y el Pacífico Sur. Una comparación entre ambas permite establecer que la región del Pacífico Norte es mucho menos extensa que la del Pacífico Sur. Los continentes están allí a menor distancia y casi se unen por el norte, mientras que en el hemisferio sur, la extensión de las aguas del Pacífico es enorme, aumentando hacia el sur cada vez más. Ello tiene efecto profundo sobre la propagación de las ondas y la circulación en superficie y en las profundidades, como asimismo sobre la comunicación entre las aguas del Pacífico y las de los demás océanos y mares.

La unión entre el Pacífico Sur y la región Antártica es muy amplia y se efectúa a lo largo de toda el área de la Convergencia Subantártica. El Pacífico Norte está unido con la cuenca polar Ártica por medio del Estrecho de Bering que tiene profundidades relativamente pequeñas. Aguas del Pacífico Norte lo cruzan, avanzando hasta el Polo Norte en profundidades de 50 a 100 m. El volumen de las aguas del Pacífico que cruzan anualmente este estrecho, internándose en la cuenca Polar Ártica, es de unos 37.000 Km³. Estas aguas poseen temperatura y salinidad algo más elevadas que las aguas árticas de superficie que acusan 1,5°C en el verano y 1,8°C en el invierno y salinidad de 30 a 32‰.

b) **La batimetría y topografía submarina del Océano Pacífico.** El océano Pacífico se distingue de los demás océanos no sólo por su extensión y forma, sino también por una serie de particularidades de su batimetría y topografía submarina que se constituyen en características.

Las profundidades oceánicas máximas que se conocen están en el Pacífico Occidental y oscilan entre 10.000 y 11.000 metros. La profundidad media de este océano es de 4.280 m, siendo ella mayor que en los demás océanos.

El fondo del océano Pacífico ha sido estudiado sólo parcialmente, quedando todavía extensas áreas por explorar. No obstante, los datos acumulados recientemente, sumados a la información histórica que se poseía a través de las labores efectuadas en los últimos 100 años por expediciones hidrográficas y oceanográficas y de la consulta de varios centenares de cartas de navegación y muchas fotos submarinas existentes, permitieron confeccionar la nueva carta mural del fondo del océano Pacífico, integrada por 6 fojas parciales, que fué distribuida por la URSS sin restricciones, en 1966 (Osokin, 1966, p. 86).

Esta carta está confeccionada en escala de 1:10.000.000 y proyección pseudo-cilíndrica que da una buena representación del océano conjuntamente con la línea costera. Presenta las irregularidades del relieve del fondo y permite apreciar que la topografía submarina del Pacífico es compleja y tan variada como la topografía continental. En ella se destacan las islas que se elevan a la superficie del océano desde el fondo abismal, situado en profundidades de unas 8000 a 11.000 metros.

Otra particularidad de este océano la constituyen las islas que forman numerosos archipiélagos; muchas son de naturaleza coralina y están situadas en la región tropical occidental, mientras que la región oriental se distingue por la gran escasez de islas oceánicas.

Una característica del relieve submarino de este océano la constituyen las fosas. De las 30 fosas abismales conocidas en el mundo, 25 están en el Pacífico, donde aparecen en forma de depresiones profundas con anchura de 2 a 5 Km. y longitud de varios miles de Km. La más profunda de todas es la fosa de las Marianas (11.000 m. aproximadamente). La mayoría de las fosas está en el lado occidental de este océano. En el lado oriental están sólo la fosa de América Central y la fosa Perú-Chile frente a la costa occidental de América del Sur.

Una característica del Pacífico constituyen, también, las extensas planicies encontradas en el Pacífico Norte bajo capas de agua de 4.000 a 6000 m. de espesor, algunas de las cuales llegan a profundidades de 500-900 m.

Finalmente, cabe mencionar la presencia de una ancha Dorsal que se extiende desde la costa de México hasta las islas Pascuas en el hemisferio Sur. Esta elevación del relieve submarino no alcanza, en ningún momento, la importancia de la dorsal del Atlántico.

c) **Los principales mares del Pacífico.** De la superficie total del Pacífico, un 7,5% está formado por mares adyacentes, cuyo mayor número se encuentra a lo largo de la costa oriental de Asia y entre ese continente y Australia.

Los principales mares del Pacífico presentan grandes diferencias en su extensión, profundidades y topografía, por lo cual causan variación en la circulación profunda. El cuadro siguiente presenta estos mares con su superficie, profundidad máxima y algunas características dignas de ser mencionadas.

CUADRO N° 1

con datos sobre los principales mares del Océano Pacífico

(según Bruns, 1956)

Nombre de los mares	Superficie en miles de Km ²	Profundidad máxima en metros	Algunas Características
Mar de Bering	2292	4773	La parte noroeste es poco profunda.
Mar de Okhotsk	1580	3846	Profundidad media supera los 1000 metros.
Mar del Japón	978	4246	Profundidad media 1752 m; máximo de 4200 m.
Mar Amarillo	417	106	Mar poco profundo; profundidad media: 40 m; profundidad máxima 106 m.
Mar de China Oriental	752	2717	Mar poco profundo, excepto en el área de las Islas Riukiu.
Mar de China Meridional	...	5420	Predominan profundidades hasta 200 metros.
Mar de Zulú	348	5119	
Mar de Celebes	435	6220	
Mar de Banda	1227	7360	
Mar de Java	480	89	Mar poco profundo.
Mar de Corales	4791	9148	
Mar de Tasmania	...	5943	
Golfo de Alaska	...	3000	
Golfo de California	117	3127	

d) **Las zonas físicas del océano Pacífico.** En cada hemisferio se distinguen varias zonas, a saber:

- | | |
|----------------------------|--------------------------|
| a) Hemisferio norte | b) Hemisferio sur |
| Zona Ártica | Zona Antártica |
| Zona Subártica | Zona Subantártica |
| Zona Subtropical del Norte | Zona Subtropical del Sur |
| te | Zona Tropical del Sur |
| Zona Tropical del Norte | Zonas de transición |
| Zonas de transición | |

Cada zona se caracteriza por la presencia de cierta masa de agua, excepto las zonas de transición hacia las cuales convergen simultáneamente varias masas de agua, intensificándose los procesos de mezcla entre ellas. Además, la zona tropical aparece en las publicaciones científicas frecuentemente bajo el nombre de "Zona del Pacífico Tropical".

Dada su importancia para la circulación oceánica general y para las condiciones del Pacífico Peruano, en particular por estar situado dentro de los confines de esta zona, le dedicamos las líneas siguientes sobre extensión y características.

La zona del Pacífico Tropical. Entre el Trópico del Cáncer ($23^{\circ}27'N$) y el Trópico del Capricornio ($23^{\circ}27'S$) está situado el "Pacífico Tropical". Su parte Oriental, ubicada entre la costa americana y el meridiano de $150^{\circ}W$ forma el "Pacífico Tropical Oriental"; algunos autores colocan su límite occidental en la longitud de $120^{\circ}W$, mientras que otros utilizan para ello la longitud de $140^{\circ}W$ y $160^{\circ}W$ respectivamente, según los requerimientos de sus estudios; a través de la lectura de las sucesivas publicaciones de la Comisión Interamericana del Atún Tropical puede comprobarse claramente esta falta de unidad de criterio.

La zona del Pacífico Tropical contiene el sistema de corrientes ecuatoriales transoceánicas y, también, parte de las corrientes periféricas que fluyen hacia el ecuador por el lado oriental de este océano. Cabe mencionar, asimismo, que entre Cabo Corrientes (México) y Ecuador se desarrolla una circulación más complicada dado que los movimientos anticiclónicos de las aguas de ambos hemisferios no se extienden hasta esta parte del Pacífico Oriental.

Las características de las aguas superficiales del Pacífico Tropical son típicamente tropicales, excepto frente a la costa occidental de Sudamérica, donde hay aguas "templadas", merced al afloramiento costero que aporta a la superficie aguas más frías desde profundidades intermedias y al aporte desde otras latitudes efectuado por la Corriente Costera del Perú.

La capacidad de producción de esta región es elevada.

e) **La estructura del Océano Pacífico.** Las propiedades características de las aguas oceánicas presentan distribución desigual entre la superficie y el fondo. La temperatura y salinidad tratan de disminuir, generalmente, hacia la profundidad, aunque las capas de salinidad mínima aparecen intercaladas, mientras que la densidad aumenta hacia el fondo.

Ciertas regiones del océano Pacífico poseen aguas con temperaturas y salinidades características tanto en el plano vertical como en el horizontal. La distribución de estas características en el plano vertical representa la "estructura del océano". Esta puede estar constituida por varias "capas" o "estratos de agua" de características distintas, colocadas una encima de la otra como los pisos de un edificio alto. En mares epicontinentales poco profundos, puede aparecer una "estructura simple" basada en la presencia de una sola capa de aguas homogenizadas entre la superficie y el fondo. Pero en las regiones oceánicas alejadas del talud suele haber una "estructura heterogénea", que consiste de:

- 1º) La capa superficial,
- 2º) la capa de discontinuidad,
- 3º) la capa intermedia o "agua intermedia",
- 4º) la capa profunda o "agua profunda", y
- 5º) la capa de fondo o "agua de fondo".

- (1) **La capa superficial** se extiende entre 0-100 metros o 200 m, pero su extensión vertical experimenta grandes cambios bajo la acción del viento y de las estaciones; generalmente, tiene menor espesor en la zona intertropical, aumentando a varios centenares de metros en la zona templada. Esta capa experimenta los mayores cambios de temperatura y color en el transcurso del tiempo. Por todo ello, resulta aconsejable afirmar que esta capa se extiende hasta el límite superior (= tope) de la capa de discontinuidad.
- (2) **La capa de discontinuidad.** Situada debajo de la capa superficial, ocupa la zona hasta la profundidad de unos 500 ó 1,000 m. Se denomina, también, capa superior, lo que lleva a confusiones con la "capa superficial". Se caracteriza por el cambio pronunciado de la temperatura, salinidad, y otras propiedades y características de las aguas que acusan gradientes pronunciados. Participa en la mayor circulación oceánica impulsada por el viento, junto con la capa superficial.
- (3) **La capa intermedia** está debajo de la capa de discontinuidad y se extiende hasta la profundidad de unos 1500 a 2000 metros. Esta puede contener diferentes masas de agua; quizás la más conocida es el "agua intermedia antártica", que se origina en la zona de la Convergencia Antártica y avanza luego, hacia el norte.
- (4) **La capa profunda** se extiende entre las profundidades de 1,500 y 4,000 m. En los lugares en que no existe el "agua de fondo", esta capa puede llegar hasta el fondo.
- (5) **La capa de fondo** está formada por el agua de mayor densidad; su mayor parte procede de la cuenca antártica. Tiene temperatura de -0.4°C y salinidad de 34.60‰ y es muy homogénea. En el Pacífico tiene un espesor de unos 1,000 m. sobre el fondo oceánico. Otros detalles sobre las características de las aguas que ocupan los distintos niveles dentro de la estructura del océano se dan a continuación.

f) **Las masas de agua en el Pacífico y sus características.** Las zonas geográficas y las diferentes capas del océano pueden ser distinguidas una de otra por sus "masas de agua", dado que cada una posee una asociación característica de temperatura y salinidad. La relación temperatura-salinidad define una masa de agua, mientras posee suficiente volumen para mantener su "identidad" durante algún tiempo.

A la formación de las masas de agua en la superficie del océano y cerca de ella contribuyen procesos meteorológicos y oceanográficos locales que se producen en la superficie, tales como el calentamiento y enfriamiento, la evaporación y precipitación, la formación de hielo y el deshielo, etc.

Masas de agua se forman, también, por mezcla subsuperficial y ésta se desarrolla mientras se trasladan las aguas con las corrientes en diferentes profundidades, experimentando los efectos de la turbulencia.

Las masas de agua dependen, principalmente de: (1) la latitud de la región, (2) el grado de aislamiento del lugar y (3) los tipos de corrientes que fluyen allí.

Clasificación de las masas de agua superficiales. Las mayores masas de agua identificadas en el Pacífico llevan los nombres que les fueron dados hace algunas décadas (por Sverdrup, Johnson y Fleming, 1942). son éstas:

1. El agua subártica
2. El agua Central del Pacífico Norte, subdividida en:
 - 2.1. Agua del Pacífico Noroccidental y
 - 2.2. Agua del Pacífico Nororiental
3. El agua del Pacífico Ecuatorial
4. El agua Central del Pacífico Sur, subdividida en:
 - 4.1. Agua del Pacífico Sur-Occidental y,
 - 4.2. Agua del Pacífico Sur-Oriental
5. El agua Subantártica y
6. Aguas de transición, a saber:
 - 6.1. Frente a la costa norteamericana,
 - 6.2. Frente a la costa sudamericana.

Por razones didácticas, nosotros presentamos en lo que sigue las aguas superficiales por zonas geográficas.

Las aguas superficiales del Pacífico. Tratar de describir las características de las aguas superficiales del océano Pacífico resulta difícil porque falta todavía la unidad de criterios para distinguirlas. A pesar de ello, resulta muy necesario conocerlas, hasta donde sea posible, dado que las principales masas de agua del océano se forman en la superficie. Su génesis se realiza, generalmente, en una sola estación del año y las condiciones de clima de cada región imprimen a las aguas su sello particular, de modo que a continuación tendrán características propias (de temperatura, salinidad, contenido de gases, color, etc.).

- (1) **El agua subártica de superficie.** Entre las islas Kurile y la península Kamchatka, el agua superficial tiene un espesor de unos 60 m. y acusa en el invierno una temperatura media de 2.6°C, una salinidad de 33.2‰ y un contenido de oxígeno disuelto de 7.8 a 8.0 ml/L. La baja salinidad tiene su explicación en la mezcla con aguas árticas y precipitaciones intensas en esta zona.
- (2) **El agua subtropical de superficie del Pacífico Norte** experimenta la influencia de los factores exteriores y se caracteriza por su espesor que alcanza de 200 a 300 m. La salinidad de esta agua es relativamente baja y esta característica permite distinguirla del agua subtropical de superficie del Pacífico Sur. Ella resulta por efecto de la mezcla con las aguas subárticas de baja salinidad, aportadas por la Corriente de California.
- (3) **El agua tropical de superficie del Pacífico** ocupa la mayor parte de la extensión del Pacífico Oriental Tropical y acu

sa temperatura superior a 25°C y salinidad inferior a 34‰. Esta baja salinidad se debe, en este caso, al exceso de precipitaciones sobre la evaporación.

Esta agua suele aparecer en el noroeste del Perú, al este del meridiano de 83°W en el curso de la primavera (noviembre) del hemisferio sur. En 1964, por ejemplo, acusó una temperatura superior a 22°C y salinidades entre 33.4-33.5‰.

- (4) **El agua ecuatorial de superficie** ocupa la zona ecuatorial que se ensancha hacia el este en el Pacífico. Se encuentra con regularidad al oeste de las islas Galápagos, donde forma la capa superficial delgada con espesor de unos 30 m, caracterizándose por su elevada temperatura y salinidad relativamente baja, siempre inferior a 35‰.

Aguas con estas características generales existen también en la región situada entre Ecuador y la parte Septentrional del Pacífico Peruano, al norte de la avanzada de la Corriente Costera del Perú. Se mantienen allí merced a los vientos que soplan del sector sur.

El agua de superficie acusa las temperaturas más altas en el lado occidental de la zona ecuatorial, principalmente en el mar de Corales, donde la temperatura media anual es de 28°C. En la parte central de esta zona está la Contracorriente Norecuatorial, cuyas aguas acusan temperaturas altas de 25°C a 28°C y salinidades relativamente bajas que oscilan entre 34.0‰ y 34.5‰.

- (5) **El agua subtropical del Pacífico Sur** ocupa principalmente la capa superficial de la zona de anticiclón subtropical y se caracteriza por temperaturas y salinidades muy elevadas. Acusa en el verano temperaturas de 22°C a 26°C y salinidades de 35.0‰ a más de 36.0‰.

El agua subtropical no se presenta uniforme en toda la extensión de la zona subtropical, pudiéndose hacer distinción entre "el agua subtropical de superficie del Pacífico Suroccidental" y "el agua subtropical de superficie del Pacífico Suroriental". Esta última llega casi a la costa del Perú, permaneciendo separada de ella sólo mediante una franja de aguas más frías.

Frente a Paita y Punta Aguja (en el noroeste del Perú), el agua subtropical de superficie aparece al oeste de 84°W, pero sus características varían con las estaciones del año. Acusa temperatura de 19°C a 20°C y salinidad de 35.0‰ es decir superiores a 35.0‰ que aumenta por efecto de la evaporación local.

- (6) **El agua subantártica de superficie** es de transición entre el agua subtropical y el agua antártica; en efecto, resulta de la mezcla entre estas aguas en una zona en que las 4 estaciones del año se distinguen claramente. El gran volumen de agua resultante ocupa una extensa región, centrada entre las latitudes de 40°S y 50°S y acusa temperaturas de más

2.0°C a + 6.0°C en el invierno y de unos + 10°C en el verano, con salinidades relativamente bajas 34.5‰ alto contenido de oxígeno disuelto.

La parte más cálida y más liviana de estas aguas se traslada hacia el norte, bajo el nombre de "agua subantártica de superficie". Otra parte, más fría y de mayor densidad (con temperatura de 2.2°C y salinidad de 33.8‰) se hunde a unas 100-200 millas náuticas al norte de la Convergencia Antártica, por lo tanto todavía en altas latitudes del Pacífico Sur, da origen a la "Corriente Intermedia", caracterizada por su salinidad relativamente baja para las latitudes en las cuales se desplaza (véase también Deacon, 1937).

El agua subantártica de superficie hace su aparición también en la región marítima peruana, al sur de la latitud de 15°S, pero sólo entre ciertas profundidades.

- (7) El agua antártica de superficie se forma en el océano Antártico y debido a éste su origen no pertenece al océano Pacífico, pero desempeña papel importante en la evolución y dinámica de sus aguas por lo cual tenemos que conocerla.

El agua antártica de superficie se origina en la región de las altas latitudes, al sur de la Convergencia Antártica, donde las precipitaciones superan a la evaporación y donde el frío prolongado, las nevadas y el deshielo imprimen nuevas características a las aguas oceánicas mientras permanecen en contacto directo con la atmósfera.

Estas características son: temperatura muy baja, salinidad relativamente baja y elevado contenido de oxígeno disuelto. Así, en la superficie del mar de Bellingshausen, al sur de 61°S, hemos encontrado en el verano temperaturas de -1.5°C a -1.7°C y salinidades de 34.0 a 35.02‰, mientras que cerca de la costa hubo extensos campos de hielo amontonado, debajo de los cuales las aguas acusaban la temperatura de -1.81°C y salinidades algo inferiores a 34.0‰, mantenidas bajas por el derretimiento de los hielos.

Estas aguas superficiales son arrastradas por los fuertes vientos y corrientes hacia el norte y parte de ellas consiguen cruzar la Convergencia Antártica, internándose en la zona Subantártica. Otra parte se hunde a lo largo de la zona de Convergencia hasta niveles moderadamente profundos, donde siguen su desplazamiento hacia el norte. El estudio de la dinámica de estas aguas en la región de la Convergencia Antártica ha sido extendido últimamente al sector situado entre los meridianos de 0°E y 100°E.

Las aguas superficiales más frías y de densidad más alta tienen su génesis en la región del mar de Weddell, donde hemos encontrado temperaturas de -1.91°C. Estas aguas se hunden a lo largo del talud hacia las mayores profundidades, mezclándose con las aguas que encuentran en su camino. Así se forma "el agua de fondo", sobre la cual se darán otros detalles más adelante.

Por lo general, las aguas de la capa superficial del Pacífico tienen un régimen dependiente de la circulación oceánica. Las corrientes favorecen la mezcla lateral entre las aguas colindantes.

Finalmente, cabe mencionar que las condiciones en la capa superficial del océano suelen ser afectadas también por las fluctuaciones atmosféricas, especialmente las que se notan en la intensidad de los vientos. Uno de los mecanismos por los cuales se llega a tales cambios es la advección inducida por el viento en el curso del invierno, mientras que en el verano son otros los procesos que desempeñan el papel más importante (Eber, 1961, p. 839).

Las aguas subsuperficiales del Pacífico. Las principales masas de agua subsuperficiales del Pacífico se forman en ciertas regiones de este océano por efecto de la mezcla vertical y del transporte; las corrientes horizontales se encargan de distribuir las en el espacio oceánico. Estas aguas experimentan, en cada zona, los efectos de la acción de numerosos factores exteriores, vinculados a la energía solar que se recibe a través de la superficie oceánica durante el año. A raíz de ello conviene distinguir en el hemisferio sur: aguas subsuperficiales antárticas, subantárticas, subtropicales del sur y ecuatoriales y en el hemisferio norte: aguas árticas, subárticas, subtropicales del norte y ecuatoriales.

- (1) **El agua subsuperficial antártica.** Durante el largo invierno, mientras se forma el hielo marino en la región antártica, la temperatura de las aguas desciende a -1.85°C y -1.91°C , a la vez que la salinidad aumenta a 34.62‰ . Las aguas con estas propiedades tienen una densidad de 1.02782 gm/cm^3 y se producen en grandes volúmenes. Ellas se hunden y participan, luego en el movimiento del "agua circumpolar antártica". Parte de ellas se traslada hacia el norte a profundidades intermedias. En el área de la Convergencia Antártica experimentan nuevos cambios por mezcla.
- (2) **El agua subsuperficial subantártica.** Al describir la hidrología del "Océano Meridional", Deacon (1937) estableció que la mezcla entre las aguas antárticas superficiales y las aguas subtropicales de superficie modifica su densidad, debido a lo cual se produce un hundimiento de las aguas más densas en la región situada entre la divergencia antártica y la divergencia subtropical, a unas 100-200 millas náuticas al norte de la Divergencia Antártica. Este hundimiento contribuye a la formación de la Corriente Intermedia del Pacífico Sur.

Sus aguas son de baja temperatura y salinidad. En efecto, acusan temperatura de 2.2°C , salinidad de 33.8‰ y densidad de 1.02702 gm/cm^3 . Estas aguas tienen su núcleo entre 700-800 m. y llegan en el Pacífico por lo menos hasta la latitud de 20°S , mientras que en el Atlántico consiguen cruzar el ecuador y avanzar hasta la latitud de 30°N . En general, se extienden en el hemisferio sur desde las áreas caracterizadas por muchas precipitaciones hacia el ecuador, ocupando profundidades intermedias en las latitudes me-

dianas y bajas y denominándose simplemente "aguas intermedias". Debido a su presencia, las aguas de las profundidades intermedias acusan salinidad menor que las aguas suprayacentes y subyacentes en las latitudes medias y bajas.

Cabe mencionar que las aguas intermedias del Pacífico representan una de las mayores masas de agua oceánica. Está presente en ambos hemisferios, estando asociada con las convergencias subpolares que varían su posición con las longitudes. Estas aguas intermedias se caracterizan, generalmente, por su salinidad relativamente baja.

Aguas con salinidad mínima fueron encontradas por el "Carnegie" desde la costa del Perú hasta el meridiano de 121°W entre 10°S y 36°S. En la Corriente del Perú pudo verificarse su presencia a poca profundidad; aparecen con 34.4‰ entre 40-150 m. mientras que las aguas suprayacentes tienen 34.6‰ a 35.0‰, aumentando hacia la región oceánica (Reid, 1961, p. 17). No llegan al ecuador y tampoco alcanzan gran extensión hacia el oeste.

Una lengua de agua de baja salinidad existe, también, en el Pacífico Norte, donde se extiende hacia el ecuador, caracterizándose por salinidad de 33.8‰ en la profundidad de 300 m. al norte de 36°N, y llegando hasta 34.1‰ en 800 m. debajo de la Corriente de Kuroshio.

Las dos lenguas de agua intermedias del océano Pacífico tienen su área de encuentro en una estrecha área al norte del ecuador, donde aparecen sobrepuestas una encima de la otra. La lengua de agua intermedia del hemisferio sur se encuentra algo más profunda que la lengua de agua intermedia del hemisferio norte.

- (3) **El agua subsuperficial.** En la Convergencia Subtropical se forma "el agua central del Pacífico Sur" que se mantiene debajo del nivel de 100 m. Sverdrup y sus colaboradores le acordaron papel importante dentro de las masas de aguas características del Pacífico.
- (4) **El agua subsuperficial ecuatorial.** Esta se origina por mezcla entre el agua subtropical de superficie y el agua subantártica intermedia durante su traslado hacia el norte y se caracteriza por salinidad elevada, temperatura moderada y muy bajo contenido de oxígeno disuelto.

Aguas con tales características se encuentran cerca del ecuador entre profundidades de 50-500 m. y suelen ser llamadas "aguas del Pacífico Ecuatorial"; en el área costera del Perú, aproximadamente entre 6°S y 14°S, estas aguas se desplazan hacia el sur y contribuyen al afloramiento, mediante el cual consiguen alcanzar la superficie. De este modo, las aguas subsuperficiales ecuatoriales se transforman en superficiales y ocupan toda la región entre Punta Aguja en el noroeste del Perú y la latitud de 15°S aproximadamente y desde la costa hasta unos 500 Km. hacia el oeste.

- (5) **El agua intermedia Artica.** Entre las latitudes de 20°N y 43° N existe una masa de agua intermedia de origen ártico, a la cual varios autores la llaman "agua intermedia ártica". Ella no llega hasta la costa occidental de Norteamérica, dado que la región respectiva tiene aguas subárticas que fluyen hacia el sur.

El agua intermedia ártica se forma en la región nororiental del mar de Japón que se caracteriza por cierto aislamiento.

- (6) **El agua profunda del Pacífico.** La mezcla entre el agua circumpolar antártica y el agua profunda del Atlántico sur lleva a la génesis del agua profunda del Pacífico. Ella penetra en el Pacífico sur por la parte sur del océano Indico

Las características de esta masa de agua son: temperatura de 1.5°C a 2.0°C, salinidades de 34.66‰ a 34.69‰ y densidad máxima de 1.02775 gm./cm³. Al sur de 31°S se observa un leve aumento de la salinidad hasta 34.72‰.

- (7) **El agua de fondo del Pacífico y su génesis.** En determinados lugares de la zona polar antártica, muy especialmente en el mar de Weddell y mar de Ross cerca del talud, se forman aguas de elevada densidad que se hunden hasta el fondo, mezclándose con las aguas más cálidas y más saladas que encuentran en su camino (éstas ocupan una posición intermedia, estando entre 200-800 m.).

Elas ocupan las partes más profundas de la cuenca antártica, acusando temperatura de -0.50°C y salinidad de 34.68‰ a 34.70‰. Esta agua de fondo antártica se extiende a las demás cuencas oceánicas y forma la "capa de fondo" de cada océano. La penetración en el Pacífico se efectúa por la depresión existente en el relieve del fondo en la vecindad de la región de Australia y Tasmania.

En conclusión, podemos afirmar que el conocimiento de los distintos tipos de masa de agua superficiales y subsuperficiales y de su interacción nos permite pasar a la presentación del modelo general de la circulación oceánica y de las características de algunas corrientes oceánicas entre las más estudiadas.

CAPITULO VIII

LA CIRCULACION OCEANICA EN EL PACIFICO Y SUS COMPONENTES

1. Zonas de vientos y corrientes.— 2. Los sistemas de corrientes en el océano Pacífico.— 3. La temperatura y salinidad de las aguas superficiales en las corrientes del Pacífico.— 4. La Circulación general de las aguas superficiales en el océano Pacífico

1. Zonas de vientos y corrientes

El ecuador divide el océano Pacífico en 2 partes de forma y volumen desiguales, a saber:

- 1º) El Pacífico Norte, situado al norte del ecuador; y
- 2º) El Pacífico Sur, al sur del ecuador hasta la Convergencia Antártica.

En cada parte existen condiciones particulares con efecto sobre la circulación oceánica. Entre ellas desempeñan papel destacado los vientos, pudiéndose distinguir:

- 1º) La zona de los vientos polares del este,
- 2º) La zona de los vientos del oeste, denominada también "zona templada",
- 3º) La zona de los alisios,
- 4º) La zona de los vientos ecuatoriales del oeste, o zonas de las calmas.

De acuerdo con la dirección de la cual soplan los vientos fluyen las principales corrientes superficiales del océano Pacífico. De este modo:

- 1º) En la zona de los vientos polares del este:
hay corrientes que fluyen del este hacia el oeste,
- 2º) En la zona de los vientos del oeste de cada hemisferio:
está desarrollándose la "gran deriva" de las aguas hacia el este. Este movimiento alcanza velocidades de una milla náutica por hora y consigue cruzar todo el Pacífico en sentido latitudinal,
- 3º) En la zona de los alisios de cada hemisferio:
están las corrientes marginales que fluyen hacia el Ecuador y las corrientes ecuatoriales que fluyen hacia el oeste,
- 4º) En la zona de las calmas:
existe la contracorriente Norecuatorial.

Sin embargo, cabe mencionar que las corrientes no siguen trayectorias rectilíneas; fluyen, más bien, en círculos cerrados, a veces "cum solem" y otras veces "contra solem". Al fluir dentro de un círculo cerrado, forman sistemas. Así, las principales corrientes superficiales mantenidas por los vientos dominantes constituyen dos sistemas diferentes, a saber: (1) el sistema de las corrientes ecuatoriales y (2) el sistema de las corrientes polares de cada hemisferio. Ambos sistemas están unidos entre sí mediante corrientes oceánicas que pertenecen a los dos sistemas, como veremos más adelante.

2. Los sistemas de corrientes en el océano Pacífico

Generalmente, en cada océano o mar existen: (a) corrientes superficiales, (b) corrientes subsuperficiales y (c) corrientes profundas y de fondo.

a) **Las corrientes superficiales.** Salvo algunas excepciones, las corrientes oceánicas llamadas "superficiales" fluyen en la parte superior del océano, entre 0 m. y 100 a 200 m. aproximadamente.

Las causas de las corrientes superficiales son los cambios en la presión atmosférica, los vientos, las ondas y mareas, etc. Según los factores causantes, podemos distinguir:

- 1º) Corrientes superficiales causadas por cambios en la presión atmosférica,
- 2º) corrientes superficiales producidas y mantenidas por el viento,
- 3º) corrientes superficiales causadas por ondas,
- 4º) corrientes de mareas que tienen flujo periódico y
- 5º) corrientes de inercia.

Cuando son producidas por el viento, las corrientes superficiales reducen su velocidad con la profundidad, experimentando, también, la influencia de la profundidad en la cual se encuentra la capa sin movimiento sobre su dirección y velocidad.

Las corrientes superficiales inducidas por el viento no aparecen en las topografías dinámicas. Sólo el flujo de los ramales mayores concuerda con esas topografías.

Finalmente, resulta importante tener presente que las corrientes superficiales experimentan la influencia de las aguas procedentes de otros océanos y mares en las zonas y fronteras de contacto. Desde este punto de vista, la amplia zona de contacto entre el océano Pacífico y el océano Índico, por un lado y entre el primero y el océano Antártico por otro lado, reviste importancia especial.

A continuación se indica brevemente los principales componentes del sistema de las corrientes ecuatoriales y de los giros de las aguas en el Pacífico Norte y Sur.

- (1) **El sistema de las Corrientes ecuatoriales.** Las corrientes superficiales más conocidas del sistema de corrientes ecuatoriales causadas por los vientos son: la corriente Norecuatorial y la corriente Surecuatorial que fluyen hacia el oeste,

además está la Contracorriente Norecuatorial que fluye hacia el este. La existencia de una contracorriente Surecuatorial con flujo hacia el este es todavía materia de controversia.

El Sistema de corrientes ecuatoriales tiene su origen en los vientos alisios que soplan en forma persistente durante gran parte del año. En este sistema, las dos corrientes superficiales que fluyen hacia el oeste aparecen separadas entre sí por la Contracorriente Norecuatorial que corre del oeste al este, teniendo flujo más débil que aquellas. Su velocidad máxima se registra en julio-agosto y su volumen y extensión varían con los cambios en los regímenes de los vientos. Más detalles al respecto se dan en el Capítulo siguiente.

- (2) **El giro de las aguas en el Pacífico Norte y sus componentes.** El giro anticiclónico de las aguas del Pacífico Norte abarca las siguientes corrientes: la corriente Norecuatorial, la corriente de Kuroshío, la corriente del Pacífico Norte y la corriente de California.

El giro ciclónico del hemisferio norte consiste en el Pacífico de la Corriente de Alaska que fluye hacia el noroeste, alrededor del Golfo de Alaska, luego vira hacia el oeste y pasa cerca de las islas Aleutinas, donde recibe el nombre de Corriente de las Aleutinas; ella fluye del este al oeste y llega en parte hasta la península Kamchatka. Estas aguas se unen a las que se desplazan hacia el sur, dando origen a la Corriente de Oyashio que traslada sus aguas del norte al sur hasta encontrarse con la Kuróshío frente al Japón. Parte de sus aguas frías se hunden en la latitud de 35°N aproximadamente y sigue su flujo hacia el sur pero como corriente de fondo. Otra parte vira hacia el este y cruza el océano junto con las aguas más cálidas de la Kuróshío, recibiendo el nombre de Corriente del Pacífico Norte. Con esta corriente se cierra el giro ciclónico de las aguas en el norte del océano.

- 1º) **Los componentes del giro anticiclónico en el Pacífico Norte.** El alisio de NE hace fluir hacia el oeste a las aguas de la Corriente Norecuatorial entre 10°N - 20°N por una distancia de unos 14,000 Km. y con velocidades de 0.5 a 1.0 millas náuticas por hora. Al llegar frente a las islas Filipinas, la mayor parte de las aguas de esta Corriente vira hacia el sur para alimentar la Contracorriente Norecuatorial. Esta fluye hacia el este entre 5°N y 10°N con velocidad mayor en el verano; la parte restante de sus aguas tuerce hacia el norte, dando origen a la Corriente de Kuroshío. Esta traslada aguas tropicales cálidas, cuyo volumen varía bajo los efectos de los monzones, siendo mayor durante la temporada del monzón de NE. La corriente fluye hacia el norte y noreste, ensanchándose progresivamente y subdividiéndose.

El ramal occidental, denominado Corriente de Tsushima, cruza el estrecho del mismo nombre entre el Japón y Corea y fluye en el mar del Japón, siguiendo la orientación general de la costa noroccidental de ese país. Al norte del Japón la Corriente vira hacia el este, luego hacia el sureste y se une al tronco de la Corriente de Kuroshio.

La Corriente de Kuroshio abandona la región del Japón entre las latitudes de 35°N y 36°N, frente a la isla Nippon, donde vira hacia el este. Desde allí en adelante se ensancha, a la vez que se debilitan su flujo, forma y dimensiones. Sus aguas se incorporan a la Corriente del Pacífico Norte.

La Corriente del Pacífico Norte cruza el océano del oeste al este bajo la acción de los vientos del oeste; tiene una velocidad de 3/4 millas náuticas por hora. Se dirige hacia la costa occidental de América del Norte. Al llegar cerca del talud se bifurca; parte de sus aguas cálidas tuerce hacia el norte y penetra en el Golfo de Alaska bajo el nombre de "Corriente de Alaska". Fluye con velocidades de 0.5 a 1.0 millas náuticas por hora y al final del recorrido se incorpora al giro ciclónico. Otra parte de las aguas vira hacia el sur y se desplaza con dirección general hacia el ecuador bajo el nombre de Corriente de California. Esta, muestra importantes variaciones estacionales y aporta sus aguas a la Corriente Norecuatorial. Así se cierra el gran circuito Sub-tropical de las corrientes del Pacífico al Norte del ecuador.

- 2º) **Las componentes del giro ciclónico en el Pacífico Norte.** Al Norte del giro anticiclónico se efectúa el giro ciclónico del Pacífico Norte. Este movimiento cerrado está integrado por la Corriente del Pacífico Norte, la Corriente de Alaska, la Corriente de las Aleutinas y la Corriente de Oyashio.

La Corriente del Pacífico Norte está impulsada por los vientos del oeste. Ella está mucho menos desarrollada que la Corriente del Pacífico Sur, no obstante de lo cual desempeña papel importante en los dos girales existentes en el Pacífico Norte.

Cabe señalar que algunos autores designan con el nombre de "Corriente del Pacífico Norte" a las aguas superficiales que cruzan el estrecho de Bering hacia el Ártico. Ello da lugar a confusiones. Para evitarlas, sugerimos aplicar este nombre sólo a la gran deriva de las aguas oceánicas hacia el este.

La Corriente de Alaska es el ramal norteño de la Corriente del Pacífico Norte que recibe su nombre al entrar en el Golfo de Alaska.

La Corriente de las Aleutinas fluye hacia el oeste como continuación de la Corriente de Alaska; tiene va-

rias ramificaciones entre las islas del Archipiélago del mismo nombre que marcan su curso. Parte de sus aguas cruza el estrecho de Bering y penetra en el Artico.

La Corriente de Oyashio fluye a lo largo de la costa de Siberia Oriental y de las Islas Curiles hacia el Suroeste, trasladando aguas frías con hielos marinos. En el lugar de encuentro con la corriente cálida de Kuroshio, sus aguas viran hacia el sur y, luego, hacia el este. Parte de estas aguas se confunde con las de la Corriente de Kuroshio y otra parte con las de la Corriente de las Aleutinas.

Desde el lugar donde se produce el cambio de orientación hacia el este y la confluencia de las aguas de la Corriente de Oyashio con las de la corriente de Kuroshio, las aguas en movimiento horizontal hacia el este forman la gran deriva del Pacífico Norte y reciben el nombre de Corriente del Pacífico Norte. Así se cierra el circuito de las aguas de esta amplia región del Pacífico Norte.

- (3) **El giro de las aguas en el Pacífico Sur.** En el Pacífico Sur se distinguen: un giro de las aguas superficiales en sentido anticiclónico y otro giro en sentido ciclónico.

El giro anticiclónico del Pacífico Sur está situado entre la zona de las calmas y la zona Subtropical. Lo integran las siguientes corrientes superficiales: La Corriente de Australia Oriental, la Corriente del Pacífico Sur y la Corriente del Perú que vierte sus aguas en la corriente Surecuatorial.

El giro ciclónico está concentrado en la zona polar antártica y parte de la zona Subantártica y pertenece, por lo tanto, al océano Antártico. No obstante, mencionamos sus componentes aquí para completar la imagen general de las grandes circulaciones que desarrollan en esa parte del espacio geográfico. Son éstas: La Corriente Circumpolar Antártica que se traslada hacia el este en torno al continente Antártico y la Corriente Antártica que fluye del este al oeste cerca de la costa del continente blanco.

- 1^o) **Las componentes del giro anticiclónico en el Pacífico Sur.** El alisio de SE impulsa hacia el oeste las aguas de la Corriente Surecuatorial. Esta corriente es muy ancha, encontrándose en el invierno entre las latitudes de 10°S y 4°N y en el verano entre 10°S y 1°N; fluye desde las islas Galápagos aproximadamente hasta la periferie del Pacífico Occidental con velocidad superior a 24 millas/día. Al oeste de la longitud de 180°W comienza a virar hacia el sur y penetra en el mar de Coral; luego, entra en la región situada frente a Australia Oriental. Allí se le conoce el nombre de Corriente de Australia Oriental.

La Corriente de Australia Oriental fluye hacia el sur hasta la latitud de la isla Tasmania; frente a esta

isla recibe aguas de la deriva del oeste y vira paulatinamente hacia el este, confundiéndose, luego, con la mar de aguas de la Corriente del Pacífico Sur, más conocida bajo el nombre de "Deriva oceánica del Pacífico Sur".

La Corriente del Pacífico Sur cruza toda la extensión del océano del oeste al este bajo el impulso de los vientos bramadores, en un movimiento lento de unas 10 millas náuticas por día. Está mejor desarrollada en la zona limitada por las latitudes de 40°S y 50°S. Su flujo es paralelo con el de la Corriente Circumpolar Antártica de la cual la separa la estrecha zona de la Convergencia Antártica.

Su avance hacia el este encuentra un obstáculo natural insuperable; es el continente Sudamericano que constituye una barrera interpuesta en el rumbo de las aguas. Ante ella, las aguas oceánicas se dividen: parte de ellas tuerce hacia el sur, penetra en el paso De Drake y, luego, en el Atlántico, bajo el nombre de Corriente del Cabo de Hornos; otra parte vira hacia el norte y se desplaza "forzosamente" en esa dirección, entrando en la región de influencia de los alisios de SE. Estas aguas en movimiento hacia el norte y noroeste son las que reciben el nombre de Corriente del Perú (denominado, a veces, Corriente de Humboldt).

La Corriente del Perú formado por un ramal oceánico y otro costero constituye el movimiento horizontal de aguas superficiales más característico en el Pacífico Sureste. Traslada sus aguas relativamente frías del sur al norte, en dirección general hacia el Ecuador, bajo el impulso del alisio de SE. En el noroeste del Perú, aproximadamente en la latitud de Cabo Blanco, vira durante el invierno y en el curso de la primavera hacia el noroeste y fluye a continuación hacia las islas Galápagos. Al oeste de estas islas se incorpora a la Corriente Surecuatorial. De este modo, se cierra el amplio movimiento anticiclónico de las aguas superficiales en el Pacífico Sur.

- 2º) **Los componentes del giro ciclónico en el Pacífico Sur.** Ellos fueron ya mencionados en la parte introductiva de esta exposición como pertenecientes al océano Antártico. Por esta razón no se dan más detalles aquí.

3. La temperatura y salinidad de las aguas superficiales en las corrientes del Pacífico

Antes de concluir este Capítulo, presentamos las temperaturas y salinidades de las aguas de las corrientes superficiales del Pacífico en el verano e invierno. Con este objetivo se presenta el Cuadro siguiente basado en el de **Bruns, (1958)**.

Cuadro N° 2

Representando las temperaturas y salinidades de la capa superficial del océano Pacífico por corrientes para los meses de febrero-marzo (II-III) y agosto-setiembre (VIII-IX), según Bruns, 1958.

Nombre de las Corrientes	meses		Temperatura en °C	Salinidad en ‰
Pacífico Norte:				
Corriente de Alaska	II -	III	+ 2 a + 3	32 - 33
	VIII -	IX	+ 13 a + 10	
Corriente de Oyashio	II	III	- 1 a 0	31 - 33
	VIII -	IX	+ 7 a + 10	
Corriente del Pacífico Norte	II -	III	+ 10 a + 20	35 - 33
	VIII -	IX	+ 26 a + 13	
Corriente de California	II	III	+ 10 a + 15	32.5 - 34
	VIII -	IX	+ 10 a + 20	
Corriente Norecuatorial	II -	III	+ 18 a + 27	34 - 35.5
	VIII -	IX	+ 25 a + 28	
Corriente de Kuroshio	II -	III	+ 17 a + 10	34.5 - 33
	VIII -	IX	+ 28 a + 20	
Contracorriente Norecuatorial	II -	III	+ 28 a + 25	34 - 34.5
	VIII -	IX	+ 28 a + 26	
Pacífico Sur:				
Corriente Surecuatorial	II -	III	+ 24 a + 28	35 - 36
	VIII -	IX	+ 20 a + 28	
Corriente de Australia Oriental	II -	III	+ 26 a + 15	35 - 35.5
	VIII -	IX	+ 20 a + 10	
Corriente del Pacífico Sur	II -	III	+ 5 a + 15	33.6 - 35
	VIII -	IX	+ 1 a + 10	
Corriente del Perú	II -	III	+ 20 a + 25	34.9 - 35.5
	VIII -	IX	+ 17 a + 20	
Corriente Circumpolar Antártica.	II -	IX	- 2 a + 2	35.5
	VIII -	III	- 1	

NOTA: II y III (febrero-marzo) representan meses con condiciones de invierno en el hemisferio norte y con condiciones de verano en el hemisferio Sur.

Igualmente, VIII-IX (agosto-setiembre) representan meses con condiciones de verano en el hemisferio norte y con condiciones de invierno en el hemisferio sur.

4. La circulación general de las aguas superficiales en el océano Pacífico

De lo expuesto en las páginas precedentes resulta que la circulación oceánica general de las aguas de la napa superficial del Pacífico se desarrolla en gran escala, transporta enormes volúmenes de agua y cubre grandes extensiones del espacio geográfico representado por la hidrósfera.

Esta circulación está basada en (1) la acción de los vientos y (2) las perturbaciones que se producen en la distribución de las densidades. Los vientos suministran la mayor parte de la energía exterior para la génesis y mantenimiento del movimiento de traslado de las aguas. El gradiente de las densidades es, por su parte, el principal factor contribuyente de fuerza interior para la circulación. Pero conviene recordar que una corriente oceánica no es el producto de un sólo factor exterior, sino más bien la resultante de la acción combinada de muchos factores, todos los cuales varían en el tiempo y en el espacio.

En términos generales, los estudiosos suelen hacer una clasificación en: (1) circulación transoceánica subdividida en circulación ecuatorial, circulación templada y circulación polar; y (2) circulación marginal o periférica.

A continuación se presentan algunos conceptos sobre la circulación ecuatorial y la circulación marginal de las aguas superficiales por afectar, de cierto modo, el flujo de las aguas en el Pacífico Peruano y por servir, al mismo tiempo como introducción complementaria al Capítulo siguiente.

- (1) **La circulación ecuatorial** consiste de corrientes zonales, de las cuales dos fluyen hacia el oeste, a saber; la Corriente Surecuatorial y la Corriente Norecuatorial y una —Contracorriente Norecuatorial— se desplaza hacia el este.

Las primeras dos son corrientes amplias y resultan de la acción de los vientos alisios, mientras que la Contracorriente Norecuatorial se concibe como un flujo de compensación que tiene su origen en una acumulación mayor de aguas en el lado occidental del océano. Esta explicación general requiere ciertas suposiciones para ser comparable con la circulación existente en la zona ecuatorial de los océanos Atlántico e Indico.

La contracorriente ecuatorial superficial y otras contracorrientes subsuperficiales se ponen de manifiesto con mayor vigor en el verano y otoño del hemisferio norte. Para otros detalles, véase el Capítulo siguiente.

- (2) **La circulación marginal** se desarrolla en la región adyacente a las costas de los continentes, teniendo como elementos representativos a las corrientes costeras o periféricas que tienen generalmente su flujo paralelo a la costa o ligeramente desviado.

Corrientes marginales existen tanto en el lado occidental como en el oriental del Pacífico, Atlántico e Indico; fluyen en sentido longitudinal, generalmente hacia los po-

los frente a las costa occidental y hacia el Ecuador frente a la costa oriental de los continentes. Pero existen también corrientes marginales y contracorrientes que fluyen en círculo cerrado y en dirección opuesta, lo que introduce ciertas complicaciones en la imagen general de la circulación.

Las causas de las corrientes marginales son: los vientos, las olas y la resaca. Algunas corrientes periféricas son muy importantes; tal es el caso, por ejemplo, de la Corriente Costera del Perú que mantiene su flujo bajo el impulso del alisio de SE; también es el caso de la Corriente de California frente a la costa occidental de América del Norte que tiene al alisio de NE como fuente de su fuerza impulsora.

En el lado occidental del Pacífico existe mayor concentración del flujo de las corrientes. Allí se encuentra la Corriente de Kuroshío que fluye hacia el norte y la Corriente de Australia Oriental que fluye hacia el sur. Ellas son análogas a la Corriente del Golfo que fluye hacia el norte en el Atlántico y a la Corriente de Brasil que fluye hacia el sur frente a la costa oriental de América del Sur. También es comparable con la Corriente de Agulhas en el océano Indico que fluye frente a la costa oriental de Africa.

En el lado oriental del Pacífico, las corrientes marginales no presentan una concentración de flujo igual a la que existe en el lado occidental. Estas corrientes son, generalmente, anchas y transportan gran volumen de aguas, pero son relativamente lentas. La Corriente del Perú constituye un buen ejemplo al respecto; en efecto es ancha, se extiende hasta más de 100 millas de la costa, pero su velocidad media es de 1/2 nudo.

Las similitudes y diferencias en lo que respecta a la posición, orientación y características mayores de las corrientes marginales fueron tratadas ampliamente por **Wooster y Reid** (1961), por lo cual nos limitamos mencionar a continuación sólo las características comunes.

Todas las corrientes marginales existentes en el lado oriental del Pacífico (y del Atlántico) fluyen por el lado oriental del gran giro subtropical de las aguas existentes en la región respectiva.

En el hemisferio sur, las corrientes marginales de superficie de mayor envergadura espacial que existen en el lado oriental del océano fluyen hacia el Ecuador, trasladando sus aguas desde latitudes más altas hacia latitudes más bajas, pudiendo alcanzar anchuras de casi 1000 Km.

Todas las corrientes marginales orientales son relativamente lentas, teniendo velocidad media inferior a un nudo.

Todas estas corrientes son poco profundas. Su profundidad es inferior a 500 m. Su transporte es del orden de 15×10^6 m³/seg.

En lo que respecta a las características, se ha establecido que las aguas superficiales de las corrientes marginales existentes en el lado oriental del Pacífico tienen temperaturas relativamente bajas. Este hecho se atribuye a la procedencia desde latitudes relativamente altas y a las aguas de afloramiento, cuyo efecto directo se observa en la posición de la termoclina cerca de la superficie del océano.

Todas las aguas de estas corrientes tienen elevada capacidad de producción y una mayor abundancia de plancton en su flanco oriental, quizás porque allí es mayor la razón de reemplazo de los nutrimentos necesarios para el crecimiento del fitoplancton.

La posición de la termoclina, cerca de la superficie del océano, favorece la circulación rápida de los nutrimentos minerales en la capa superior. En la región en que las aguas de las corrientes marginales se apartan del continente, ejercen su influencia sobre la distribución horizontal de las propiedades hasta distancias apreciables dentro de la región oceánica.

Otras informaciones sobre estas corrientes marginales y las corrientes ecuatoriales se presentan en el Capítulo siguiente, dedicado a la descripción de las corrientes oceánicas en la zona Ecuatorial.

CAPITULO IX

LAS CORRIENTES OCEANICAS EN LA ZONA ECUATORIAL DEL PACIFICO

1. Características generales de la región de las corrientes ecuatoriales en el Pacífico.— 2. Los componentes del Sistema de las corrientes ecuatoriales del Pacífico.— 3. La Corriente Norecuatorial.— 4. La Corriente Surecuatorial.— 5. La Contracorriente Norecuatorial.— 6. El problema de la Contracorriente Surecuatorial.— 7. La Contracorriente Subsuperficial Ecuatorial o de "Cromwell".— 8.— El domo de Costa Rica y la circulación horizontal de la región.— 9. Corrientes en la región de Panamá.— 10. La participación de las corrientes y contracorrientes ecuatoriales en la circulación anticiclónica de cada hemisferio.

1. Características generales de la región de las corrientes ecuatoriales en el Pacífico

La región de las corrientes ecuatoriales en el Pacífico se distingue por sus características generales y su dinámica, por lo cual se ha constituido en uno de los temas predilectos de la investigación oceanográfica.

a) **Características generales.** La región de las corrientes ecuatoriales está en el océano Pacífico en ambos hemisferios, pero alcanza mayor importancia al norte del ecuador, dado que la Corriente Surecuatorial no se limita al hemisferio sur, sino que penetra en el hemisferio norte para fluir parcialmente por allí.

Esta región tiene las siguientes características generales:

- 1º) Plataformas continentales relativamente estrechas.
- 2º) Vientos alísicos dominantes: de NE en el hemisferio norte y de SE en el hemisferio Sur, con una región de confluencia entre ambos
- 3º) Pequeño aporte de agua dulce de los ríos en comparación con el aporte impresionante que recibe la misma región en el océano Atlántico,
- 4º) Corrientes superficiales de carácter zonal que fluyen del este al oeste y contracorrientes superficiales y subsuperficiales que trasladan sus aguas del oeste al este.
- 5º) Temperatura elevada (de 25º a 28ºC) de las aguas superficiales, con tendencia de aumentar hacia el oeste del Pacífico ecuatorial.
- 6º) Variaciones estacionales de poca amplitud en las condiciones del mar,
- 7º) Producción orgánica moderada y aún baja, con efecto pequeño sobre el contenido de gases disueltos de las aguas.

El conjunto de estas características tiene efectos sobre la dinámica de las aguas en la región ecuatorial y se ha constituido, desde hace tiempo, en uno de los temas apasionantes de la Oceanografía dinámica.

b) **Antecedentes.** Varios autores estudiaron el problema de las corrientes ecuatoriales y trataron de explicar teóricamente la dinámica de este sistema de corrientes zonales. Algunos utilizaron ecuaciones lineales para el movimiento permanente: **Sverdrup (1947), Reid (1948), Stockman (1948), Yoshida (1959) y Arthur (1960)**; otros recurrieron a las ecuaciones no lineales para el movimiento permanente: **Fofonoff (1954), Charney (1960), Veronis (1960), Hidaka (1961)** y otros.

2. Los componentes del Sistema de las Corrientes ecuatoriales en el Pacífico

El sistema de las corrientes ecuatoriales abarca el movimiento horizontal superficial y subsuperficial de grandes volúmenes de aguas en ambos lados del ecuador geográfico. Las principales corrientes superficiales de este Sistema son:

- (1) La Corriente Norecuatorial y
- (2) La Corriente Surecuatorial que fluyen hacia el oeste;
- (3) La Contracorriente Norecuatorial que fluye hacia el oeste y
- (4) La Contracorriente Surecuatorial, cuya presencia requiere de nuevas comprobaciones.

La divergencia entre el movimiento orientado hacia el oeste de las corrientes Norecuatorial y Surecuatorial y el movimiento hacia el este de la Contracorriente Norecuatorial produce afloramiento a lo largo del Ecuador.

3. La corriente Norecuatorial

El alisio de NE hace fluir hacia el oeste a las aguas de la Corriente Norecuatorial, la cual representa la parte esencial de la circulación de las aguas cálidas en el Pacífico Norte. Trátase de una corriente zonal, perteneciente al sistema de corrientes ecuatoriales. Sus aguas cruzan todo el Pacífico del este al oeste con velocidad en aumento en la misma dirección. Al norte de la isla Mindanao, parte de sus aguas vira hacia el sur y fluye en esa dirección durante todo el año, alimentando a la Contracorriente Norecuatorial. Otra parte se dirige hacia el norte y contribuye a la formación de la corriente Kuroshío.

Posición. Las cartas de corrientes presentan la corriente Norecuatorial en el Pacífico entre las latitudes de 10°N y 20°N (véase la carta del British Meteorological Office (1935) y las cartas mensuales de corrientes de **Wyrski, 1965**). Pero, en realidad, oscila en el espacio con las estaciones del año. Después de cruzar el océano, se bifurca y sus ramales principales se extienden hacia el sur y norte.

Fronteras. La frontera sureña de esta corriente está en el verano entre las latitudes de 9°N y 11°N y en el invierno entre 6°N y 7°N. La frontera norteña se encuentra en el verano alrededor de 22° a 23°N y en el invierno 19° y 20°N.

Dimensiones. La Corriente Norecuatorial alcanza su plena intensidad y mayores dimensiones en el curso del invierno. Su anchura media alcanza, entonces unas 650 millas náuticas. La anchura total de la Corriente varía a lo largo de las distintas longitudes, según pudo comprobarse al efectuarse varios perfiles longitudinales en la zona ecuatorial, de julio a agosto de diferentes años, como puede establecerse al observar los valores contenidos en el Cuadro siguiente, basado en los datos de Masuzawa (1964, p. 123):

Cuadro N° 3

representando la anchura de la Corriente Norecuatorial a lo largo de 6 perfiles longitudinales y el transporte neto hacia el oeste (en Km³/hora) (según Masuzawa, 1964, modificando).

Perfil a lo largo de Long.	Realizado por:			Entre las Lat. N	Anchura de la Corriente mi.n.	Transporte neto hacia W Km ³ /h.
	Barco	Año	Mes			
158° W	Hugh M. Smith	1950	VIII	9°-21°	720	120
172° W	Hugh M. Smith	1950	VII	10°-21°	660	101
165° E	Komahashi	1939	VIII	9°-19°	600	93
151° E	Satuma	1956	VII-			
140° E	Satuma	1956	VIII	9°5-20°	630	208
130° E	Kagoshima		VIII	9°5-18°5	540	143
	Maru	1956	VIII	7°-20°	780	381
Promedio:					655	172

Estructura. Unos 6 perfiles longitudinales transecuatoriales entre las islas Hawai; y Filipinas, hechos en el verano, sirvieron para establecer la estructura vertical de la Corriente Norecuatorial. Ella permite distinguir 3 capas entre 0-1000 m, a saber:

- (1) **La Capa superficial** entre la superficie y la termoclina, tiene espesor de 50-150 m, temperatura de 24-30°C y salinidad inferior a 34.4 ‰.
- (2) **La capa de discontinuidad** se extiende hasta la isoterma de 10°C aproximadamente y está más cerca de la superficie en el margen sur de la corriente que en el margen norteño.
- (3) **La capa inferior** con temperatura inferior a 10°C, denominada, a veces, "capa fría" (ver Masuzawa, 1964, p. 126) tiene salinidad inferior a 34.6 ‰.

Velocidad. La corriente Norecuatorial tiene velocidad casi constante de 0.3 nudos durante todo el año.

Dirección. Esta corriente fluye del este al oeste, pero modifica su dirección general en el extremo occidental, debido a la presencia de numerosas islas que se interponen en su avance y a la acción de los mon-

zones que soplan de direcciones casi opuestas en las temporadas sucesivas.

Transporte. La Corriente Norecuatorial traslada de 30 a 45 millones de $m^3/seg.$ (según Sverdrup, Hohnson y Fleming, 1942), volumen que algunos autores (Wyrtki, 1964) redujeron a 27 millones de $m^3/seg.$ en la parte oriental del Pacífico. Se admite que el flujo de las aguas se intensifica hacia el oeste. Masuzawa (1964) da el valor de $172 Km^3/hora$ como transporte neto hacia el oeste para toda la sección norte sur de la corriente.

Frente a la isla Mindanao, la corriente se fracciona y parte de sus aguas vira hacia el sur, aportando a la Contracorriente Norecuatorial unos 10 millones de $m^3/seg.$ La parte mayor de las aguas se orienta hacia el norte y aporta a la corriente Kuroshío unos 65 millones de metros cúbicos por segundo.

Características. La distribución de las distintas propiedades de las aguas de la Corriente Norecuatorial y, en general, del Pacífico Ecuatorial, fué objeto de varios estudios, pudiéndose consultar al respecto las publicaciones de Cromwell (1954), Montgomery (1945), Yoshida (1959), Masuzawa (1964), etc. Se estableció que las características de esta corriente se modifican del este hacia el oeste por mezcla con otras aguas. Igualmente se estableció que la capa superficial de la corriente es de salinidad relativamente baja. Esta propiedad presenta un máximo en la parte superior de la capa de discontinuidad térmica. La salinidad elevada tiene sus orígenes en el agua subtropical del Pacífico Norte.

Además, cabe señalar que la salinidad baja (inferior a $34.4 ‰$) de la capa superior se encuentra, generalmente en el lado sur de la Corriente Norecuatorial. La salinidad más baja (inferior a $34.0 ‰$) encontrada en la capa inferior se atribuye al agua intermedia del Pacífico Norte. Salinidades algo superiores a $35.2 ‰$ se encuentran en la parte occidental de esta corriente y se atribuyen al aporte de agua subtropical del Pacífico Norte.

La temperatura de las aguas de esta corriente es de 26° a $27^\circ C$ en la parte oriental y de $28-29^\circ C$ en la parte occidental.

Papel e importancia. La Corriente Norecuatorial desempeña papel importante como principal medio dinámico de unión entre el lado oriental y el occidental del Pacífico Ecuatorial. Contribuye ampliamente a la mezcla entre las aguas que recibe de la Corriente de California y las demás aguas de la región central del Pacífico Norte. En esta mezcla participan también las aguas de las contracorrientes ecuatoriales.

Referencias. Puls (1895), British Meteorological Office (1935), Schott (1942), Reid (1948), Cromwell (1954), Cromwell y Bennett (1959), Masuzawa (1964), Wyrtki (1965).

4. La Corriente Surecuatorial

Los vientos y las corrientes zonales superficiales no están distribuidos en forma simétrica en uno y otro lado del ecuador, ya que son los alisios de SE los que prevalecen en el Ecuador. Debido a ello, las aguas superficiales ecuatoriales fluyen hacia el oeste en ambos lados

del Ecuador como "corriente Surecuatorial" (Fofonoff y Montgomery, 1955, p. 521.).

Origen. La Corriente Surecuatorial se forma en la región del Pacífico Oriental. Ella recibe casi sobre el Ecuador un importante aporte de aguas relativamente frías de la corriente del Perú que fluyen hacia el oeste, después de haberse alejado de la costa del país. Otro aporte le llega de la Contracorriente Subsuperficial Ecuatorial.

La corriente Surecuatorial aparece claramente definida y con características propias al oeste de las islas Galápagos, en la longitud de 95°W; allí es ya poderosa, merced al aporte de otras del centro del Pacífico Sur.

Posición. La corriente Surecuatorial se encuentra al norte del anticiclón subtropical del Pacífico Sur, donde fluye en forma permanente hacia el oeste bajo el impulso del alisio de SE. Está presente en ambos lados del ecuador.

Fronteras. El límite norte de la corriente Surecuatorial lo forma la Contracorriente Norecuatorial y está normalmente entre las latitudes de 3°N y 4°N, pero puede encontrarse, a veces, también más al norte; ello se observa especialmente en el verano del hemisferio sur, mientras está más fuerte que la corriente Norecuatorial.

Su límite sur es muy variable en las distintas longitudes, modificando su posición con las estaciones. Ha sido encontrado en la latitud de 12S y en otras latitudes hasta la de 8°S. Al describir las "Corrientes Superficiales del Océano Pacífico Oriental Tropical" Wyrski (1965, p. 303) afirma que esta corriente está presente entre 4°N y 8°S. Cuando está muy al sur, la corriente Surecuatorial aparece muy débil.

Algunos autores estiman que la frontera sur de esta corriente estaría en la latitud de 20°S; otros rechazan esta idea, tratando de hacer lugar para una Contracorriente Surecuatorial entre 5°S-10°S.

Dimensiones. La corriente Surecuatorial es más desarrollada hasta setiembre; su fuerza disminuye en octubre, de noviembre a febrero se ensancha y fluye entre 1°N y 4°N. Entre marzo y mayo, parte de las aguas de esta corriente se une a las aguas de la Contracorriente Norecuatorial en el lado occidental del Pacífico.

Estabilidad. La corriente Surecuatorial no es estable, por depender de la intensidad variable de los alisios de SE en la parte oriental del Pacífico y del régimen de los monzones en la parte occidental del océano.

Velocidad. Esta corriente fluye con más fuerza de junio a agosto, cuando alcanza la velocidad de 100 cm/seg. Su velocidad máxima se registra a lo largo del margen norteño. Ella desplaza, entonces a la Contracorriente Norecuatorial más hacia el norte. En el lado occidental, se desarrolla más a lo largo de la costa de Nueva Guinea.

Dirección. La Corriente Surecuatorial fluye con dirección general hacia el oeste. Pero en los meses en que se debilitan los alisios de SE (noviembre-abril), el flujo hacia el oeste pierde su intensidad y modifica frecuentemente su dirección. Es así que en el lado oriental del Pacífico, al oeste de las islas Galápagos varios barcos experimentaron un abatimiento hacia el este, encontrándose áreas con temperatura relativamente baja.

Frente a la costa Noroccidental de Australia, la Corriente Surecuatorial vira hacia el Suroeste y, luego, hacia el sur; desde este lugar en adelante se denomina "Corriente de Australia Oriental".

Otra parte de las aguas de la Corriente Surecuatorial vira hacia el Norte, frente a las islas Molucas, y se une con las aguas procedentes de la región de las islas Celebes. Luego vira nuevamente, esta vez hacia la derecha. De este modo todas las aguas en movimiento terminan fluyendo hacia el este, pero ya como contracorriente.

Transporte. La corriente Surecuatorial transporta unos 34 millones de toneladas por segundo (Wyrтки, 1964).

Características. Las aguas de esta corriente tienen temperatura relativamente bajas en el lado oriental debido al efecto de las aguas de la corriente del Perú y del afloramiento local en el área de Galápagos. La temperatura y la salinidad de las aguas aumentan hacia el oeste, como puede apreciarse en los perfiles transecuatoriales efectuados a lo largo de los distintos perfiles oceanográficos.

El contenido de fosfato y nitrato es relativamente alto hasta más de 2,000 millas hacia el oeste de Galápagos, lo que se atribuye al efecto prolongado en las aguas de afloramiento.

Papel e importancia. La corriente Surecuatorial desplaza enormes volúmenes de agua en la región ecuatorial y contribuye de este modo a la extensión hacia el oeste de los efectos favorables de las aguas de afloramiento de la región del Perú y de Galápagos.

Referencias. Puls (1895), British Meteorological Office (1935), Wooster y Cromwell (1958), Cromwell y Bennett (1959), Wyrтки (1965).

5. La Contracorriente Norecuatorial

Entre las Corrientes Norecuatorial y Surecuatorial que fluyen en el Pacífico del este hacia el oeste, existe una zona relativamente estrecha en las aguas que se trasladan del oeste, es decir, en dirección opuesta a la de las otras dos corrientes ecuatoriales. Trátase de la contracorriente Norecuatorial, que está muy bien desarrollada en el Pacífico en determinadas estaciones del año.

La presencia de esta contracorriente y sus variaciones estacionales se conocen desde fines del siglo pasado (Puls, 1965) pero sus características fueron estudiadas recién en la década 1951-1960, aplicando diferentes métodos (véase Knauss, 1961). La Expedición "Doldrum" realizada bajo la dirección de Knauss, de agosto 1º al 30 de setiembre de 1958 aportó una serie de observaciones sobre el flujo de las aguas de esta contracorriente que se hicieron con correntómetros Roberts modificados y flotadores neutros del tipo Swallow. Los conocimientos actuales sobre esta contracorriente permiten presentar la siguiente descripción:

Origen. Esta contracorriente superficial tiene su génesis en la región occidental del Pacífico Ecuatorial, al norte de la isla Nueva Guinea. A su formación contribuyen, principalmente, las aguas de la Corriente Surecuatorial.

Posición. La Contracorriente Norecuatorial se mantiene en el hemisferio norte entre las latitudes de 5ºN y 10ºN o algo más al sur. Cruza el

océano del oeste al este, desplazándose durante largos meses dentro de la zona de las lluvias tropicales. A cierta distancia de América Central dobla hacia el norte y se deshace en remolinos; pero parte de sus aguas se traslada hacia el noroeste y alimenta a la Corriente Norecuatorial.

Por lo general, la Contracorriente está bien desarrollada de mayo a diciembre, cuando cruza todo el Pacífico entre el oeste de Mindanao y el Golfo de Panamá. En su larga travesía de unos 15,000 Km. se mantiene siempre al norte del Ecuador geográfico entre las latitudes de 3°N y 8°N, a veces, también, entre 5°N y 11 ó 12°N.

Mediciones efectuadas con el G. E. K. durante la expedición "Shellback", en 1952, a lo largo de 5 perfiles transecuatoriales permitieron identificar la contracorriente tanto en la mitad occidental, como en el lado oriental del Pacífico; en la primera, la identificaron en la latitud de 6°N y en la otra, en la latitud de 5°N, aproximadamente.

Estudios efectuados recientemente Wyrтки, (1965) sobre el abatimiento de los barcos en la región ecuatorial y otros datos acumulados por los barcos oceanográficos, permitieron establecer que la contracorriente Norecuatorial se bifurca al este del meridiano de 90°W, dando un ramal hacia el sur y luego oeste que entra en la Corriente Surecuatorial y un segundo ramal que se dirige primero hacia el norte y luego hacia el noroeste, fluyendo alrededor del Domo de Costa Rica de enero a abril.

El flujo de la contracorriente Norecuatorial al este del meridiano de 140°W no es continuo durante todo el año. Se percibe en forma clara en el mes de mayo, manteniéndose hasta diciembre. Luego, entra en una etapa de debilitamiento progresivo. En enero se subdivide en varios segmentos, perdiéndose la continuidad de sus fronteras. En febrero y marzo, el flujo de la contracorriente se percibe aún pero sólo hasta el meridiano de 120°W. Cesa en abril y reinicia su movimiento hacia el este en mayo.

La Contracorriente Norecuatorial forma una "gran frontera hídrica" entre el giro de las corrientes del hemisferio norte y el giro del hemisferio sur.

Fronteras. La Contracorriente Norecuatorial no tiene posición estable; se modifica con las estaciones del año, lo que dificulta todo intento de determinar con precisión sus fronteras a lo largo de todo el recorrido.

Hacia el norte, la Contracorriente está separada de la Corriente Norecuatorial por una frontera hídrica que oscila entre las latitudes de 8°N y 12°N. Tiene un contorno meándrico y suele estar acompañado por grandes remolinos. La frontera sureña de la contracorriente no puede determinarse con precisión, aunque puede afirmarse que permanece al norte de Ecuador entre las latitudes de 4°N y 6°N. En su parte oriental, al este del meridiano de 110°W, la contracorriente está entre 10°N y 4°N, mostrando una leve orientación general hacia el sur.

Cabe señalar que los límites indicados fluctúan en el espacio con una amplitud de unos 3° de latitud. Están más al norte en julio y más al sur en octubre. En casos excepcionales, sus fronteras sureñas se extienden al sur del Ecuador. Uno de estos casos se registró en octubre de 1941.

Por lo tanto, podemos afirmar que una de las características de la contracorriente Norecuatorial es su oscilación del norte al sur y vi-

ceversa con las estaciones del año. Otra característica es que la zona ecuatorial de los vientos suaves y la zona de las Calmas coinciden con las regiones de la contracorriente.

Dimensiones. Esta contracorriente es estrecha y débil durante el invierno del hemisferio norte, mientras que en el verano, especialmente en agosto y setiembre alcanza mayores dimensiones. Fluye desde Mindanao y Palao hacia Panamá por una distancia de casi 15.000 Km., pero su anchura varía con las estaciones.

- (1) **Anchura.** Se admite que la anchura de esta contracorriente es de unos 300 a 500 Km. La anchura máxima la alcanza de junio a agosto, es decir, en el verano del hemisferio norte; ella disminuye de noviembre a febrero al debilitarse el flujo de la contracorriente. En esos meses, en que la zona de confluencia de los alisios de SE y NE está más al sur, la contracorriente se traslada en unas 120 millas hacia el sur, ocupando su posición más próxima al Ecuador; el flujo de esta contracorriente cesa, entonces, al este del meridiano de 120°W.

Al disminuir la anchura de la contracorriente y, también, su extensión hacia el este, las aguas de la región de la Ensenada de Panamá tienen paso libre hacia el sudoeste (véase Schott, 1931).

- (2) **Espesor.** Existe todavía cierta discrepancia entre las opiniones expresadas con respecto al espesor de la contracorriente Norecuatorial. En un principio se pensó que ella ocuparía sólo la zona de las aguas situadas encima de la termoclina y que tendría poco espesor. Las mediciones efectuadas entre 1951-1960 (ver Knauss 1961) permitieron modificar este concepto y admitir que las aguas de la contracorriente tendría como mínimo un espesor de 300 metros.

Mediciones directas y cálculos de la corriente geostrofica mostraron que el desplazamiento de la contracorriente hacia el este se efectúa especialmente en la zona de la termoclina, en el estrato suprayacente y, también, en el estrato subyacente. (Knauss, 1959, p. 38).

La estructura. La Contracorriente Norecuatorial al este del meridiano de 120°W se caracteriza por una estructura hidrológica de varias capas sobrepuestas, a saber:

- (1) **una capa superior de mezcla** con espesor de unos 30 a 100 metros que disminuye hacia el este, siendo de 85 m. en 110°W y 15 m. en 90°W; por debajo de esta capa de mezcla existe:
- (2) **una capa de discontinuidad térmica** (denominada "termoclina") que presenta un gradiente de unos 10°C en 30 metros; esta capa tiene gran estabilidad, aunque su intensidad presente diferencias regionales; es mayor en el Pacífico oriental que en el Pacífico Central y Occidental y es mayor, también, en el borde norteño que en el margen sureño de la contracorriente.

(3) **diferentes capas** hasta la profundidad de 300 m. o más.

Estabilidad. La Contracorriente muestra mayor estabilidad en su frontera norteña; la capa de mezcla tiene allí su menor desarrollo en profundidad. Por lo demás, podemos afirmar que el flujo de sus aguas es típicamente estacional. La Contracorriente se forma en el mes de mayo, siendo alimentada desde el sur; de junio en adelante fluye también al Este de 140°W . Se debilita en enero y se subdivide; sus márgenes orientados hacia los polos se interrumpen. En marzo queda al oeste de 120°W y en abril desaparece de la región oriental del Pacífico Ecuatorial (Wyrтки, 1965).

La velocidad. Las velocidades que desarrolla la contracorriente no son constantes; varían diariamente 145 (Knauss, 1961, p. 145); son en promedio de unos 50 cm./seg., pero cambian en el espacio en todas las latitudes. Entre 130°W y 110°W , la velocidad es de 0.75 nudos (Wyrтки, 1965, p. 297). Valores más altos se obtienen en setiembre. Velocidades máximas de 1 y 1.5 nudos fueron alcanzados en la capa situada encima de la termoclina y de 0.3 a 0.4 nudos en las capas subyacentes. El flujo de las aguas es máximo entre junio-agosto.

La Contracorriente Norecuatorial no alcanza la velocidad máxima en la superficie, sino dentro de la capa superior de mezcla, en 25 m., donde puede ser de 50 a 150 cm./seg. Velocidades de 150 cm./seg. son muy altas para cualquier corriente oceánica (Tsuchija, 1961, p. 10). Estas velocidades varían de un día para otro. Ellas disminuyen rápidamente en la termoclina y aún más en la capa subyacente. En la profundidad de 140 metros son de unos 20 cm./seg.; entre 300 y 700 m. son de 13 a 19 cm./seg. Cabe señalar, sin embargo, que la presencia de esta contracorriente se pudo comprobar en varios años sólo hasta la profundidad de 300 m., estando ausente en las profundidades mayores.

Dirección. El movimiento de traslado de las aguas de la contracorriente se desarrolla hacia el este por el norte del ecuador en la mayor parte del recorrido. Sólo en su parte terminal oriental existe una tendencia de orientación hacia el sur. Además, cabe recordar que los ramales en que se desprenden frente a Costa Rica presentan también otras orientaciones. Dirección distinta sigue el ramal que se dirige hacia la corriente Surecuatorial.

Transporte. La contracorriente Norecuatorial desplaza unos 25 millones $\text{m}^3/\text{seg.}$ ($74 \text{ Km}^3/\text{hora}$). De junio a agosto transporta principalmente aguas del hemisferio sur y de noviembre a febrero mayormente aguas del hemisferio norte.

El transporte en las diferentes capas se indica como sigue: 20 megatoneladas/seg. encima de la termoclina y 30 megatoneladas/seg. debajo de la termoclina. El transporte total hacia el este en el Pacífico Ecuatorial resultó ser unas tres veces mayor que el que se consideraba previamente. (Knauss y King, 1958). Cabe señalar, sin embargo, que el transporte varía de un año para otro; así en 1958 hubo un exceso de $60 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{seg.}$ ($88 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{seg.}$) hasta la profundidad de 1,500 m. en comparación con el transporte registrado en el año siguiente.

Características. Se consideran sólo la salinidad, temperatura, oxígeno y nutrimentos.

La salinidad. La contracorriente cruza la Zona de la Calma donde caen abundantes precipitaciones, las que reducen la salinidad en la superficie del océano a 33.2 ‰ hasta 340.4 ‰.

La salinidad se mantiene baja porque la termoclina es casi superficial y no permite un intercambio vertical rápido de las aguas menos saladas en la superficie con las aguas más saladas de las profundidades intermedias.

La temperatura es muy alta; alcanza de 26° a 28°C. La distribución de las isotermas en el plano vertical fué presentada en colores por **Wooster y Cromwell** (en 1958).

El oxígeno. El contenido de oxígeno disuelto es relativamente bajo en la capa superior de la Contracorriente Norecuatorial.

Nutrientes. Las aguas de la contracorriente contienen sales minerales en abundancia y poseen color verdoso, el cual indica que albergan gran cantidad de plancton.

Papel e importancia. La influencia que ejerce la contracorriente Norecuatorial se resume en los cuatro puntos siguientes, a través de las cuales puede apreciarse su papel e importancia.

(1) La Contracorriente Norecuatorial separa la Corriente Norecuatorial de la Corriente Surecuatorial, constituyéndose en una frontera zonal también entre los dos grandes anticiclones subtropicales de la circulación oceánica en el Pacífico Norte y Sur.

(2) La Contracorriente Norecuatorial provee aguas al Golfo de Panamá y al área situada al sur de este accidente costero. De este modo.

De este modo, reemplaza las pérdidas de agua de la región por evaporación y por cambios en el régimen de las corrientes costeras impulsadas por los alisios.

(3) Muestra cierta armonía en sus oscilaciones hacia el sur y norte con cambios meridionales en el frente de la Corriente del Perú. Recordemos que una intensificación del alisio de SE en el invierno hace que el frente de la corriente del Perú se extienda hasta el Ecuador y que una disminución de la intensidad del alisio de SE provoca un retroceso hacia el sur del frente de esta corriente, seguido por movimiento más pronunciado hacia el sur de los límites de la contracorriente Norecuatorial.

Algunos autores (por ej. **Schott**, 1931) atribuyen a la Contracorriente Norecuatorial papel destacado en el desarrollo del fenómeno denominado "El Niño" y sus efectos acompañantes que se registran, de vez en cuando, en la región del Perú, o simultáneamente en la región del Perú y de California. Sobre este aspecto se dan más detalles en el capítulo que trata de la instrucción de aguas cálidas en el ámbito frío de la corriente costera del Perú. (1)

Bibliografía. **Schott** (1931 y 1935), **Wooster y Cromwell** (1958), **Knauss** (1959 y 1961), **Wyrtki** (1965) y otros.

(1) NOTA.—El sistema de la Corriente del Perú está ampliamente tratado por el autor en el trabajo entregado al Instituto de Planificación para el libro "GEOGRAFIA DEL PERU".

6. El problema de la Contracorriente Surecuatorial

La presencia de la Contracorriente Surecuatorial como elemento componente del sistema de corriente ecuatorial constituye un problema de estudio. Su existencia fue señalada, por vez primera, en las cartas confeccionadas por el Ministerio del Aire de Inglaterra (1935), las cuales presentaban la circulación en el hemisferio sur del Pacífico para cada estación del año. En ellas puede reconocerse el flujo de las aguas superficiales hacia el este en la latitud de 10°S desde noviembre hasta fines de abril.

Más tarde, el oceanógrafo **Reid Jr.** (1959) del Instituto Scripps de Oceanografía verificó estas cartas de corrientes y las comparó con otra carta, que representaba el flujo geostrófico en la superficie del océano Pacífico; en ésta, la superficie de 1,000 decibares sirvió como nivel de referencia. Encontró cierta coincidencia entre el flujo geostrófico y los promedios de las corrientes estimadas, obtenidas mediante el análisis de las observaciones sobre el abatimiento de los barcos.

Oceanógrafos del Japón confirmaron, luego, la existencia de la Contracorriente Surecuatorial en el lado occidental del Pacífico Sur, basándose en la topografía geopotencial de la región ecuatorial al sur del Ecuador y en los informes de numerosos barcos atuneros.

Wyrcki (1965 p. 275), en cambio, al estudiar las corrientes de superficie existentes en el Pacífico sobre la base de las observaciones de abatimiento de barcos, sostuvo no haber podido establecer la presencia de un flujo hacia el Este cerca de 5°S, como lo había postulado **Reid**. Consideró posible, sin embargo, la existencia de tal contracorriente debajo de la superficie del océano.

La existencia de la Contracorriente Surecuatorial en la superficie del Pacífico es todavía objeto de controversias. A pesar de ello, indicamos a continuación los pocos conocimientos que se poseen al respecto.

a) Descripción:

Origen. La Contracorriente Surecuatorial tiene su origen en la región de las islas Salomón donde existe una fuerte divergencia tropical en el movimiento de las aguas superficiales. (**Rotshi**, 1959).

Posición. Esta Contracorriente fluye hasta la longitud de 140°W de noviembre a enero. Su presencia se verificó en el Pacífico Suroccidental a lo largo de una zona situada entre 5°S y 10°S, desde el meridiano de 155°E hasta 180°W. Luego se trató de comprobar su presencia hasta 95°W.

En la mayor parte de la zona que recorre, esta Contracorriente se pone de manifiesto en forma de un flujo subsuperficial. Sólo en los meses de verano del hemisferio sur, al debilitarse el alisio de SE, puede hacer su aparición en la parte oriental del Pacífico también en forma de una contracorriente superficial (**Reid, Jr.** 1961).

Estabilidad. La Contracorriente Surecuatorial fluye durante todo el año, pero de mayo a octubre traslada sus aguas en la profundidad, dado que el alisio de SE sopla con toda la intensidad, no permitiéndole manifes-

tarse en la superficie del océano. De noviembre hasta fines de abril, al debilitarse ese viento, puede aparecer como contracorriente superficial. **Dirección.** Las aguas de la Contracorriente Surecuatorial fluyen del Oeste hacia el Este, pero frente al Perú se desvían hacia el ESE.

Características. Las aguas de la Contracorriente tienen elevada temperatura y salinidad, de modo que su aparición en el Pacífico Peruano puede comprobarse con relativa facilidad.

No se dispone de observaciones y datos para las fronteras, dimensiones, estructura, velocidad y transporte de esta Contracorriente, no obstante de lo cual se le atribuye gran importancia.

Papel e importancia. Se admite que puede ejercer gran influencia sobre las condiciones hidrográficas del Pacífico Peruano durante el verano, mientras hace su aparición entre 10°S y 15°S. Reid (1961) opina que podría ayudarnos a encontrar la explicación para ciertos aspectos del Niño. En efecto, en 1958 se estableció Wooster y Popovici, (1958) que las aguas afectadas por la aparición del Niño tuvieron temperaturas elevadas (de 23°C a 26°C) y salinidades altas (superiores a 35‰, en contraste evidente con las salinidades bajas que caracterizan a las aguas del Niño en otros años. Según Reid (1961, en 1958 pudo haberse tratado de la extensión más acentuada hacia el Este de la Contracorriente Surecuatorial, cuyas aguas cálidas y de elevada salinidad penetraron en la región peruana, desviándose hacia el ESE, entre las latitudes de 10°S y 15°S.

b) **Analogía.** Una Contracorriente Surecuatorial ha sido mencionada también para el océano Atlántico en la misma estación del año, en que ha sido observada la Contracorriente Surecuatorial del Pacífico. Al hacerse los cálculos del flujo geostrofico en la superficie del Atlántico en relación con la superficie de referencias de 1000 decibares sobre la base de los datos obtenidos por el barco oceanográfico "Argo" a lo largo de un perfil transecuatorial entre 14°54.5'S, 19°22'W y 05°00'N, 12°39.5'W, se estableció Reid Jr. (1964) un flujo de las aguas hacia el Este con velocidades de 4.5 a 7.4 cm/seg.

c) **Situación actual.** En el caso de la Contracorriente Surecuatorial del Pacífico y en el de la misma contracorriente del Atlántico no se dispone de suficientes datos para confirmar o negar su existencia. Tampoco son suficientes las observaciones para describir las características del flujo respectivo. Parece indicado, por lo tanto, emprender una investigación más detenida de las corrientes en la zona respectiva.

d) **Referencias.** British Meteorological Office (1935), Cromwell y Bennett (1959), Reid (1959, 1961 y 1964), Wyrski (1965).

7. La Contracorriente Subsuperficial Ecuatorial o de Cromwell

La Contracorriente Subsuperficial Ecuatorial es uno de los componentes mayores y veloces del sistema de las corrientes ecuatoriales, el cual se pone de manifiesto dentro de las aguas verificadas por el alisio de SE. Este viento no le permite fluir en la superficie del océano durante la mayor parte del año.

a) **Antecedentes.** He aquí la historia de esta Contracorriente que presenta una serie de aspectos interesantes.

Era en marzo de 1866 el oceanógrafo inglés **Buchaman** (1866, p. 761) realizaba trabajos hidrográficos en el océano Atlántico —cerca del Ecuador— entre las longitudes de 13°W y 16°W . En varias de las estaciones ocupadas observó que a la salida hacia la profundidad el cable del winche hidrográfico formaba un ángulo excesivo. Dedujo, en el acto que se trataba de una corriente subsuperficial “tan importante en la circulación oceánica como la corriente superficial que fluye hacia el oeste en el Ecuador.

Este descubrimiento de **Buchaman** cayó en olvido. Casi 3 décadas más tarde, **Puls** (1895) publicó un estudio sobre la distribución de la temperatura en el Pacífico Oriental, en el cual mencionó haberse observado una corriente superficial al Este de la longitud de 110°W , orientada hacia el Este, en los meses de marzo-abril y mayo, es decir, durante las calmas que reinan sobre el Ecuador. También este estudio fue dado al olvido.

En 1926 se efectuaron investigaciones en el Océano Pacífico Occidental al Oeste de la long. de 174°E . Los parámetros medidos permitieron observar la Corriente Ecuatorial subsuperficial y definir algunas de sus características. Se estableció su dirección hacia el Oeste entre las longitudes de 166°E y 147°E y que su velocidad era de 1 nudo.

En los años subsiguientes hasta 1952 se admitía que los alisios gobernaban el mecanismo de circulación en la napa superior del océano dentro de la región ecuatorial; el concepto generalmente admitido era el de que había dos corrientes ecuatoriales hacia el Oeste y una contracorriente hacia el Este entre ambas. Ninguna de las teorías enunciadas hasta entonces sobre la circulación oceánica en la región ecuatorial dejaba entrever la presencia de otras corrientes en dicha región.

En agosto de 1952 se hicieron mediciones de corrientes subsuperficiales en la parte central del océano Pacífico, principalmente entre las islas Gilbert (Long. 174°E) y las islas Galápagos (Long. 92°W). El barco “Hugh M. Smith” obtuvo en 150°W y casi sobre el Ecuador una velocidad de 1.3 nudos en la profundidad de 70 m. y una orientación hacia el Este. El perfil transecuatorial que se hizo permitió establecer la presencia de la corriente subsuperficial que acusaba 20°C y una velocidad de hasta 3 nudos en su núcleo. Este hallazgo se basó en la separación que presentaban las isotermas componentes de la termoclina. Estas mediciones directas hechas en la región del meridiano de 150°W en agosto de 1952, permitieron a **Cromwell** (1954) describir una contracorriente subsuperficial de mayores proporciones que fluye hacia el este por debajo de la corriente de Surecuatorial; sugirió para ello el nombre de “Subcorriente Ecuatorial del Pacífico”. Más tarde **Knauss** (1960) recomendó darle el nombre de “Corriente de Cromwell” en memoria de su descubridor, quien pereció trágicamente en un desastre aéreo, acaecido en 1959.

En el mes de diciembre de 1955, los barcos “Spencer F. Baird” y “Horizon” observaron esta corriente en 116°W . Luego, en 1958, los barcos “Horizon” y Hugh M. Smith” midieron la corriente subsuperficial con un correntómetro Roberts modificado en el área circundante del

meridiano de 140°W . La encontraron cerca de la profundidad de 100 m. en abril, fluyendo con velocidades de 2 a 3 nudos. En mayo hicieron mediciones similares entre el meridiano de 137°W y las islas Galápagos, estableciendo su presencia entre las profundidades de 35 m. y 100 m. donde tuvo velocidades de 2 nudos.

En setiembre-octubre de 1961, el barco oceanográfico "Argo" del Instituto Scripps de oceanografía hizo perfiles transecutoriales a lo largo de los meridianos de 140°W 118°W y 96°W , midiendo las corrientes. Comprobó la presencia de la Corriente Subsuperficial en todas las estaciones.

En el mismo año, el barco, "Crawford" del Instituto de Oceanografía de Woods Hole realizó un perfil en el Atlántico, entre Brasil y África y descubrió la corriente subsuperficial del Atlántico, mencionado por **Buchanan** ya en el siglo pasado (ver **Metcalf** y otros, 1962).

b) **Descripción de la Contracorriente de Cromwell.** Las observaciones que se hicieron después de 1954 corroboraron el hallazgo de la Contracorriente subsuperficial en la región ecuatorial del Pacífico y aportaron informaciones complementarias sobre sus características **Knauss**, (1960 y 1962). De acuerdo con lo establecido durante los diferentes viajes oceanográficos, esta contracorriente se produce por la fricción ejercida por los vientos del Este sobre las aguas en la región oceánica ecuatorial. Parte de las aguas de la Corriente Surecuatorial que fluyen hacia el Oeste invierten en su curso entre las profundidades de 20-40 m. Así nace esta contracorriente que fluye, luego, hacia el este por debajo de la corriente Surecuatorial, entre las latitudes de 2°S y 2°N .

El flujo es de unos 30 nudos y las aguas se sumergen progresivamente hasta la profundidad de 400 m. El núcleo de la Contracorriente está en la longitud de 140°W en la profundidad de 100 m. pero ascendiendo paulatinamente hacia la superficie, de modo que en 98°W se encuentra en 40 m. Alcanza velocidades de 2 y 3 nudos en las profundidades de 50 y 100 m. respectivamente.

En un estudio reciente se afirmó (**Wyrтки y Bennett**, 1963) que las velocidades observadas dentro del núcleo de esta Contracorriente no coinciden con las calculadas del gradiente de presión mediante la ecuación de **Bernoulli**. Acordaron mayor importancia a la fricción para establecer la distribución de las velocidades, proponiendo el coeficiente $A = 3 \text{ cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1}$ para la viscosidad vertical del vórtice que permite establecer la pérdida de energía por fricción en la corriente. Estimaron que aproximadamente la mitad de la energía potencial es convertida en energía cinética y la otra mitad se disipa por fricción a lo largo de toda esta contracorriente subsuperficial.

En el presente se admite que la contracorriente de Cromwell constituye una característica permanente de la circulación en la zona ecuatorial del océano Pacífico. Su presencia entre las islas Galápagos y el meridiano de 170°W está firmemente comprobado, estando asociada allí a la acumulación de aguas superficiales en la parte occidental del Pacífico por acción directa de los vientos alisios. La acumulación de aguas provoca un declive zonal de las superficies isobáricas en el Ecuador; este declive disminuye paulatinamente del Oeste al Este. En su presencia y gradiente de presión se basa el origen de la Contracorriente de

Cromwell. El declive provee la fuerza hidráulica necesaria requerida por una corriente estrecha, delgada y rápida que se traslada hacia el Este.

La presencia de la Contracorriente de Cromwell en la región situada entre las islas Galápagos y la costa de Sudamérica no ha sido confirmada definitivamente, pero el estudio de la distribución del alto contenido de oxígeno disuelto de esta Contracorriente a lo largo de una superficie de densidad potencial poco profunda indica que las aguas se dispersan hacia ambos hemisferios y que al sur del Ecuador fluyen hacia el Sureste, dirigiéndose hacia la costa del Perú, quizás para balancear el afloramiento costero existente allí. Al Norte del Ecuador, las aguas fluyen hacia el Este, dirigiéndose hacia la Ensenada de Panamá y el Domo de Costa Rica, situado más al Noreste.

La contracorriente de Cromwell está casi en equilibrio geostrófico. Por otra parte, el volumen específico de las capas superiores del Pacífico Ecuatorial es determinada, principalmente, por la temperatura. Por estas razones, la temperatura por sí sola puede ofrecernos una indicación cualitativa sobre la presencia de esta contracorriente subsuperficial.

Con este criterio en la mente, **Forrester (1964)** estudió la estructura de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial, utilizando 47 perfiles de la temperatura entre 2°N y 2°S y 97°W y 178°E. Obtuvo información sobre la dispersión de la termoclina como también sobre las variaciones longitudinales y estacionales de la contracorriente de Cromwell.

Entre 91°W y 80°W se observó un hundimiento de las isoterms y se supuso que en esa parte la contracorriente subsuperficial sería débil o ausente. Por otra parte, la acumulación de las aguas de esta contracorriente en la región de las islas Galápagos hace suponer que estas aguas podrían ser la fuente de la Contracorriente Subsuperficial del Perú que fluye del norte al sur frente a la mayor parte de la costa occidental de Sudamérica.

Al resumir los conocimientos obtenidos durante la última década sobre la contracorriente de Cromwell, se obtiene la siguiente imagen de sus características sobresalientes:

Origen. La Contracorriente de Cromwell es un producto de la compensación. El alisio de SE lleva a cierta acumulación de aguas en el lado occidental del océano. Esta fuerza disminuye rápidamente con la profundidad. Por ello, el gradiente de la presión produce una contracorriente de compensación: esta es la Contracorriente de Cromwell.

Cuando aumenta la velocidad del alisio de SE, aumenta también la intensidad de la Corriente Surecuatorial pero disminuye su extensión vertical. En la profundidad de 50 m. (a veces menos) acontece la inversión del flujo.

La Contracorriente de Cromwell es alimentada por aguas de la Corriente Surecuatorial; ellas llegan desde abajo y viran paulatinamente hacia el Este.

Recorrido. La Contracorriente de Cromwell se traslada por una distancia de casi 4700 Km. entre 170°W - 92°W y llega hasta muy cerca de las islas Galápagos, cuyo conjunto parece constituirse en un obstáculo na-

tural para el avance de las aguas hacia el Este. Es por ello que la estructura de esta contracorriente se modifica al Este de Galápagos adquiriendo un carácter inestable.

Se sugirió la posibilidad de una manifestación superficial de esta contracorriente por lo menos en las temporadas en que los vientos alisios son débiles o ausentes. En cambio cuando los vientos soplan con fuerza predominando la corriente Surecuatorial hacia el oeste, la Contracorriente de Cromwell fluye a niveles más profundos.

Fronteras. La Contracorriente subsuperficial tiene sus límites en 2°S y 2°N. A lo largo de estos límites las aguas fluyen hacia el oeste es decir en dirección opuesta constituyéndose en fronteras hídricas.

Dimensiones. La anchura de la Contracorriente Subsuperficial alcanza unos 300 Km. La extensión hacia el norte y sur del Ecuador puede llegar a 160 millas.

El espesor de esta Contracorriente es de unos 150 m., disminuyendo paulatinamente hacia el Este.

Velocidad. La velocidad máxima observada en la Contracorriente de Cromwell es de unos 50 a 160 cm/seg. que se establecería a una diferencia de presión de sólo 12.8 cm/din. (según la ecuación de Bernoulli). Esta velocidad la alcanza en la profundidad de 100 m; luego disminuye rápidamente. A medida que se acerca a las islas Galápagos, la velocidad del flujo disminuye debido a la acción combinada de la fricción y del gradiente de presión que atrasa el flujo.

Dirección. La dirección del flujo se mantiene, generalmente, del oeste hacia el este.

Transporte. El transporte medio es de 39×10^6 m³/seg; Sobre el ecuador se obtiene un transporte de unos 30 millones de m³/seg. con velo-

1
cidades máxima de 2-3 — nudos en la profundidad de 100 ± 13 m.

2
metros.

Características. En el núcleo de esta contracorriente hay salinidad de 35.96 ‰ al sur del ecuador y 35.21 ‰ al norte del Ecuador. Esta agua de elevada salinidad muestra por sí sola que se trata de un movimiento orientado hacia el Este.

La masa de agua que contribuye mayormente a esta contracorriente subsuperficial acusa una temperatura de 13.0°C aproximadamente. La termoclina se presenta compacta, aunque sólo por una corta distancia hacia el norte y sur del Ecuador. Su profundidad aumenta hacia el Este.

El contenido de oxígeno disuelto de la Contracorriente es elevado.

Papel e importancia. La Contracorriente de Cromwell tiene poco espesor y su anchura no es grande, pero su velocidad es grande. Ella pierde parte de sus aguas inferiores durante su traslado hacia el Este, lo cual hace aumentar su velocidad en parte superior. Traslada aguas del Pacífico Ecuatorial Occidental y Central hacia el Este, modificando, de este modo la distribución de las propiedades. Merced a las aguas de afloramiento

ramiento que la abastecen, tiene elevado potencial de fertilidad. **Referencias.** Puls (1895), Cromwell (1954), Knauss (1960 y 1962), Metcalf y otros 1962, Wyrтки Bennett (1963), Forrester (1964), etc.

8. El Domo de Costa Rica y la circulación horizontal de la región

La región entre las costas de América y la parte terminal de las mayores corrientes ecuatoriales se caracteriza por anomalías en la distribución de las propiedades de las aguas y en la circulación. Una de las características permanentes de la región encuentra su expresión en el "Domo de Costa Rica" que tiene a la Corriente Costera de Costa Rica en su margen oriental.

a) **El Domo de Costa Rica.** Entre la Contracorriente Norecuatorial que se acerca a la costa de América Central entre las latitudes de 4°N y 8°N y la Corriente Norecuatorial que fluye hacia el oeste al norte de 10°N existe una corriente superficial que corre frente a Costa Rica del sur al norte, estableciendo la unión entre ambas. En su flanco izquierdo hay un área casi circular con el centro aproximadamente en la latitud de 8°30' - 9°N y longitud de 88°-89°W, que tiene una extensión de 150 × 300 Km. Dicha área se caracteriza por una capa superficial homogénea muy delgada que reposa sobre una termoclina compacta con pronunciado gradiente, cuya parte superior está a unos 10 m. debajo de la superficie del océano. Las isolíneas de temperatura tienen allí la forma de una cúpula; de aquí el nombre de Domo de Costa Rica (Cromwell y Bennett, 1959). Para otros autores, el Domo de Costa Rica "es un área en que el afloramiento aporta a la superficie del mar agua con abundante nutrimento y pobre en oxígeno" (ver Broenkow, 1965).

Esta área fue descubierta en 1948, estableciéndose más tarde que su presencia está vinculada a la circulación ciclónica existente en la región. Estudios complementarios (como ser: el Informe del Instituto Scripps de Oceanografía SIO, 1960- y de Wyrтки, 1964, conjuntamente con la publicación de Broenkow, 1965) aportaron los conocimientos sobre la distribución de las propiedades en las aguas superficiales del domo, su estructura, el afloramiento, la permanencia del fenómeno y la circulación horizontal; ellos sirvieron como fuente de documentación para la descripción que sigue.

- (1) **La distribución de las propiedades en la superficie.** En la región del Domo de Costa Rica y de las aguas colindantes, las propiedades presentan una distribución particular en la superficie del océano. En efecto, la temperatura es muy alta (de 25°C a 28°C) y la salinidad relativamente baja (33.8‰-34.0‰). El contenido de oxígeno disuelto es inferior a lo normal, debido al afloramiento y el contenido de fosfato alcanza de 1.0 a 1.2 ug-atom/L en la lengua de agua anómala del Domo que tiene salinidad más elevada.
- (2) **La distribución de las propiedades en la profundidad.** El cruce realizado en la región del Domo de Costa Rica en el curso de los meses de noviembre y diciembre de 1959 obtuvo las observaciones sobre la distribución vertical de la

salinidad y del oxígeno, fosfato y nitrato. Sobre la base de estas observaciones se pudo determinar la estructura hidrodinámica de las aguas en la región de este Domo.

Esta estructura presenta una capa superficial homogénea, debajo de ella una capa de discontinuidad de la temperatura, llamada termoclina y más abajo la capa intermedia. Las particularidades de cada capa mencionada son las siguientes:

La capa superficial homogénea es muy delgada, teniendo un espesor de unos 8 a 10 m. Su temperatura es de 25°C, siendo en unos 2° más baja que en las aguas adyacentes, donde alcanza 27°C. El área con la temperatura superficial más baja está entre 87°W y 90°W y 7°30'N y 9°N.

La termoclina, situada debajo de la capa superficial, está muy desarrollada y tiene un gradiente algo superior a 1°C en la zona que abarca las isotermas de 25° al 15°C y que está entre las profundidades de 20 a 50 m.

La topografía de la termoclina presenta una elevación en el domo mismo. Es así que la isoterma de 13°C llega en el domo a la profundidad de -90 m., mientras que en su periferie permanece a mayor profundidad. Esta forma de la termoclina indica que en el área del domo acontecen procesos de ascenso de las aguas.

La salinidad máxima de 34.82‰ a 34.96‰ se encuentra al oeste de la longitud de 88°W entre 30-60 m. y al este de 90°W entre 80-150. Entre 88°-90°W existen 2 zonas de salinidad máxima, de las cuales una se sobrepone a la otra.

Cabe señalar, de paso, que la salinidad de 34.83 a 34.96‰ caracteriza al "agua ecuatorial subsuperficial" en todo el Pacífico Oriental Tropical.

La capa intermedia, situada debajo de la termoclina, se caracteriza por una mínima de la salinidad (34.56-34.58‰) en la profundidad de 900 m., donde la temperatura acusa 5°C. La mínimo de oxígeno con valores inferiores a 0.25 ml/L se encuentran entre las profundidades de 400-700 m. El espesor de esta capa deficiente en oxígeno disuelto aumenta desde unos 250 m. en el sur a más de 600 m. en el norte.

- (3) **El afloramiento.** La temperatura relativamente baja para la región, la salinidad más alta, el alto contenido de fosfato y bajo contenido de oxígeno que caracterizan algunas de las áreas situadas frente a Costa Rica indican que allí se desarrollan procesos de afloramiento; ellos conducen a las mayores anomalías observadas en la distribución de las propiedades en la superficie del Domo de Costa Rica.

Wyrski (1964, p. 369) estableció que el afloramiento en el Domo de Costa Rica es un efecto del cambio que se opera en la dirección de flujo de partes de la Contracorriente No-recuatorial. Al virar hacia el norte, el cambio de orientación lleva las aguas al cruce de varias isobaras y provoca afloramiento a lo largo del margen izquierdo del flujo ciclónico.

Las aguas que afloran desde profundidades de 75-200 m., donde la temperatura es de 12° a 14°C y la salinidad baja, llevan importantes cantidades de nutrimentos vegetales hacia la superficie. La velocidad promedio de ascenso de las aguas en la región del domo de Costa Rica es de unos 10⁴ cm/seg. aproximadamente. El monto de las aguas afloradas es de unos 7 × 10¹⁹ cm/seg., o sea mucho menor que el correspondiente a las aguas que asciende frente a las costas del Perú. Sin embargo sus efectos resultan importantes para la distribución de las propiedades de estas aguas y la productividad de toda la región.

- (4) **La permanencia del Domo de Costa Rica.** Observaciones efectuadas en el curso de 8 cruceros oceanográficos que cruzaron el Domo de Costa Rica entre mayo de 1952 y febrero de 1960 conjuntamente con los datos hidrográficos obtenidos en la región permitieron establecer que el Domo mantiene su posición dentro de unos 200 Km. El centro del Domo oscila en 1° aproximadamente (Wyrtki, 1964, p. 369). El Domo experimenta considerables fluctuaciones en su estructura y circulación, especialmente cuando la Contracorriente Norecuatorial cambia su dirección y posición.

b) **La circulación horizontal en la región del Domo.** La estructura hidrográfica de las aguas indica que en la región del Domo de Costa Rica y sus alrededores la circulación horizontal en la superficie difiere mucho de la existente debajo de la profundidad de 50 m. Esta conclusión se comprobó por medio de las topografías geopotenciales de la superficie del mar y de las superficies de 50, 100, 200 y 300 decibares con respecto a la de 1000 decibares.

Alrededor del Domo de Costa Rica se desarrolla una circulación ciclónica, en la cual interviene la Contracorriente Norecuatorial y partes de la Corriente Norecuatorial. La primera se encuentra al sur del Domo, donde fluye hacia el este; la segunda está al norte del Domo, corriendo hacia el oeste. Existe, además, la Corriente Costera de Costa Rica que fluye hacia el norte y noroeste y traslada parte de sus aguas hacia la Corriente Norecuatorial, forma de este modo, la unión directa entre ambas corrientes zonales.

La corriente que llega desde el oeste y suroeste penetra en la región del Domo por el sur y avanza hacia el norte y noroeste, transportando parte de las aguas de baja salinidad, acumuladas frente a Panamá y Costa Rica. Representa a la vez el terminal norteño de la Contracorriente Norecuatorial y el flujo que recibe aguas del área de Panamá y Costa Rica; recibe el nombre de Corriente Costera de Costa Rica. Trátase de una corriente marginal relativamente pequeña que traslada aguas de una corriente zonal a la otra por el lado extremo oriental del Pacífico Oriental Tropical. Mientras se traslada hacia el norte por el este del meridiano de 89°W, tiene en su margen izquierdo un remolino, alrededor del cual se desarrolla la circulación ciclónica; éste es el Domo.

La circulación es más lenta hacia la profundidad y la Corriente Costera aparece cada vez más débil que en la superficie. La discontinuidad existente entre las profundidades de 10-50 m. desplaza el cen-

tro del Domo hacia el norte, encontrándose éste en la profundidad de 50 m. sobre la latitud de 10°N y longitud de 88°W. La circulación mantiene estas características también en la profundidad de 100 m., mientras que en 200 m. aparece ya dominada por el remolino.

La velocidad promedio de la corriente es de 43 cm/seg. en la superficie, pero alcanza más del doble de este valor en el centro del movimiento ciclónico. La velocidad disminuye rápidamente hacia la profundidad.

El transporte total es de 7.2 millones de m³/seg. a la entrada en la región del Domo, concentrándose dentro del estrato de 0-150 m. cerca de la latitud de 9°N, el transporte es de 16,7 millones de m³/seg., profundizándose hasta 400 m. Entre 10°N y 10°30'N y 88°W-89°W, es decir ya en el norte del Domo, el transporte es de unos 20 millones de m³/seg., apareciendo concentrado entre la superficie y la profundidad de 400 m.

Podemos afirmar, por lo tanto, que el Domo de Costa Rica es una característica permanente de la región y que está situado en el margen de una elevación de la topografía de la termoclina tropical; esta termoclina asciende hasta 10 m. de la superficie, tomando la forma típica de una cúpula.

En la superficie, el Domo de Costa Rica aparece como un área con temperatura algo más baja que la zona circundante, con salinidad más elevada, pero con saturación reducida de oxígeno disuelto, mientras que el contenido de nutrimentos vegetales es más elevado, todo lo cual indica que se trata de un afloramiento.

La circulación es ciclónica con un transporte circular del orden de unos 20 millones de m³/seg. en el Domo. Esta circulación no parece estable. Las fluctuaciones en la fuerza y transporte de la Contracorriente Norecuatorial tienen efectos sobre la Corriente de Costa Rica, provocando la separación del o de los remolinos que se forman en el margen izquierdo de esta Corriente Costera. Se supone Wyrтки, (1964, p. 365) que cada fluctuación en el transporte de la Contracorriente Norecuatorial lleva a la formación de un remolino grande que se separa cerca del Domo de Costa Rica donde termina esta Contracorriente. De este modo, el Domo es la parte terminal de la topografía dinámica que separa la Contracorriente Norecuatorial de la Corriente Norecuatorial.

c) **Papel e importancia.** El Domo de Costa Rica desempeña papel importante por contribuir a la mezcla en gran escala de las aguas aportadas por la Contracorriente Norecuatorial con las aguas que ascienden hacia la superficie.

El flujo ciclónico de las aguas alrededor del Domo lleva al afloramiento y este proceso de ascenso de las aguas tiene efectos beneficiosos para la productividad del área. •

d) **Referencias.** Cromwell y Bennett (1959), Wyrтки y Broenkow (1965).

9. Corrientes en la región de Panamá

La Ensenada de Panamá, situada entre el istmo de Panamá (Lat. 9°N) y Punta Santa Elena (2°S). se extiende hacia el oeste de

las costas de Panamá, Colombia y Ecuador hasta la longitud de 81°W. En la región de esta Ensenada hay contrastes estacionales que se ponen de manifiesto durante el traslado de la Convergencia Intertropical.

Los datos básicos para la circulación en esta región fueron reunidos por la expedición ASKOY del 9 de febrero al 26 de mayo de 1941 y por el Servicio Hidrográfico de la Marina de los Estados Unidos durante un programa de estudio de las corrientes aplicado de agosto a octubre de 1958. Otros datos valiosos para las corrientes horizontales y de marea de la región de Panamá fueron aportados por Fleming (1938), Cromwell y Bennett (1959), Schaefer, Bishop y Howard (1958), Forsherg (1963) y Bennett (1965). La totalidad de la información disponible no resulta suficiente para aplicar nuestro esquema original a su descripción, a pesar de que las corrientes de Panamá aparecen representadas en numerosas cartas.

De conformidad con los estudios realizados hasta el presente, en enero, febrero y marzo, mientras la Convergencia Intertropical está más al sur, los vientos soplan desde la costa, provocando afloramiento. La región tiene, entonces su temporada seca. En julio-agosto y setiembre, la Convergencia está en su posición más norteña y predominan los vientos del sudoeste, pero son débiles, especialmente cerca del Ecuador; la región tiene, entonces, su temporada húmeda.

Los cambios en el régimen de los vientos provocan modificaciones (1) en la distribución de las propiedades de las aguas y (2) en el flujo de las corrientes locales.

En lo que respecta a la distribución de las propiedades de las aguas, se observa que la temperatura en la superficie del mar alcanza de 26°C a 28°C y la salinidad de 34.0 a 35.3 ‰; en el Golfo de Panamá existen temperaturas más bajas debido al afloramiento local. Estas temperaturas relativamente bajas desaparecen en agosto, mientras que las salinidades resultan inferiores a 33 ‰ en las aguas superficiales.

En la Ensenada de Panamá, la circulación superficial se desarrolla en dirección contraria al movimiento de las agujas del reloj. Las corrientes de superficie que fluyen en el Golfo de Panamá pertenecen al sistema de las corrientes del Colombia. Generalmente se distinguen 2 corrientes: una continua que se traslada hacia el norte y otra que fluye hacia el oeste; además, existen las corrientes de marea.

a) La "Corriente de Colombia". Al presentar las observaciones oceanográficas hechas en la Ensenada de Panamá por la Expedición ASKOY, Wooster (1959) propuso dar el nombre de "Corrientes de Colombia" a la Corriente de superficie existente frente a las costas del país del mismo nombre que aparece también en las cartas representando las corrientes de superficies promedias.

Esta corriente es superficial y fluye desde el Cabo San Lorenzo (1°S, 80°50'W) hacia el norte del Cabo de San Francisco durante todo el año, contorneando la costa del Golfo de Panamá.

Origen. La Corriente de Colombia tiene origen local, aunque parte de las aguas que traslada hacia el norte pertenece al Sistema Ecuatorial

Anchura. Frente a la costa de Colombia, la anchura de esta corriente es inferior a 200 Km. Más al norte, pasa de los 200 Km.

Velocidad. La velocidad media de esta corriente es de 25 cm/seg. Las oscilaciones se efectúan entre 24 y 36 millas por día.

Dirección. En el Golfo de Panamá, la Corriente de Colombia sigue la orientación de la costa y efectúa un circuito completo.

b) **La Corriente de Panamá.** Los alisios de NE cruzan el istmo de Panamá durante el invierno, extendiéndose hacia el Ecuador. Mientras soplan, dan origen a una corriente superficial bastante fuerte y estable conocida bajo el nombre de "Corriente de Panamá". Ella fluye hacia el oeste con fuerza variable, cruza el límite occidental de la Ensenada de Panamá y se dirige, luego hacia el sur, trasladándose entre la costa del Continente y la isla Taboga.

Su traslado es la causa del afloramiento de aguas frías que se desarrolla en el Golfo de Panamá a cierta distancia de la costa. Los procesos de afloramiento no son continuos, debido a lo cual existen variaciones en la fertilidad y amplias fluctuaciones en la productividad de las masas de agua, en cuyo seno se desarrollan.

c) **Las corrientes de marea** de la región de Panamá tienen las siguientes características sobresalientes:

- (1) son del tipo semi-diurno, asociadas a una onda estacionaria, como las que existen a lo largo de la costa occidental de América Central.
- (2) La amplitud de las mareas varía en el Golfo entre 1.5 y 6.7 m; el valor más elevado se registra durante las sicigias de primavera. La amplitud disminuye desde la Bahía de Panamá hacia la entrada en el Golfo del mismo nombre.
- (3) La dirección general de la Corriente de Marea es paralela con el eje del Canal de Panamá, pero suele variar ampliamente entre la isla Taboga y las islas Otoque.
- (4) La velocidad máxima de esta corriente se de unos 0.6 nudos
- (5) La fase de la Corriente de marea es pequeña; su determinación requiere de nuevos estudios (según **Bennet**, 1965, p. 420).

d) **Papel e importancia.** El conjunto de las corrientes oceánicas y de marea existentes en la región de Panamá ejerce una influencia favorable sobre el desarrollo de los manglares en la costa y de las especies que sirven como fuentes de recursos pesqueros en la región. Entre ellos cabe destacar a los langostinos, cuya pesquería fué iniciada en 1949 y continuada desde entonces con éxito variable.

Las corrientes subsuperficiales que fluyen en la región de Panamá transportan aguas hacia el exterior de la Ensenada, por lo cual revisten gran importancia para el sostenimiento de la productividad de la región.

e) **Referencias.** U. S. Navy Hydrographic Office (1938), **Fleming**, (1938), **Schaefer, Bishop y Howar** (1958), **Cromwell y Bennett** (1938), **Forsbergh** (1963), **Bennett**, (1965).

10. La participación de las corrientes y contracorrientes ecuatoriales en la circulación anticiclónica de cada hemisferio

Todas las corrientes y contracorrientes, sean ellas superficiales o subsuperficiales, obedecen a la ley natural de la continuidad. Sus aguas forman parte de grandes movimientos cerrados. Los movimientos de traslado de las aguas contribuyen al transporte total de masa. Es así que en la zona ecuatorial del océano Pacífico, los alisios impulsan las aguas de las dos mayores corrientes superficiales hacia el oeste, mientras que los vientos del oeste impulsan las aguas centrales de las latitudes medias hacia el este. Entre las corrientes superficiales de la zona ecuatorial y el movimiento horizontal de las aguas oceánicas de la zona central de cada hemisferio hay unión para el mantenimiento del equilibrio y ella se realiza mediante las corrientes marginales. De este modo se forman los grandes movimientos anticiclónicos, cerrados, en los dos hemisferios.

La participación de las corrientes ecuatoriales de la superficie en la circulación anticiclónica es muy evidente y, a la vez lógica. La corriente Norecuatorial permanece siempre en el hemisferio Norte, fluyendo hacia el oeste; pero, al llegar a las islas Filipinas, se divide; parte de sus aguas vira hacia el sur y alimenta la Contracorriente Norecuatorial, la parte mayor de las aguas tuerce hacia el norte, dando origen a la Kuroshío y participa, de este modo, en el gran remolino de las aguas del Pacífico Norte, en cuyo lado oriental fluye la corriente de California que vierte sus aguas en la Corriente Norecuatorial por el este. Este es el anticiclón subtropical del hemisferio Norte.

En forma análoga, el anticiclón del hemisferio sur recibe sus aguas de la corriente Surecuatorial y de la región subtropical central del Pacífico Sur. La corriente Surecuatorial cruza todo el Pacífico del este al oeste, fluyendo por ambos lados del Ecuador. En el extremo occidental de su recorrido, parte de sus aguas vira hacia el norte para alimentar a la Contracorriente Norecuatorial y otra parte, de mayor volumen, tuerce hacia el sur, dando origen a la corriente de Australia Oriental y con ella al gran movimiento anticiclónico subtropical de las aguas del Pacífico Sur. Este movimiento se cierra en el lado oriental, al oeste de las islas Galápagos, al incorporarse las aguas de la corriente del Perú a la corriente Surecuatorial.

Menos clara se presenta la imagen de la participación de las corrientes y contracorrientes subsuperficiales en la circulación anticiclónica. Se admite, por ejemplo, que la Contracorriente Subsuperficial ecuatorial, llamada de Cromwell, interviene con parte de sus aguas en la alimentación de la Contracorriente Subsuperficial Perú-Chile, mientras que la parte restante se incorpora a la Corriente Surecuatorial.

Las informaciones sobre el transporte de aguas en las profundidades mayores del Pacífico son escasas. No obstante, se admite que los movimientos de las aguas profundas contribuyen a los transportes totales de masa con cantidades similares a las de las corrientes superficiales. Igualmente se sabe que, debido al efecto de la estratificación, las corrientes oceánicas tienen espesor limitado, siendo acompañadas, frecuentemente, por flujo subsuperficial en dirección diferente y aún opuesta Wyrski, (1964 p. 47).

Algunos autores trataron de encontrar una expresión matemática para los volúmenes de agua transportados por las corrientes mayores de la zona ecuatorial y zona subtropical. Entre ellos se destacan **Sverdrup** (1947) y **Wyrtki** (1963, 1964 y 1965).

Sverdrup trató de establecer el transporte total de masa en el Pacífico y dió la ecuación para el transporte de masa, en la cual ésta es independiente de la naturaleza de las variaciones de la fricción vertical con la profundidad. **Wyrtki** (1963, 1964) aplicó la teoría de **Sverdrup** al cálculo del transporte total de masa en el Pacífico Oriental, incluyendo la distribución observada de las densidades y comparó los resultados teóricos con las mayores corrientes existente en la capa superficial. Ambos oceanógrafos confeccionaron "cartas de transportes", (trimestrales o bimesuales) indicando en ellas los valores numéricos para cada corriente.

Una de estas cartas, presentada en el tratado "The Oceans" (1942) representa el transporte de agua en millones de metros cúbicos/seg. en la capa de 0-1500 m. y la dirección de las corrientes en el Pacífico Norte y Ecuatorial. La otra, dada por **Wyrtki** (1964) indica el transporte en la zona ecuatorial del Pacífico Oriental.

De acuerdo con estos datos, el transporte total se presenta por zonas como sigue:

En la zona ecuatorial. La Contracorriente Norecuatorial transporta hacia el este unos 15 millones de toneladas de agua por segundo; la Contracorriente subsuperficial Ecuatorial traslada 35 millones de toneladas por segundo, ambos transportando 50 millones de toneladas /segundo.

La corriente Norecuatorial traslada hacia el oeste unos 27 millones de toneladas/segundo formada por 12 millones de toneladas por segundo, aportada por la corriente de California, 10 millones de tons/seg. por la Contracorriente Norecuatorial y 5 millones de tons/seg. por la Contracorriente Subsuperficial Ecuatorial.

La Corriente Surecuatorial traslada igualmente hacia el oeste unos 34 millones de toneladas/segundo, cantidad a la cual contribuyen: la Contracorriente subsuperficial Ecuatorial con 10 millones de m^3 /seg., la corriente costera del Perú con otros 10 millones de m^3 /seg., y la corriente oceánica del Perú con unos 14 millones de m^3 .

En la zona subtropical. Hay transporte total de masa hacia el oeste; el límite sur de este flujo se encuentra en $42^\circ S$ durante el verano y en $23^\circ S$ en el invierno; pero frente a Chile, el flujo es hacia el norte.

El movimiento anticiclónico de las aguas se desarrolla en el Pacífico Sur en forma desigual durante las sucesivas estaciones del año; es más intenso en el verano (con 30 millones de toneladas/seg.) y más débil en el otoño (con 15 millones de toneladas/seg.). Además, cabe recalcar que el anticiclón tiene posición oscilante. Su centro está en la latitud de $42^\circ S$ en los meses de verano del hemisferio sur (diciembre, enero y febrero) y en la latitud de $23^\circ S$ en los meses de invierno (junio-agosto). Ello indica que se efectúa una oscilación longitudinal de la posición del anticiclón y ella tiene profundos efectos sobre las corrientes oceánicas de la región y sus límites sur y norte.

Cuadro N° 4

representando el transporte de aguas en millones de toneladas/seg. de las diferentes corrientes y contracorrientes de la zona ecuatorial del Pacífico

Corrientes en el Pacífico	Volumen transportado	
	hacia el este	hacia el oeste
Corriente Norecuatorial	—	27
Corriente Surecuatorial	—	34
Contracorriente Norecuatorial	15	—
Contracorriente Surecuatorial	—	—
Contra corriente Subsuperficial Ecuatorial	35	—
	50	61

Al tener presente los volúmenes de agua correspondiente a cada corriente ecuatorial establecemos que la participación de las corrientes y contracorrientes de la zona ecuatorial del Pacífico en el movimiento anticiclónico de las aguas es muy importante en ambos hemisferios. Variaciones en la intensidad de la circulación y traslados en la posición de las características principales de la región del anticiclón llevan a diferencias en el volumen de las aguas que se trasladan durante cada mes de las sucesivas estaciones del año. Su conocimiento podrá facilitarnos la explicación de los frecuentes cambios que se registran en el régimen de los sistemas de corrientes marginales y en los resultados de las diferentes pesquerías. Para obtener este conocimiento queda todavía mucho por investigar en el mar. Es posible que el análisis de los datos obtenidos con satélites ayude a interpretar en escala global las variaciones observadas en el océano.

Después de esta presentación de las corrientes de la zona ecuatorial y su participación en la circulación anticiclónica, nos queda por conocer las características de las corrientes oceánicas del Pacífico en cada hemisferio.

CAPITULO X

SISTEMAS DE CORRIENTES EN EL PACIFICO NORTE

1. Generalidades sobre los sistemas de corrientes en las regiones Subtropical y Subártica del Pacífico.— 2. El Sistema de la Corriente de Kuroshío.— 3. La deriva de las aguas o Corrientes del Pacífico Norte.— 4. El Sistema de Corrientes de California.— 5. Las corrientes oceánicas en la región Subártica del Pacífico.— 6. Las corrientes en el estrecho de Bering

1. Generalidades sobre los sistemas de corrientes en las regiones Subtropical y Subártica del Pacífico.

Las observaciones oceanográficas de carácter internacional y la gran cantidad de datos reunidos durante el Año Geofísico Internacional 1957/58 demostraron que en el Pacífico Norte existen varios sistemas de corrientes, conectados entre sí.

Las mayores corrientes componentes de estos sistemas y sus propiedades físicas, químicas y biológicas fueron presentadas en el Atlas "NORPAC" (1955) y con anterioridad en la carta de corrientes confeccionadas por Schott (1942).

Las características propias de cada sistema de corrientes se conocen parcialmente merced a los estudios publicados hasta el presente. Decimos "parcialmente", porque los estudios se concentraron en el próximo pasado principalmente sobre el sistema de la Corriente de Kuroshío y el sistema de la Corriente de California, mientras que las investigaciones sobre los demás sistemas del Pacífico Norte dejan aun mucho que desear.

En las páginas siguientes presentamos conocimientos sobre los siguientes sistemas de corrientes del Pacífico Norte:

El Sistema de la Corriente de Kuroshío.

La deriva de las aguas del Pacífico Norte

El Sistema de Corrientes de California.

Las corrientes oceánicas en la región Subártica del Pacífico y

Las corrientes en el estrecho de Bering.

2. El Sistema de la Corriente de Kuroshío

En el lado occidental del Pacífico Norte existen un complejo sistema de corrientes que consiste de varios ramales, remolinos y contracorrientes; baña diferentes mares situados frente a Asia y tiene por

tronco a la Kuroshío, una de las mayores corrientes oceánicas cálidas del mundo, conocida desde hace siglos por los pescadores y navegantes de las región.

Su nombre es japonés y está compuesto de 2 partes: **Kuro** que significa negra y se atribuye al color del mar y **shío** que quiere decir corriente.

a) **Antecedentes.** Esta corriente apareció por vez primera en un mapa geográfico en el siglo XVII (**Varenius**, 1950). el capitán **King** estimó su velocidad en unos 1-3 nudos en el informe publicado en 1784. Japoneses la describieron entre 1800 y 1805.

Berghaus (1837) la llamó "Corriente del Japón" en vez de Kuroshío, pero este cambio de nombre no prosperó.

La investigación científica de esta corriente oceánica se inició en 1893, cuando fueron lanzadas al agua frascos para observar la dirección y velocidad del flujo de las aguas. Unos 20 años más tarde, se dio comienzo a las observaciones regulares sobre la corriente (**Kitahara**, 1913). Ellas alcanzaron importancia desde 1918 en adelante, al ser incluidas en el programa de observaciones del Servicio Hidrográfico del Japón. Después de 1962 se creó una comisión de estudio de esta corriente bajo los auspicios de la UNESCO.

En la actualidad, se le acuerda a la Kuroshío y su hidroclima el mismo papel en el Pacífico Norte que a la Corriente del Golfo en el Atlántico Norte.

b) **Descripción.** Kuroshío es una corriente marginal bien definida con flujo fuerte y concentrado que tiene la forma de una banda y traslada aguas tropicales cálidas desde Formosa hacia el límite norte de la región subtropical, pasando a cierta distancia frente a la costa sureste del Japón. Suele estar acompañada por fuertes gradientes horizontales de la temperatura que indican la presencia de frentes oceánicas.

Origen. Esta corriente no es una simple extensión hacia el norte de la Corriente Norecuatorial, porque nace en la región situada al sureste de la isla Formosa y este de Luzón, recibiendo aguas de dicha corriente.

Posición. La Corriente de Kuroshío fluye hacia el norte, bordeando prácticamente las islas del Japón, pero entre 34°N-36°N traslada sus aguas en pleno océano por una distancia de 1600 millas náuticas hasta la longitud de 175°E, recibiendo en este tramo de su recorrido el nombre de "Extensión de la Kuroshío".

Fronteras. La Kuroshío suele estar acompañada en su borde orientado hacia el océano por gradientes de la densidad que forman una "frontera oceánica". Ella la separa de la masa de agua central del Pacífico Norte (agua subtropical del Pacífico Central- según **Sverdrup**, 1942). Al este está la Contracorriente de Kuroshío. Pero la posición de esta frontera cambia en el espacio con el aumento o disminución de la velocidad y del transporte de la corriente principal.

Además, las fronteras de la Kuroshío se modifican, también, durante las ondulaciones que experimenta esta corriente, pudiendo éstas ser de 80 a 240 millas náuticas. Ellas alcanzan mayor importancia en las temporadas en que la corriente principal retrocede hacia el sur.

Anchura. La Corriente de Kuroshío tiene dimensiones variables. En el verano puede alcanzar una anchura de unas 300 millas náuticas; ella disminuye frente a las costas orientales de las islas Riu-Kiu. Entre las latitudes de 30°N y 35°N, la corriente se abre paulatinamente hacia el este y alcanza una anchura de 80 millas, mientras que el núcleo de la corriente sólo tiene una anchura de 30 millas. Esta disminuye en todas las áreas en que se desprenden ramales de la corriente principal. Este es el caso, en el invierno, cuando un ramal de Kuroshío pasa por el Estrecho de Luzón y penetra en el mar de China del Sur, donde se subdivide a su vez. En el verano, un ramal de Kuroshío, caracterizado por su baja salinidad, sale por el mismo estrecho para fluir hacia el norte

Espesor. En el área en que se origina, al sureste de Formosa, la Kuroshío tiene un espesor de 200 a 400 metros. En la parte principal de la corriente plenamente desarrollada, el espesor es de unos 400 m. aproximadamente. El núcleo de la Corriente está en 200 m, aproximadamente, a lo largo de la isoterma de 15°C.

Estructura. La distribución vertical de la temperatura, salinidad y densidad y del oxígeno disuelto en la región de la Corriente Kuroshío muestra que la estructura de la Corriente tiene unos 400 m. Debajo de las aguas de esta Corriente está el agua intermedia, menos salada (34.0 a 34.3‰, pero más fría (6°C a 8°C) que el agua de la Kuroshío. El agua profunda está entre 1000 y 3000 m. y tiene salinidad de 34.5‰ y temperatura de 3° a 5°C. El agua de fondo acusa 34.7‰ y temperatura de 1°C a 2°C.

Velocidad. Las primeras observaciones sobre la velocidad de la corriente de Kuroshío fueron hechas por **James Cook** durante su expedición alrededor del mundo (1776-1780), pero recién en 1784 fueron publicadas. De ellas se desprende que la velocidad es de 1 a 3 nudos.

El flujo de la Corriente cálida de Kuroshío varía en el espacio y en el tiempo, en realidad, entre 1 y 5 nudos, en relación con cambios en el campo de la presión atmosférica. En su área de origen tiene sólo 2 nudos. La velocidad máxima en su eje es proporcional al gradiente térmico vertical de la columna de agua entre 0-200 m.

En el verano alcanza velocidades de 24 a 36 millas náuticas/ 24 horas que aumentan a 36-48 millas/24 horas frente al lado oriental de las islas Riu-Kiu; entre 30°N y 35°N, llegan a 48-56 millas náuticas/24 hora. Frente a la Península Boso, en la latitud de 36°N, al virar hacia el este, la velocidad de la corriente comienza a disminuir de unas 50 millas náuticas/día a unas 24 millas/día.

Uda (1965) presentó tablas de velocidades por nudos para la Kuroshío y sus ramales abarcando los meses de febrero, mayo, agosto y noviembre de los años 1955 a 1963 y para cada grado de longitud. De ellas se desprende que las velocidades medias multianuales oscilan en el eje de esta corriente entre 1.8 y 3.4 nudos. En general, puede establecerse que la fuerza de esta corriente experimenta cambios estacionales y anuales y acusa grandes anomalías en ciertos años.

La corriente se debilita a medida que se desprenden ramales y avanza hacia el noreste. Cuando se debilita, su eje retrocede y ello ofre-

ce a la corriente fría de Oyashío la posibilidad de avanzar hacia el sur más que de costumbre. Cuando se intensifica el flujo, la Kuroshío avanza hacia el noroeste y su flujo más vigoroso provoca una mayor extensión hacia el norte de las aguas superficiales cálidas.

Dirección. La Kuroshío fluye a lo largo de la zona frontal de la masa de agua subtropical del Pacífico Central que ejecuta un movimiento giratorio en el espacio. En los años con condiciones normales, el flujo de la corriente se desarrolla en el mar oriental de China, pasando entre la isla Formosa y la isla Ishigasakijima; se acerca, luego, a la parte meridional del Japón y fluye luego hacia el este entre 36°N y 37°N; su eje tiene forma ondulante. Allí se aleja de la costa del Japón

En los años en que predominan las condiciones anómalas, el eje de la corriente permanece mucho más al sur (entre 35°N y 36°N), al mismo tiempo, las aguas frías de Oyashío procedentes del norte, con siguen realizar una intrusión en la región costera del Japón.

Transporte. Generalmente, el volumen del agua transportado por la Kuroshío crece del sur al norte, dado que a medida que se traslada hacia el norte obtiene aguas del gran remolino que está a su derecha y de los mares costeros situados a su izquierda. Los autores que estudiaron este aspecto de la Kuroshío admiten que el volumen transportado varía entre 30 y 50 × 10⁶ m³/seg. (véase Wüst, 1936; Masuzawa, 1954 y Uda, 1965).

Ramales. Del tronco de Kuroshío se desprende un ramal cálido que cruza el estrecho de Luzon y penetra en el mar de China por el sur, dividiéndose allí. Al llegar al sur del Japón, la Kuroshío da un ramal de nominado "Corriente Tsushima" y de ella nace un ramal secundario llamado "Corriente de Corea". Frente a Honshu, la Corriente Kuroshío da ramales hacia el este y sur. Estas tuercen hacia el suroeste, dando origen a la Contracorriente de Kuroshío.

Trátase (según Uda, 1965 p. 103) de una "Corriente de Retorno" que se dirige hacia las islas Riu-Kiu y Formosa, fluyendo con velocidades de unas 15 millas por día.

Otra parte de las aguas de Kuroshío continúa su flujo hacia el este y, si bien no llegan hasta la costa occidental de Norteamérica, su presencia puede establecerse hasta las islas Hawaii por la temperatura más alta que preservan.

En el flanco norteño, las aguas cálidas de la Kuroshío confluyen con las aguas frías de la Oyashío y de la mezcla entre ambas surgen las aguas subárticas del Pacífico Norte. Ellas se trasladan hacia el este e intervienen en el movimiento ciclónico del Pacífico Norte.

En su parte central, las aguas de la extensión oriental de la Kuroshío fluyen hacia el este por más de 1000 millas, esparciéndose en remolinos y ramales orientados hacia el sur y sureste

Características. Las aguas de la corriente principal de Kuroshío tienen transparencia limitada a 25-40 m. La salinidad es inferior al promedio del Pacífico 34.9‰, no obstante de las cuales es alta para la zona que cruza, siendo superior a 34.5‰; en el núcleo de la Corriente, la salinidad está normalmente entre 34.8‰ y 35.1‰.

Las aguas de la corriente de Kuroshío acusan temperaturas superiores a 20°C en la capa de 0 a 100 m. y temperaturas más altas que 15°C en la capa inferior a 100 m. En la superficie se registran temperaturas de 22° a 26°C, pero se han observado amplias variaciones estacionales debido a los monzones fríos de invierno.

El contenido de oxígeno disuelto es de unos 5 a 5.5 cm³/L.

Todas estas propiedades de la Corriente Kuroshío se modifican con la distancia recorrida, a medida que se le agregan aguas costeras procedentes de diferentes mares con las cuales se mezcla (Uda, 1965 p. 94).

Recapitulación. Al recapitular los principales datos sobre la base de los valores presentados por Wüst (1936) y Defant (1961, p. 570), se obtiene el siguiente cuadro:

Cuadro N° 5

Representando la anchura en Km. dirección, velocidad, temperatura y salinidad de la corriente llamada Kuroshío para diferentes tramos de su recorrido

Tramo de la Corriente	Anchura en Km.	Dirección	Velocidad millas n. por 24 h.	Temperatura °C	Salinidad ‰
23° — 24° N	300	N al E	51 — 77	22° — 28°	34.8-35.1
27° — 28° N	230	NE	77 — 103	„ „	„ „
31° — 33° N	150	NE	100 — 120	„ „	„ „
En 36° N	150	E	51 — 100	„ „	„ „

Papel e importancia. A medida que se trasladan hacia el norte, las aguas de la Kuroshío pierden parte de su calor; no obstante de la cual conservan una temperatura suficientemente alta para tener efecto benigno sobre las condiciones generales de la región. Es así que las islas sureñas del Japón que están bajo el efecto de las aguas cálidas de esta corriente adquieren un clima casi tropical. Mientras tanto, las islas norteñas del país respectivo que están bajo la influencia de las corrientes frías de Oyashio y Sakhalin tienen carácter ártico.

Referencias. Schott (1935), Wüst (1936) Uda (1940, 1955, 1963 y 1965) Hayami (1955), Masuzawa (1955, 1960). Fukuoka (1958), Moriyasu (1958) y Defant (1961).

3. La deriva de las aguas o Corrientes del Pacífico Norte

Las aguas de la Corriente Oyashio y las de la Kuroshío fluyen lado a lado y lentamente del oeste al este, cruzando el Pacífico. En este traslado desde Asia hasta la región situada frente a América del Norte que dura 2 años, las aguas de ambas corrientes pierden sus caracterís-

ticas iniciales y por adición de otras aguas se ensanchan progresivamente. Desde el meridiano de 138°W hacia el este, reciben el nombre de Corriente del Pacífico Norte.

En realidad, se trata del movimiento de las aguas superficiales bajo el impulso que reciben de los vientos del oeste. Su velocidad es de 0.50 mi.n/h.

Esta corriente tiene sus orígenes al este del área de confluencia de las dos corrientes mencionadas y su terminal frente a la costa de América del Norte, donde se subdivide en dos ramales: uno que se dirige hacia el norte, frente al estado de Washington, y forma la Corriente de Alaska; otro que se orienta hacia el sur como Corriente de California. Este ramal establece la unión con la Corriente Norecuatorial, por lo cual le acordamos nuestra atención en las líneas siguientes.

4. El sistema de corrientes de California

Frente a California existe una "región de transición" entre la zona de los bramadores en el norte y la zona ecuatorial en el sur. En ella desarrolla su flujo el sistema de Corrientes de California, el cual incluye a la "Corriente de California", la "Contracorriente Submarina" y la "Contracorriente de Davidson".

a) **Antecedentes.** Una de las regiones en que las corrientes oceánicas fueron estudiadas con mayor dedicación es la situada frente a California. La serie de los estudios científicos de estas corrientes la inició Thorade (1909), y fué proseguida con mayor entusiasmo entre 1931-1941. Sverdrup y Fleming (1941), Tibby (1941) y otros aportaron valiosos conocimientos al problema de la circulación de la región. A estos esfuerzos se agregaron más tarde los de Wooster y Cromwell (1958), Reid (1961), Roden (1962), Wyrтки (1965) y otros. Es merced a esta labor intelectual, completada en 1958 y 1959 por una serie de mediciones directas, que el sistema de las corrientes de California figura hoy entre los que mejor se conocen en el mundo. A pesar de ello, los conocimientos tenían grandes lagunas todavía, en 1966.

b) **La Corriente de California** es la mayor de las corrientes marginales del Pacífico Nororiental; allá fluye hacia el sur en reemplazo de las aguas que se desplazan hacia el oeste bajo el impulso de los alisios del NE. La corriente recibe también las aguas más frías que afloran frente a las costas de California, especialmente en el curso del verano.

Origen. Poco antes de llegar a la costa americana, la Corriente del Pacífico Norte se subdivide en dos ramales: uno se dirige hacia el norte dando origen a la Corriente de Alaska y la otra se orienta hacia el sur, formando la Corriente de California. Trátase de una "Corriente periférica" del Pacífico Norte que transporta aguas relativamente frías hacia el sur.

Recorrido. Esta Corriente fluye frente a la costa Occidental de América del Norte con dirección general hacia el sureste desde la latitud de 48°N hasta 23°N aproximadamente.

En enero y febrero llega hasta 18°N y allí vira hacia el oeste, incorporándose luego a la Corriente Norecuatorial. De marzo a junio flu-

ye hacia el sur y una pequeña parte de sus aguas llega hasta 15°N. La mayor parte se dirige hacia el oeste en el extremo sur de Baja California. En julio y agosto fluye a cierta distancia de la costa. Luego, de agosto a diciembre, se debilita su movimiento y se desarrolla sólo mar afuera; toda la corriente tuerce hacia el oeste ya antes de llegar a la latitud de 20°N. En algunos años sólo llega hasta 25°N.

Fronteras. En el norte, el límite de la Corriente de California está en la latitud de 48°N; en el sur, su límite oscila entre 25°N y 15°N, según la estación del año. De hecho, el límite está en el área de encuentro de las aguas subárticas con las aguas ecuatoriales, oscilando con ellas.

La frontera occidental está representada por el límite entre el agua subártica y el agua del Pacífico del noroeste. De acuerdo con las observaciones del "Carnegie" en 1929, "Luisville" en 1936 y "Bushwell" en 1939, (citadas por Sverdrup, 1952, p. 201), este límite occidental de la Corriente de California está en la latitud de 32°S a unos 700 Km de la costa.

Anchura. La corriente de California es muy ancha, ya que no se hace distinción entre un ramal costero y otro oceánico, como en el caso de la Corriente del Perú.

Espesor. Es de aproximadamente 200 m. (entre 0-200 m.).

Velocidad. Las variaciones del viento en las sucesivas estaciones del año y de los procesos de afloramiento en el área costera introducen importantes cambios en las velocidades del flujo de la Corriente de California durante los distintos meses del año.

De febrero a junio, mientras fluye paralela a la costa de Baja California, la Corriente es fuerte y alcanza velocidades promedias de 0.3 nudos. En julio, cuando fluye a cierta distancia de la costa, su velocidad disminuye; de agosto a diciembre, se registran las velocidades más bajas.

En la zona en que la Corriente vira hacia el oeste, para ingresar en la Corriente Norecuatorial, las velocidades promedias se mantienen muy bajas, aunque casi uniformes de 0.3 nudos durante todo el año.

Dirección. La corriente es firme hacia el sur durante la primavera mientras fluye casi paralela a la costa y es muy variable de agosto a setiembre.

Las mayores variaciones en la dirección de esta corriente se registran frente a Baja California, especialmente donde vira hacia el oeste.

Transporte. A pesar de ser muy ancha, la Corriente de California transporta sólo unos 10 millones de m³/seg. entre la superficie y el nivel de los 1500 decibares.

Características. La corriente de California consiste de agua subártica, agua central y agua ecuatorial entremezcladas.

—**Salinidad.** Aguas de salinidad relativamente alta entran en la región de esta corriente en el verano (mayo a setiembre) y en el invierno (diciembre y enero).

- Temperatura.** La corriente tiene temperaturas relativamente bajas; a ello contribuye el afloramiento costero, el cual comienza en marzo y continua hasta julio. Las temperaturas de primavera resultan más bajas que las temperaturas de invierno en todas las áreas de intenso afloramiento. Desde estos focos se extienden hacia el sur lenguas de aguas frías, separadas entre sí por lenguas de aguas más cálidas que avanzan hacia la costa con dirección general hacia el norte.
- Remolinos.** En la región costera de la corriente se forman hacia fines del verano remolinos muy parecidos a los existentes en la región de la Corriente del Perú, relacionados con los focos de afloramiento y cada remolino presenta movimientos de agua hacia la costa y hacia mar afuera.

Papel e importancia. La Corriente de California parece una imagen de espejo de la Corriente del Perú. Ambas son corrientes marginales, ambas pertenecen a un giro anticiclónico de las aguas y ambas se dirigen hacia el ecuador, estando conectadas a las áreas de afloramiento costero. Lo que las distingue es la latitud en que se originan y la latitud en que incorporan sus aguas a una de las corrientes ecuatoriales.

Referencias. Thorade (1909), Tibby (1941), Sverdrup y Fleming (1941), Sverdrup (1952) Reid (1961), Wyrčki (1965), etc.

c) **La Contracorriente de Davidson.** Los autores norteamericanos mencionan en sus estudios la "Corriente de Davidson". Pero en realidad es una Contracorriente subsuperficial, porque fluye en dirección opuesta a la del alisio de NE y de la Corriente de California.

Origen. Al cesar el afloramiento costero en la región de California durante el otoño, se desarrolla una contracorriente en el flanco oriental de la Corriente de California; ella fluye hacia el norte durante el invierno.

Recorrido. La contracorriente de Davidson fluye del sur al norte dentro del área costera de California, alcanzando su mayor desarrollo en los meses de noviembre a enero, cuando aparece en la superficie.

Fronteras. El límite norte de la contracorriente de Davidson está en 48°N; el límite sur oscila entre amplios límites. Como límite norte fué indicado hasta hace poco la latitud de 48°N. Experimentos con frascos a la deriva, efectuados de junio de 1959 a octubre de 1963 frente a la costa de Oregon (E. U. A.) permitieron establecer que esta contracorriente avanza de octubre a marzo hasta 50°N.

Anchura. Es variable, pudiendo llegar a 165 millas náuticas.

Referencia. Burt y Wyatt (1964).

d) **La Contracorriente de California.** Durante la temperatura de los afloramientos se desarrolla frente a California una contracorriente subsuperficial. De acuerdo con algunos autores (Sverdrup, Johnson y Fleming, 1942, esta contracorriente sería una manifestación subsuperficial de la contracorriente más profunda que puede producirse sólo en determinadas estaciones, al debilitarse el viento.

Entre octubre de 1958 y enero de 1959 se efectuaron mediciones directas de corrientes de superficie y subsuperficiales a lo largo de la

costa de California Central. Se utilizaron "paracaídas" para establecer la trayectoria y velocidad del flujo de las aguas y por separado se calculó el flujo geostrofico sobre la base de las densidades (Reid, 1962, p. 134). Estos y otros estudios permitieron establecer una serie de datos sobre esta contracorriente de la región de California.

Recorrido. La contracorriente de California fluye por debajo de la profundidad de 200 m, cerca de la costa occidental de los Estados Unidos de Norte-América, trasladando aguas ecuatoriales hacia el norte por debajo de la corriente de California.

Fronteras. En noviembre y diciembre, está al norte de la latitud de 35°N. **Anchura.** Es de 40 a 50 millas náuticas en la latitud de 36°N.

Velocidad. De 0.5 nudos frente al Estado de Washington y 0.2 nudos frente a California.

Dirección. La Contracorriente alcanza su pleno desarrollo en enero (invierno del hemisferio norte); entonces, en la profundidad de 250 m., su flujo general es hacia el norte, hasta 100 millas de la costa; luego, hacia el noroeste. Este flujo presenta fluctuaciones casi periódicas con período diurno y semidiurno.

e) **La circulación en el Golfo de California y sus proximidades.** Nos queda por conocer (1) la circulación en el Golfo de California y (2) en sus proximidades para completar la imagen del movimiento de las aguas en esta parte del Pacífico Nororiental.

(1) **La Circulación en el Golfo de California** constituye una excepción con respecto a la circulación en el resto del océano entre las mismas latitudes.

La masa de agua en este golfo procede del Pacífico Ecuatorial y mantiene sus características debajo de la termoclina, mientras que en la capa superficial está modificada por una intensa evaporación y mezcla con agua traída por la corriente de California, cuyo efecto está limitado al área de Cabo San Lucas.

La circulación en el golfo y en sus proximidades es complicada. Las corrientes de marea son fuertes en el tercio noroccidental del golfo, donde alcanza velocidades de varios nudos, especialmente cerca de la desembocadura del río Colorado. La otra circulación se desarrolla por estaciones. En el **invierno**, las aguas superficiales, impulsadas por vientos del norte, salen del golfo, siendo reemplazadas por otras que penetran en ciertos niveles del golfo. Se tienen, por lo tanto, corrientes que fluyen en dirección opuesta, pero a distintos niveles. En el **verano**, la situación es inversa. Una corriente que fluye a lo largo de la costa de México hacia el norte penetra en julio en el golfo de California.

La velocidad de la corriente superficial (= hasta 50 metros) es de 7 m./seg. en el invierno y en la corriente profunda (hasta 1500) es de 0.3 cm/seg. Al este del meridiano de 110°W, donde la masa de agua se desplaza lentamente hacia el oeste y noroeste, las velocidades de las corrientes superficiales oscilan entre 5 cm/seg y 20 cm/seg. Al oeste del meridiano de 110°W, la corriente está orientada hacia el sur mientras corre al norte de la latitud de 20°S y hacia el oeste mientras fluye al sur de dicha latitud.

(2) **La circulación en la proximidad del golfo de California.** es afectada por el agua transportada hacia el sur por la corriente de California y por el agua que encuentra frente a México y América Central. La primera está caracterizada por baja temperatura, baja salinidad y un contenido de oxígeno disuelto relativamente alto. La segunda tiene temperatura muy alta en la superficie y un contenido muy bajo de oxígeno debajo de la termoclina. Entre ambas aguas de distintas características existe una región de transición bien marcada entre 17°N y 20°N. Este es el frente entre la Corriente de California y el agua superficial del Pacífico Oriental Tropical, el cual está entre 0-50 m. (Ver Griffiths, 1965).

5. Las corrientes oceánicas en la región subártica del Pacífico

Se define como "Pacífico subártico" a la región en que existe una haloclina bien marcada que separa una capa superior menos salada de una capa inferior más salada (Tully, 1965).

Las características subárticas se limitan a la capa superior y haloclina. La capa superior se extiende hasta la profundidad de 85 (± 75) m. a 33‰ de salinidad. La haloclina se extiende hasta la profundidad de 200 (± 50) m. y pone de manifiesto un aumento de la salinidad hasta $33.8 \pm 0.1\text{‰}$. En la capa inferior, la salinidad aumenta con la profundidad y estas características continúan desde el Subtrópico hasta el Subártico inclusive. La salinidad que permite identificar esta capa es $= 33.8 \pm 0.1\text{‰}$ (según Tully y Barber 1960).

La baja salinidad de la capa superior y haloclina es un efecto del exceso de la precipitación sobre la evaporación en toda esta región, ella desempeña papel importante en la circulación subártica.

En el Pacífico Subártico se desarrolla una circulación ciclónica bajo el impulso de los vientos, en la cual participan: (a) la Corriente de Alaska, (b) la Corriente de Oyashio, (c) la Corriente de Sakhalir y (d) la Corriente de las Aleutinas. Existen, además, otras corrientes que trasladan cantidades menores de aguas y no serán mencionadas en nuestra descripción.

En las páginas anteriores se ha visto que el agua cálida de Kuroshio y el agua fría de Oyashio que fluyen hacia el este al norte de 40°N como deriva del Pacífico Norte se dividen frente a América del Norte en dos ramales: uno que se dirige hacia el sur como Corriente de California y otro que vira hacia el norte como Corriente de Alaska; la primera fué descrita ya en párrafo 4; de modo que nos queda por presentar los conocimientos sobre la corriente indicada en segundo término.

a) **La corriente de Alaska.** Esta fluye alrededor del Golfo del mismo nombre, pero parte de sus aguas cruza el Pacífico hacia el oeste por el sur de la cadena de las islas Aleutinas y se dispersa en el mar de Bering. Esta parte que fluye hacia el oeste se denomina Corriente de Alaska. La otra parte de las aguas que fluye alrededor del Golfo del mismo nombre constituye el "giro de Alaska".

Origen. La Corriente de Alaska tiene su origen en el área terminal de la Deriva del Pacífico Norte.

Posición. La corriente fluye primero a lo largo de la costa de Alaska, luego hacia el oeste hasta 180°. Al entrar en el mar de Bering se ramifica, formando una circulación anticiclónica alrededor de los 4 grupos mayores de islas de las Aleutinas. Su posición está representada en el Atlas Climatológico y Oceanográfico para Marineros, publicado en 1961.

Fronteras. La Corriente de Alaska se reconoce como tal desde su área de origen frente a la costa de Norteamérica en el Golfo del mismo nombre hasta la longitud de 180°W aproximadamente.

Velocidad. En el lado occidental del Pacífico subártico fluye con velocidades de 15 a 40 cm/seg. en la superficie durante el verano, intensificándose hacia oeste. Pero, recientemente se obtuvieron también valores de 80 cm/seg. para la superficie y de 60 cm/seg. para la profundidad de 300 m. (ver Reed y Taylor, 1961). Además, se demostró que las aguas de esta corriente se desplazan a menor velocidad en su márgen norteño que en el borde sureño. Por ende cabe señalar que existen diferencias de velocidad en las distintas profundidades. En efecto, en la profundidad de 5 m. se midieron velocidades de 70, 79 y 83 cm/seg. mientras que en la profundidad de 300 m. se registraron velocidades de 54-56 cm/seg.

Entre los datos presentados por los distintos autores hay diferencias notables, según la superficie de referencia que utilizaron. Las velocidades en la superficie pueden aparecer hasta 1/3 veces mayores cuando la superficie de referencia es de 2000 decibares en vez de 1000 (Bennet, 1959).

Dirección. Mediciones con flotadores provistos de paracaídas indicaron que la dirección del flujo de la Corriente de Alaska es hacia el oeste (Reed y Taylor, 1965).

Características. La Corriente de Alaska se caracteriza por su temperatura superior a 4°C y salinidad inferior a 32.6‰ en la superficie. La isoterma de 4°C se profundiza hasta 400 m. frente al umbral de las Aleutinas, en plena corriente, y asciende abruptamente a 25 m. sobre este umbral donde falta la corriente. La salinidad se mantiene baja en toda el área de la Corriente, presentando la isohalina de 32.8‰ en la superficie, la isohalina de 33.6‰ en 200 m. y la isohalina de 34.2‰ en 600 m.

Papel e importancia. Las aguas de la Corriente de Alaska son, generalmente, más cálidas que las aguas circundantes, por lo cual ejercen una influencia suavizante sobre toda la región. Su presencia se constituye en un foco de atracción para numerosos peces de la región Subártica.

Referencias. Doe (1965), Dodimead y Favorite (1961), U. S. Department of Commerce y U. S. Department of the Navy (1961), Uda (1963), Tully y Barber (1960) y Reed y Taylor (1965).

b) La Corriente de Oyashio es periférica y traslada aguas frías hacia el sur y, luego, hacia el este.

Origen. La corriente nace en el mar de Bering de las aguas que circundan alrededor de este mar y fluye en dirección opuesta a la de las agu-

jas del reloj. De hecho, es parte de esta circulación y se traslada bajo el impulso del viento del norte y noroeste.

Posición. Fluye en el norte del océano Pacífico, atraviesa el mar de Bering occidental y el mar de Okhotsk, dirigiéndose hacia el sur; forma el margen occidental del giro Subártico de las aguas. Se encuentra a lo largo de las islas Kuriles y de la costa suroriental de la isla Hokkaido, Japón.

Fronteras. La frontera norte de la Corriente de Oyashio no puede ser precisada. La frontera sur está en el área de confluencia con la Corriente de Kuroshio, pudiéndose reconocer merced a la presencia de remolinos visibles.

Esta frontera natural se traslada hacia el norte en el curso del verano y hacia el sur en el invierno. El traslado es de unas 200 millas náuticas, pudiendo alcanzar mayores valores en los años anómalos. En 1963, por ejemplo, las aguas frías de la Corriente de Oyashio avanzaron hacia el sur más que de costumbre y se entrometieron entre la costa de Boso (Japón) y el eje de la Kuroshio por haberse alejado esta corriente hacia el este.

El área de confluencia se caracteriza por el cambio de temperatura del océano que acusa una diferencia de 15°C en una distancia inferior a 200 millas (Tully, 1965, p. 82). Esta área se denomina "frente polar del norte".

En la frontera entre la avanzada de la Corriente Oyashio y la Corriente Kuroshio existen remolinos.

Estructura. La distribución vertical de la temperatura y salinidad en esta corriente permite distinguir: una capa superficial delgada de baja salinidad y otra capa de salinidad más elevada. Pero esta estructura aparece más compleja en el área de confluencia de la corriente con las aguas de la Kuroshio, porque allí los cambios surgen de hora en hora. Sólo el color y la temperatura permiten distinguirlas.

Estabilidad. En determinados años prevalece la Corriente Oyashio y es entonces que se pone de manifiesto en forma más acentuada también la extensión subsuperficial de Oyashio. Uda (1965, p. 100) menciona que la corriente Oyashio prevaleció en los años 1902 a 1905, 1913 a 1915, 1934-1935, 1947, 1958-1959 y 1963.

Velocidad. Por lo general, la velocidad de esta corriente varía con las estaciones, pero existen también variaciones de un año para otro. Investigadores japoneses están tratando últimamente de demostrar la existencia de variaciones seculares en la velocidad y transporte de esta corriente.

Dirección. La Oyashio fluye hacia el sur y sureste.

Transporte. La Corriente Oyashio transporta aguas árticas de baja temperatura y salinidad hacia Hokkaido.

Características. Esta corriente marginal permanece bajo la influencia del clima continental de la atmósfera con la cual se mantiene en contacto. Sus aguas tienen temperatura baja y salinidad relativamente baja. La temperatura es de 1°C a 2°C y la salinidad es de 35.5‰. En el verano se produce un calentamiento de las aguas superficiales hasta la profundidad de unos 25 m.

Papel e importancia. Las aguas frías de características árticas de la Corriente Oyashio imponen condiciones árticas a la isla Hokkaido (Japón) y a la región de confluencia con la Corriente de Kuroshío, situada entre 35°N y 40°N.

Las oscilaciones norte-sur del área de confluencia tienen efectos considerables sobre la agricultura en el norte del Japón (Tully, 1965).

Los peces sub-tropicales de Kuroshío y los subárticos de Oyashio se concentran a lo largo de la confluencia de las aguas cálidas y frías, quedando frecuentemente atrapados en los remolinos que se forman en el área respectiva. Los japoneses hacen amplio uso del conocimiento de este comportamiento de los peces, concentrando gran parte de sus actividades pesqueras en el área respectiva (Uda, 1960, Tully, 1965).

Referencias. Hata (1952, 1962), Uda (1960, 1963), Tully (1965).

c) **La corriente de Sakhalin.** Fluye en el mar de Okhotsk, frente a la costa oriental de la isla del mismo nombre y transporta aguas frías de salinidad muy baja.

Origen. Esta corriente se origina en la zona subártica como parte componente del movimiento giratorio de las aguas superficiales entre Kamchatka y la isla Sakhalin.

Posición. En el curso de la estación cálida, la Corriente de Sakhalin se manifiesta sólo frente a la costa norte de la isla Sakhalin. Hacia fines del otoño y en el invierno, mientras se forma hielo en la superficie del mar, frente a la costa noroccidental, la corriente se dirige hacia la costa norte de la isla Hokkaido junto con los hielos que se extienden hacia el sur. En marzo comienza a debilitarse el viento de NE, pero la corriente persiste hasta fines de julio y sigue trasladando sus aguas con hielos en forma ciclónica.

Dimensiones. La Corriente de Sakhalin es típicamente superficial; sus aguas están presentes sólo entre 0-100 m.

Estructura. Las intensas precipitaciones durante el verano y el proceso de deshielo contribuyen a la permanencia de una capa superficial de muy baja salinidad en esta corriente superficial. Debajo de ella se encuentra una haloclina pronunciada.

Transporte. El volumen de aguas transportadas por esta corriente se desconoce, pero se admite que se modifica al comienzo de cada invierno.

Características. La Corriente de Sakhalin es fría y se caracteriza por su temperatura casi uniforme entre 0-100 m. y su baja clorinidad (Cl = 17.80 en el verano) que se debe a las enormes cantidades de hielos que se forma en el mar de Okhotsk, donde alcanzan el espesor de 1 m. aproximadamente durante cada invierno.

Papel e importancia. La Corriente de Sakhalin desempeña papel importante en la deriva de los hielos a lo largo de la costa oriental de la isla del mismo nombre. Traslada gran cantidad de hielos hacia la costa norte de la isla Hokkaido, afectando la vida y las industrias de la región. Referencias. Watanabe (1963 y 1965).

6. Las corrientes en el Estrecho de Bering

El estrecho de Bering establece la unión de las aguas del Artico con las del mar de Bering. Este estrecho se caracteriza por su pequeña anchura y poca profundidad. Ambas características contribuyen al aumento de la velocidad de las corrientes superficiales.

La circulación atmosférica se caracteriza en esta región por corrientes de aire que se trasladan del norte al sur durante gran parte del año con el transporte máximo en febrero; sólo en junio-julio y agosto hay transporte de aire hacia el norte. La variación en la intensidad de los vientos se refleja en la circulación de las corrientes que cruzan el estrecho de Bering. Trátase principalmente de (a) la "Corriente de Bering" y (b) la Corriente Polar.

La circulación oceánica se relaciona con el desnivel entre el océano Artico y el Pacífico Norte. El Artico recibe anualmente unos $4.39 \times 10^3 \text{ Km}^3$ de agua dulce, $297.84 \times 10^3 \text{ Km}^3$ de agua del océano Atlántico y $30.00 \times 10^3 \text{ Km}^3$ de agua del Pacífico.

El aporte de agua dulce al Artico es muy desigual durante los distintos meses del año, más del 60% del agua de los ríos se vierte durante los meses de verano. Este volumen es superior al del exceso de agua del norte del Pacífico. De este modo, el nivel del Artico permanece en unos 17 cm. encima del nivel del Pacífico. No obstante, el movimiento de las aguas se efectúa desde el Pacífico hacia el Artico a través del Estrecho de Bering, según se aprecia en el Cuadro N° 6.

Cuadro N° 6

Representa el aporte mensual promedio de agua y calor al Artico, a través del Estrecho de Bering (según Timofeyev, 1964)

Meses	Descarga de agua $\text{Km}^3 \times 10^3$	Descarga de calor cal $\times 10^{15}$
Enero	1.59	-2.87
Febrero	1.33	-2.40
Marzo	1.22	-2.20
Abril	1.56	-2.81
Mayo	2.24	-3.43
Junio	3.31	-0.66
Julio	4.17	-8.76
Agosto	4.32	+ 14.40
Setiembre	3.61	+ 14.40
Octubre	2.65	+ 4.77
Noviembre	2.15	+ 0.11
Diciembre	1.80	-3.24
Año	29.95	

a) La "Corriente de Bering". Este nombre lo utilizamos aquí por vez primera en reemplazo del nombre de "Corriente del mar de Bering" utilizado por otros autores.

Origen. Esta corriente se origina en el mar de Bering y cumple el papel de contribuir al intercambio de aguas entre el Pacífico norte y el Artico.

Velocidad. La corriente fluye durante todo el año, aunque con intensidad variable. Su velocidad puede llegar a 40 cm/seg.

Dirección. La Corriente se traslada del sur al norte, cruzando el estrecho de Bering por el lado oriental.

Transporte. Esta corriente aporta el 22% del volumen de las aguas que abastecen el Artico (Gudkovich, 1962) Este porcentaje corresponde a $30 \times 10^3 \text{ Km}^3$ de agua y a 26.45×10^{15} calk. El aporte mínimo se produce durante el invierno y al comienzo de la primavera y el máximo se realiza en los meses de Julio y agosto, o sea durante el verano del hemisferio norte.

El estrecho de Bering ofrece condiciones favorables para el estudio de las variaciones del transporte de agua y calor que se registran en diferentes años. El Cuadro Nº 7 representa los valores calculados por Federova y Yankina (1963) para 9 años (período 1952-1961) mostrando que hubo variaciones en la razón de flujo de las aguas y del calor que se había efectuado desde el Pacífico hacia el Artico.

Cuadro Nº 7

Muestra las variaciones en el volumen anual promedio de agua y en el aporte de calor desde el Pacífico a la Cuenca Artica (según Federova y Yankina, 1963)

Año	Razón del flujo del agua en Km^3 (del Pacífico)	Razón del flujo de calor en 10^{12} calk.
1952	31,950	37,207
1953	30,753	17,387
1954	26,718	30,419
1956	28,730	9,264
1957	33,042	29,773
1958	33,999	22,916
1959	30,869	46,998
1960	29,722	26,116
1961	30,307	36,078

Por lo tanto, la Corriente de Bering traslada a través del Estrecho casi 34.000 Km³ de agua por año, cantidad que disminuye a -27.000 en otros años.

Características. La corriente tiene temperatura relativamente alta y elevado contenido de sílice.

Papel e importancia. Merced a las características particulares de sus aguas, la Corriente de Bering ejerce su mayor influencia sobre el régimen hidrológico de la cuenca del Artico en el SE del mar Siberia y oeste del mar de Beaufort, pero especialmente en el mar de Chukchi. La cantidad de calor transportada anualmente por esta corriente alcanza para derretir el hielo en el 50% de la extensión del mar de Chukchi.

En los años en que las aguas de la corriente consiguen avanzar hasta el polo, se modifica el espesor de la capa de hielo, y en general las condiciones en la capa superior de 50-100 m.

Referencias. Federova y Yankina (1963), Uda (1963), Timofeyev (1964)

b) **La Corriente Polar.** Por el extremo occidental del estrecho de Bering fluye una corriente irregular denominada "Corriente Polar". Ella alcanza mayor desarrollo en el otoño. Su origen se encuentra en la región del Artico. Para sus características y papel en el transporte de hielos véase Meilakh, (1958

CAPITULO XI

LAS CORRIENTES OCEANICAS DEL PACIFICO EN EL HEMISFERIO SUR

1. Los grandes sistemas de vientos del Pacífico Sur y su relación con los sistemas de corrientes de la región.— 2. El Sistema de la Corriente de Australia Oriental.— 3. La gran deriva transoceánica de las aguas en el Pacífico Sur.— 4. El Sistema de la Corriente del Perú.— 5. Las condiciones oceanográficas y corrientes superficiales en el Golfo de Guayaquil.

1. Los grandes sistemas de vientos del Pacífico Sur y su relación con los sistemas de corrientes de la región.

Las corrientes horizontales de superficie conocidas del Pacífico Sur son elementos dinámicos integrantes de la circulación oceánica general. Su distribución geográfica y régimen individual se relacionan directamente con los grandes sistemas de vientos existentes en el hemisferio sur y con el movimiento general de las aguas que contribuyen a su génesis.

La parte del océano Pacífico que está situada en el hemisferio sur está bajo el dominio de 2 grandes sistemas de vientos: (1) el sistema de los vientos del oeste, denominados "bramadores" y (2) el sistema de los vientos tropicales del sureste, llamados "alisios".

Los bramadores son los vientos más fuertes y más consistentes de la zona templada (subantártica) entre las latitudes de 35°S-63°S; ellos soplan de oeste hacia el este y cruzan todo el Pacífico; al llegar al continente Sudamericano, aproximadamente entre 40°S y 41°S (frente a la isla Chiloe) experimentan una deflexión hacia el norte; así se originan los alisios de SE que soplan con mayor intensidad en la zona situada al norte de la latitud de 30°S hasta el ecuador aproximadamente. Estos vientos consiguen alcanzar su verdadera intensidad recién en pleno océano entre las latitudes de 20°S y 10°S.

La acción de los vientos sobre la superficie del océano y su efecto sobre las primeras capas de agua subyacentes reviste importancia especial para la circulación oceánica.

Cada sistema de vientos presta parte de su fuerza para la génesis y el mantenimiento de las corrientes oceánicas superficiales, cuya distribución, lejos de ser caótica, obedece a ciertas leyes de la naturaleza. Integran determinados circuitos y por tal motivo obedecen al principio de la continuidad de su movimiento. Cuando más fuertes son los

vientos, tanto mayor resulta su influencia sobre el movimiento superficial de las aguas y tanto mayor es, también, la influencia de la circulación oceánica general sobre la situación local en este movimiento superficial.

Los cambios que sobrevienen en la circulación atmosférica tienen por efecto variaciones en el transporte de las corrientes oceánicas superficiales y en su posición geográfica y ellas afectan, por su parte a la circulación atmosférica, de suerte que la interacción entre el océano y la atmósfera es completa. (ver Sverdrup, 1952, p. 234).

Los cambios provocan, además, variaciones en la intensidad del movimiento vertical de las aguas a lo largo del margen de los continentes que tiene su mejor ilustración en el afloramiento costero de intensidad variable frente al Perú, como asimismo en el afloramiento ecuatorial.

Los cambios producidos por la circulación oceánica en la posición de las fronteras entre aguas y en la intensidad del afloramiento tienen efectos sobre la distribución de las propiedades del océano. Esta intensidad variable tiene, a su vez, efectos sobre las condiciones meteorológicas y muy especialmente sobre la circulación atmosférica. Una expresión de esta interdependencia de los fenómenos oceánicos y atmosféricos es "el Niño" que se produce cada vez que las fluctuaciones de las condiciones oceánicas sobrepasan ciertos límites.

La interacción entre los grandes sistemas de vientos del Pacífico Sur y los sistemas de corrientes oceánicas es continua, pero alcanzan mayor intensidad en ciertas estaciones del año y en determinadas regiones. Ello lleva a una distribución desigual y variable en el tiempo y en el espacio de calor, nubes, neblina, corrientes de aire y corrientes oceánicas. Este panorama se complica más aun, al producirse oscilaciones mayores en las radiaciones térmicas del Sol con efectos sobre la presión atmosférica y estructura hidrográfica del océano.

Con estos conceptos generales en la mente, pasamos ahora a la descripción de los principales sistemas de corrientes oceánicas del Pacífico Sur, a saber: el sistema de la Corriente de Australia Oriental, la gran deriva transoceánica en el Pacífico Sur y el Sistema de la Corriente del Perú.

2. El sistema de la Corriente de Australia Oriental

En la región situada frente a Australia Oriental se desarrolla una circulación compleja. Las corrientes y contracorrientes oceánicas forman el sistema de la Corriente de Australia Oriental, el cual abarca:

- (1) un ramal que se traslada hacia el sur entre 28°S - 33°S dentro de 110 Km. contados desde el borde de la plataforma continental;
- (2) otro ramal fuerte, marafuera, a 220-320 Km. que también fluye hacia el sur;
- (3) un anticiclón al sur de 39°S,
- (4) Remolinos y corrientes asociadas con ellos,
- (5) Corrientes subsuperficiales.

A continuación se presenta una descripción de los conocimientos que se tienen sobre las principales corrientes de este sistema. Ellos se obtuvieron en parte por mediciones con el G. E. K.

a) **La Corriente de Australia Oriental.** La Corriente de Australia es marginal y fluye hacia el sur impulsada por el viento, cerca del borde de la plataforma continental australiana, entre las latitudes de 27°S-33°S durante todo el año, aunque con intensidad variable. Las cartas de corrientes suelen representarla entre 27°S y 37°S, pero de acuerdo con los resultados de los cruceros realizados en la región en el período 1960-1964, el ramal interior del sistema de la Corriente, que fluye hacia el sur, se aleja de la costa australiana entre las latitudes de 33°S-34°S; al mismo tiempo se forman allí grandes remolinos que se trasladan hacia el sur (**Hamon 1965**, p. 919).

Esta corriente tiene dos ramales, uno interior y otro exterior. El ramal interior fluye cerca de la costa hacia el sur y se aleja de ella recién entre las latitudes de 33°S-34°S, dirigiéndose hacia el Norte o Noreste. El ramal exterior se dirige hacia el norte y fluye como una "Contracorriente".

Origen. Las aguas cálidas de la Corriente Surecuatorial alimenta en la parte occidental de su recorrido una corriente oceánica que fluye hacia el sur frente a Australia Oriental, razón por la cual se denomina "Corriente de Australia Oriental".

Posición. El ramal interior de la Corriente de Australia Oriental que fluye hacia el sur, se encuentra dentro de los 110 Km. del borde de la plataforma continental. Pero en setiembre suele acercarse a la costa. Tal acercamiento se verifica cada vez que hay una formación de remolino.

Dimensiones. El ramal de la Corriente de Australia Oriental que fluye hacia el sur tiene anchura total de 100 a 150 Km. pero en el núcleo varía entre 40 y 80 Km. Trátase, por lo tanto, de una corriente relativamente angosta.

Estructura Hamon (1961) y (1965) describió la estructura de esta corriente sobre la base de las topografías de las superficies dinámicas en relación con la superficie de referencia de 1300 decibares.

Estabilidad. La corriente superficial de Australia se caracteriza por su falta de constancia. Fluye hacia el sur en ciertas estaciones del año y hacia el norte en otras estaciones.

Velocidad. La intensidad de esta corriente es mayor de diciembre a marzo (verano), entonces se registran velocidades de unos 5 cm/seg. (130 Km/mes). En su núcleo la corriente alcanza velocidades de 50 cm/seg. La velocidad máxima es de 2 nudos en la latitud de 30°S.

Dirección. El ramal interior fluye hacia el sur; el ramal exterior se desplaza en dirección opuesta, es decir, hacia el norte.

Transporte. **Hamon (1961 y 1965)** y **Wyrтки (1962)** dieron algunos datos sobre los volúmenes de agua transportadas por el sistema de la Corriente de Australia Oriental. De acuerdo con **Hamon (1965, p. 899)**, la corriente, la Contracorriente y los remolinos encima de 1300 m. transportan unos $12-43 \times 10^6$ m³/seg.

Características. La estructura de la temperatura superficial a través de la corriente presenta un cambio de 1.5° a 3.5°C. La distribución vertical de la temperatura presenta una variación con la profundidad. Dado que el gradiente horizontal de la temperatura es pequeño en esta región, este parámetro no resulta un buen índice para la identificación de la corriente (Hamon, 1965, p. 916).

Papel e importancia. La corriente interior de Australia oriental traslada aguas muy cálidas hacia el sur y merced a su efecto pueden vivir muchos animales tropicales en latitudes más altas que en el lado oriental del Pacífico. El ejemplo típico lo constituye los corales que viven aún en 31°S frente a Australia, mientras que frente a la costa occidental de América del Sur sólo viven hasta la latitud de 2°S.

b) **La Contracorriente de Australia Oriental.** El sistema de la corriente de Australia Oriental contiene también una contracorriente, a la cual algunos autores (Hamon, 1965, p. 920) la tratan ya sea como "contracorriente", o bien como "corriente de retorno".

Esta contracorriente tiene su origen aparentemente entre las latitudes de 33°S-34°S, donde la corriente de Australia Oriental vira hacia el este, apartándose de la costa del continente.

La Contracorriente ocupa una posición situada siempre al este del ramal interior del sistema de la Corriente de Australia Oriental.

c) **Remolinos y corrientes asociadas con ellos.** Entre las latitudes de 34°S y 38°S se producen mayores cambios en el flujo de la corriente de Australia Oriental, apareciendo remolinos ciclónicos y anticiclónicos.

En 34°S fueron observados remolinos anticiclónicos con diámetro de 200 a 250 Km; ellos se trasladan hacia el sur por unos 150-175 Km. en un período de 2 meses, modificando continuamente su forma.

Con los remolinos están asociadas corrientes locales que se extienden sobre la plataforma continental.

d) **La Corriente de Tasmania.** En el mar de Tasmania, entre las latitudes de 30°S y 35°S, existe una corriente de superficie que fluye hacia el este por el norte de Nueva Zelanda. Al llegar a la zona de influencia de los bramadores, sus aguas se incorporan a la corriente del Pacífico Sur.

e) **La Corriente de nueva Zelanda Oriental** fluye hasta la isla Tasmania en forma de un sistema de remolinos.

Referencias. Hamon (1961 y 1965); Wyrtki (1962).

3. La gran deriva transoceánica de las aguas en el Pacífico Sur.

Entre el anticiclón del Pacífico Sur y la orilla del continente Antártico están situadas la región Subantártica y la región Antártica, separadas entre si por la Convergencia Antártica. En este espacio inmenso se distinguen 3 movimientos mayores de las aguas superficiales, a saber:

- a) La gran deriva transoceánica del Pacífico Sur,
- b) La Corriente Circumpolar Antártica y
- c) La Corriente Surantártica (hacia el oeste).

Varios oceanógrafos opinan que la deriva débil hacia el este en la región Subantártica sería la parte norteña de la Corriente Circumpolar Antártica, a la cual le asignan una enorme extensión longitudinal (entre 35°S y 63° a 66°S) otros prefieren tratarla separadamente, criterio adoptado también por nosotros por razones didácticas.

a) **La gran deriva transocéanica del Pacífico Sur**, denominada, también, "Corriente del Pacífico Sur", es generada por los bramadores y se desarrolla entre la latitud 35°S aproximadamente en el norte y la Convergencia Antártica en el sur, cuya posición está entre 47°S y 63°S, variando en cada longitud.

Este amplio movimiento de las aguas representa una resultante del efecto combinado del viento del oeste y de la distribución de las densidades. Bajo la acción de los vientos zonales del oeste, las aguas de la capa superficial del Pacífico Sur se trasladan hacia el este en amplio frente, cruzando todo el Pacífico en su parte más ancha y demostrando, de este modo, que lejos de la costa los vientos producen corrientes superficiales en su dirección de movimiento. Trátase de la "Deriva del Pacífico Sur", cuya región está dividida en dos partes desiguales, teniendo por divisoria a la zona de la Convergencia Antártica, cuya posición geográfica oscila del sur al norte y viceversa con las estaciones del año.

El movimiento de las aguas superficiales hacia el este permite reconocer 2 partes: una norteña, entre 35°S y 40°S y otra sureña, entre 40°S y 63°S. La parte norteña pertenece al movimiento anticiclónico Subtropical de las aguas del Pacífico Sur, mientras que la parte sureña es componente de la Corriente Circumpolar Antártica.

La gran deriva del Pacífico Sur traslada enormes volúmenes de agua de oeste al este, a pesar de lo cual es débil y muy variable. Sus aguas no pueden hundirse debido a su baja densidad.

Presentamos a continuación los escasos conocimientos que se poseen sobre las aguas de este amplio movimiento horizontal del Pacífico Sur.

Orígen. La deriva del Pacífico Sur se origina al este y sur de Australia. En el este de Australia recibe el aporte de la Corriente de Australia Oriental y de Tasmania. Por el sur obtiene grandes volúmenes de agua procedentes del Océano Índico.

Fronteras. En el lado occidental del Pacífico no existe una frontera clara de la gran deriva transocéanica, ya que esta procede del Índico; sólo Australia puede constituirse, en parte, en tal frontera. En el norte y sur pueden darse como frontera las convergencias subtropical y Antártica. En el este, la frontera está representada por el Continente Sudamericano que se extiende hasta la latitud de 56°S. Ante este gran obstáculo natural, las aguas se desvían con respecto al eje del viento, separándose. La desviación es más pronunciada en las áreas costeras poco profundas. Parte de las aguas se orienta hacia el sur y dobla el Cabo de Hornos bajo el nombre de "Corriente de Cabo de Hornos"; la otra parte se dirige hacia el norte, dando origen a la Corriente del Perú. Ambas corrientes marginales deben existir "forzosamente" debido al límite terrestre del océano que se interpone en el camino de traslado de las aguas hacia el este (Sverdrup y otros, 1944).

Dimensiones. La deriva transocéanica hacia el este puede ser identificada desde la superficie hasta la profundidad de unos 500 m. en la zona situada entre 30°S y 40°S. Más al sur, la situación se complica por los movimientos de hundimiento de parte de las aguas que adquieren mayor densidad al mezclarse con las aguas Antárticas.

Estabilidad. El movimiento de las aguas superficiales del Pacífico Sur hacia el este presenta variaciones estacionales y, también, irregularidades mayores del mismo modo como la presenta la intensidad del viento. De vez en cuando, el movimiento transocéanico de las aguas del Pacífico Sur abarca mayores volúmenes de aguas y éstas viran hacia norte más temprano que de costumbre, lo que repercute en todas las demás corrientes superficiales y sus fronteras.

Velocidad. La mayor parte de las aguas del Pacífico Sur se desplaza hacia el este con velocidades de 2 a 9 cm/seg. en la superficie que aumentan 12 cm/seg. hacia la profundidad de 100 m. La velocidad disminuye hacia mayores profundidades, siendo muy pequeña por debajo de los 300 m.

La intensidad del movimiento de las aguas es mayor más al sur, entre 40°-50°S. Algunos autores mencionan que la intensidad máxima estaría en la latitud de 55°S.

Dirección. Las aguas de la gran deriva transocéanica se desplazan, generalmente, hacia el este, pero en la latitud de 35°S parecen virar hacia el oeste; sólo debajo de la profundidad de 400 m. existe una circulación cerrada entre los meridianos de 120°W y 80°W.

Transporte. El volumen de las aguas que intervienen en el traslado transocéanico varía durante las sucesivas estaciones del año y hay también fluctuaciones multianuales que repercuten en la circulación de las aguas en todo el Pacífico Peruano. Resultaría arriesgado dar algunos valores para este transporte mientras no exista uniformidad de criterio con respecto a la extensión de la región en que se desarrolla la gran deriva transocéanica.

Características. Las aguas de la deriva del Pacífico Sur tienen las características propias de las aguas de la zona templada, pero en su frontera sureña recibe aguas polares de la Antártida que, impulsadas por los vientos, consiguen cruzar la Convergencia Antártica. En su extremidad oriental, la Corriente de Cabo de Hornos acusa temperaturas de 5°C a 6°C en los meses de noviembre y diciembre a lo largo de todo su flanco orientado hacia América del Sur. Más al sur, hacia la Convergencia Antártica, la temperatura disminuye rápidamente hasta unos 2°C en el verano.

b) La **Corriente Circumpolar Antártica** es la única corriente oceánica superficial que se desarrolla libremente alrededor de un continente. El espacio geográfico en el cual fluye no opone obstáculos naturales a su avance, de modo que consigue cruzar todas las longitudes y dar la vuelta al continente Antártico.

Por ser circumpolar, esta corriente única suscitó el más vivo interés entre los oceanógrafos, algunos de los cuales construyeron modelos hidrodinámicos para explicar sus características e irregularidades. Los trabajos publicados sobre el régimen y la dinámica de esta corrien-

te constituye valiosas contribuciones al problema de la circulación oceánica general, pero no resuelven los aspectos intrincados de la circulación regional en los dos lados del frente polar oceánico. De entre los numerosos trabajos publicados sobre el tópico mencionamos los de **Deacon** (1937), **Munk y Palmén** (1951), **Hidaka y Tsuchija** (1953) y **Kamenkovich** (1962), en los cuales la corriente circumpolar aparece con flujo hacia el este.

Algunos autores sostuvieron que la corriente Circumpolar Antártica es un fenómeno zonal. Otros mostraron que no se trata de una corriente netamente zonal, por cuanto sus características, tales como el flujo total y sus componentes, las dimensiones horizontales y verticales y el transporte total experimentan cambios periódicos y muestran, también, irregularidades en gran escala, algunas de las cuales se relacionan con variaciones en el sistema de los vientos.

Stommel (1957) trató de explicar la dinámica de esta corriente, apartándose de los conceptos de otros autores. Mientras estos consideraron el océano Antártico como ejemplo de una cuenca sin fronteras meridionales, **Stommel** construyó un modelo simple en el cual el océano Antártico aparece homogéneo y teniendo profundidades iguales. Sólo el Pasaje Drake representa una barrera. Entre 55°S y 50°S colocó una zona de divergencia, y, más al norte, una zona de convergencia. Es esta barrera la que permite mantener una corriente impulsada por el viento.

Kamenkovich (1962) construyó un modelo matemático para explicar desviaciones de las líneas de flujo de la corriente Circumpolar Antártica con respecto a la dirección zonal. Atribuyó gran importancia al efecto de las irregularidades del fondo oceánico y ofreció la evidencia de que el valor del transporte total, calculado por él teóricamente concuerda bien con los valores obtenidos por cómputo dinámico para esta misma corriente.

Actualmente se admite que la corriente Circumpolar Antártica es producida por un sistema de viento planetario, en el cual el transporte de masa resulta inversamente proporcional al coeficiente de mezcla vertical. La corriente fluye del oeste al este en círculo alrededor del continente Antártico y experimenta efectos de embotellamiento sólo en la región del Paso de Drake, donde la península Antártica se adentra en el océano, aminorando la distancia que separa el continente Sudamericano del Antártico. La corriente alcanza allí profundidades respetables y pone de manifiesto, también, olas de gran tamaño en su superficie. La topografía del fondo, especialmente los umbrales submarinos (existentes en el Mar de Scotia, por ejemplo) tienen efecto sobre el flujo de las aguas de esta corriente y su deflexión hacia la izquierda. Este efecto explica, quizás, la discrepancia entre los valores observados y los valores obtenidos por cómputo del transporte de masa en uno de los modelos matemáticos, en que los valores nombrados en segundo término aparecen unas cien veces superiores a los observados (**Hidaka y Tsuchija**, 1953).

Entre esta corriente y la corriente del Pacífico Sur hay remolinos y contracorrientes, que alcanzan papel más importante en la estrecha zona de convergencia; esta se encuentra en la latitudes de 61°S

y 62°S en las longitudes de 80°W y 90°W, en cuya área el régimen de la corriente es más bien inseguro y la velocidad presenta grandes variaciones. Alcanza en la costa de Chile meridional de 0.5 a 1.0 nudo, mientras que al sur de la convergencia es de más de 0.5 nudo.

Por ende, es digno de mencionar que aguas de la corriente Circumpolar Antártica penetra en el Pacífico Sur, como en los demás océanos, pero sólo en el primero llegan hasta latitudes bajas en una condición relativamente no mezclada.

Estudios recientes (Kort, 1963) sobre el intercambio de aguas en en Océano Antártico, basados en varios centenares de estaciones hidrográficas, ocupadas en el período 1930-1958, permitieron establecer que el transporte zonal de masa es de 190×10^6 m³/seg. a la largo del meridiano de 20°E y sólo de 150×10^6 m³/seg. a través del Paso de Drake. El transporte de las aguas antárticas de fondo hacia el norte a lo largo de todo el perímetro de la Corriente Circumpolar Antártica es de 827×10^6 m³/seg.

Perfiles verticales a lo largo de algunas longitudes muestran que las capas superiores del océano Antártico se hunden a lo largo de la Convergencia Antártica hasta la profundidad de unos 400 metros, luego se dispersan hacia el norte para llegar a la Convergencia Subtropical; allí se hunden nuevamente hasta 300 m. y más.

c) La "Corriente Surantártica". En el sur, cerca del continente Antártico soplan vientos del este durante casi todo el año. Las corrientes superficiales que se forman allí fluyen cerca de la ribera del continente hacia el oeste, trasladando sus aguas frías. Trátase de la Corriente Surantártica que se pone de manifiesto con suficiente fuerza en el océano, estando separada de la corriente Circumpolar Antártica por la "Divergencia Antártica", situada en las latitudes de 70°S y 72°S sobre las longitudes de 80° y 90°W. Al norte de ella, soplan con fuerza vientos del oeste.

Papel e importancia. La Corriente Surantártica facilita la penetración de los barcos hacia el sur; sus aguas cálidas son vía de acceso de muchos organismos pelágicos y fitoplanctónicos hacia el sur del mar de Weddel.

Uno de nosotros (Z. Popovici, 1965/56) ha tenido la oportunidad de observar los efectos de la "Corriente Surantártica" en la región del mar de Weddel. Las aguas de esta corriente periférica proceden del sector Indico y tienen temperatura más elevada que las aguas circundantes. Merced a ello, mantienen una vía abierta para la penetración de los barcos hacia el sur; ella está libre de hielos en grandes tramos cerca de la costa y de la barrera de hielo que se adentra en este mar helado. Los barcos de los cazadores de Cetáceos y los barcos de investigación oceanográfica de varios países que visitan la región en los meses del verano austral conocen este hecho y tratan de penetrar en el mar de Weddel siempre por su lado oriental, donde está la corriente. El barco en que viajaba pudo penetrar hacia el sur hasta la latitud de 78°S, donde había aun agua libre entre la barrera de hielo que reposaba sobre el borde de la plataforma continental (180 metros) y los hielos formados en el mar por congelación local.

La "Corriente Surantártica" transporta frecuentemente grandes témpanos desprendidos de la barrera de hielo.

* 4. El Sistema de la Corriente del Perú

Los vientos que soplan frente al Perú en dirección paralela a la costa y están orientados hacia el Ecuador llevan a un transporte de agua con una componente orientada hacia el océano, en un movimiento divergente con respecto a la costa occidental de Sudamérica. Las aguas que toman parte en este movimiento pertenecen al sistema de la Corriente del Perú.

Este sistema está situado en la parte oriental del anticiclón subtropical. Sus ramales superficiales fluyen hacia el noroeste en la zona del alisio del Sudeste y se incorporan a la corriente Surecuatorial.

A pesar de que el movimiento cerrado tiene continuidad en el giro anticiclónico, las aguas que intervienen reciben nombres diferentes, según el accidente geográfico más cercano, la dirección de la cual proceden y el lugar que ocupan. Es así que las aguas en movimiento frente a la costa occidental de Sudamérica que pertenece al giro anticiclónico reciben el nombre de "Corriente del Perú".

Trátase, en realidad, de un sistema de corriente integrado por:

- a) Los ramales de la corriente superficial del Perú que fluyen hacia el noroeste.
- b) Las contracorrientes subsuperficiales que pueden hacer su aparición transitoriamente también en la superficie del mar.
- c) Las contracorrientes superficiales, irregulares.
- d) Las corrientes de marea.
- e) Los remolinos.
- f) El afloramiento.

En lo que respecta a los ramales de la Corriente del Perú, tenemos que mencionar que **Gunther** (1936, p. 223) hizo distinción entre 2 ramales, a saber: la Corriente Costera del Perú y la Corriente Oceánica del Perú que se forman en el área de las mayores oscilaciones locales de las velocidades.

La Corriente Costera del Perú: este nombre se aplica al sistema de corrientes costeras a las cuales se había asociado frecuentemente con el nombre de "Corriente de Humboldt";

La Corriente Oceánica del Perú: este nombre se mantendrá para las aguas de marafuera que comparten el movimiento hacia el norte de la circulación anticiclónica pero son diferentes en lo que respecta a su composición.

Los dos nombres serán mantenidos también en nuestra descripción, a pesar de que las aguas de ambos ramales se unen en el invierno, cuando los fuertes alisios obligan a la Contracorriente del Perú a permanecer debajo de la superficie del mar, a cierta profundidad.

a) **La Corriente Costera del Perú.** Este ramal del sistema se origina "forzosamente" en la región situada frente a la costa occidental de Amé-

* NOTA.—El sistema de la Corriente del Perú está ampliamente tratado en un trabajo que el autor ha presentado para el libro "GEOGRAFIA DEL PERU", al Instituto de Planificación.

rica del Sur, donde se modifican los sistemas de vientos. El área respectiva se encuentra en el verano entre 40°S y 41°S y en el invierno entre 32°S y 33°S.

Posición. La posición de la Corriente Costera del Perú coincide ligeramente con la región de afloramiento costero en el norte de Chile y a lo largo de la costa del Perú. En el noroeste del Perú, sus aguas viran hacia las islas Galápagos; más allá de este archipiélago, la corriente entrega sus aguas a la corriente Surecuatorial que fluye en ambos lados del ecuador geográfico.

Fronteras. En su obra clásica titulada "Un informe sobre investigaciones oceanográficas en la corriente costera del Perú", **Gunther (1936)** acordó atención particular al problema de los límites de esta corriente. Mencionó la presencia de (1) límites meteorológicos, (2) límites en el plano vertical, (3) límites occidentales, (4) límites meridionales y (5) límites en el norte de la Corriente Costera.

- (1) **Límites meteorológicos.** Entre los límites meteorológicos quizás el más importante es el representado por la condensación de nubes sobre la zona más fría de afloramiento que tiene por efecto una trasmisión más débil de la luz en el mar. Debido a esta iluminación deficiente, el fitoplancton se acerca a la superficie en la zona costera, mientras que en la región oceánica permanece a cierta profundidad; es por ello que las aguas costeras aparecen verdes y las aguas oceánicas de la región tienen color ultramarina.
- (2) **El límite en el plano vertical.** Las capas de aguas existentes en la región de la corriente costera entre la superficie y la profundidad de 400 m. presentan diferencias físicas, químicas y biológicas. En efecto, debajo de la superficie las aguas que fluyen hacia el norte son de origen subantártica, mientras que por debajo de ellas se encuentran aguas cálidas y de elevada salinidad que se trasladan hacia el sur en forma de una Contracorriente intercalada entre el agua subantártica y el agua antártica intermedia; fluye hacia la región de afloramiento, cediendo parte de sus aguas en compensación del agua que aflora y se aleja de la costa en la capa superficial.
- (3) **El límite occidental de la Corriente del Perú.** Este límite puede indicarse sólo en forma arbitraria. **Gunther (1936, p. 225)** trató de hallar este límite de la Corriente Costera del Perú, para lo cual utilizó la carta de distribución anual de las isotermas promedias del Pacífico, confeccionada por **Schott y Schu (1910)**.

Las isotermas están orientadas del oeste hacia el este en la mayor parte del océano, pero al acercarse a la costa de Sudamérica, viran hacia el norte hasta quedar paralela con la costa. Es allí donde se hace sentir el efecto de la baja temperatura de las aguas de afloramiento. Esta influencia costera es mucho más pronunciada frente al Perú que frente a Chile; también resulta más evidente en el noroeste del Perú que en el resto del Pacífico Peruano.

El enfriamiento provocado por las aguas de afloramiento se hace observar hasta la región central del Pacífico. Frente a Chile, el efecto alcanza sólo hasta unas 50-130 millas hacia el oeste, mientras que frente al Perú central se hace notar hasta unos 150-250 millas. Es en el noroeste del Perú, donde este efecto abarca mayores extensiones hacia el oeste. Sin embargo, la mezcla continua de las aguas hace desaparecer el límite occidental de la Corriente Costera, especialmente en el invierno cuando las aguas superficiales del ramal costero se unen con las aguas del ramal oceánico de la corriente.

El cuadro siguiente presenta el límite occidental de la Corriente Costera del Perú según **Gunther** (1936, p. 225). Este límite es muy variable en el espacio y en el tiempo.

Cuadro N° 8

Presentando el límite occidental de la corriente costera del Perú, según **Gunther** (1936, p. 225)

Latitud °S	Longitud °W	Distancia de la costa en millas n.
0	La Corriente Costera del Perú se extiende hacia el este, como parte de la corriente Surecuatorial.	
10	95-115	1000
20	85- 90	900
30	75	180
40	Costa de Sdu- América	

- (4) **El límite sur de la Corriente Costera del Perú.** ¿Dónde comienza la Corriente del Perú? he aquí una pregunta que suele surgir frecuentemente al tratar de describir la Corriente marginal que fluye hacia el Ecuador frente a la costa occidental de Sudamérica y a la cual tratamos de contestar a continuación.

Como se ha indicado previamente, al sur de la latitud de 35°S, las aguas subantárticas se desplazan del oeste al este hasta llegar frente al continente Sudamericano. Ante este obstáculo natural que frena su avance, las aguas se dividen: un ramal denominado Corriente del Cabo de Hornos se dirige hacia el sur y otro, la Corriente del Perú vira hacia el norte. **Mossman** (1909) indicó que la línea de separación entre la circulación anticiclónica y la ciclónica está en 41°S aproximadamente. Más al sur prevalecen los vientos que soplan de WNW durante todas las estaciones del año, mientras que hacia el norte el viento dominante cambia con las estaciones. En efecto, de octubre a marzo sopla

del sur y de abril a setiembre del norte. Otros autores mostraron que la separación suele producirse en verano en la latitud de 40°S y en invierno en la latitud de 33°S aproximadamente.

De acuerdo con los conocimientos actuales, el límite meridional de la Corriente del Perú oscila en el espacio con las estaciones y las características del afloramiento costero. El límite más sureño de la corriente puede estar entre las latitudes de 40-41°S y corresponde a la división meteorológica de la región. Por lo tanto, la Corriente del Perú comienza en el lugar donde las aguas de la deriva del Pacífico Sur viran hacia el norte frente a Sudamérica. La Corriente permanece oceánica hasta que se mezcla con aguas resultantes del afloramiento costero. Ello se produce en las latitudes de 30°S-29°S, es decir, cerca del lugar donde la Convergencia Subtropical se encuentra más cerca a la costa y el agua aflorada tiene salinidad más baja que el océano adyacente.

Schweigger (1959, p. 67), en cambio, admitía que "la verdadera corriente del Perú" comienza recién en Punta Atico.

- (5) **El límite norte de la Corriente Costera del Perú.** Las aguas frías de la Corriente Costera del Perú viran hacia el oeste en el norte del Perú y se incorporan a la Corriente Surecuatorial. Entre sus aguas y las aguas ecuatoriales existe una frontera hidrográfica. Esta frontera se reconoce en todos los perfiles transecuatoriales y representa el verdadero límite norteño de esta corriente hacia las aguas ecuatoriales de baja salinidad y temperatura más elevada. Trátase, en realidad, de un área de convergencia, cuya posición varía con las estaciones.

Dimensiones. La anchura y el largo de la Corriente del Perú son variables que dependen del flujo y transporte que se realiza en cada mes y en cada año.

La estructura hidrográfica de la Corriente Costera del Perú. La estructura general de esta corriente presenta las siguientes características principales:

- (1) hacia la costa existen aguas relativamente frías y de salinidad más baja (inferior a 35‰ que ascienden a la superficie desde profundidades moderadas de hasta 130 m;
- (2) en la parte izquierda de la Corriente, o bien en el lado oriental o hacia el océano, hay aguas más cálidas y de salinidad más elevada que probablemente se hunden;
- (3) en la profundidad existe un sistema de corrientes que fluyen en dirección opuesta a la de la Corriente Costera del Perú. Sus límites pueden definirse con bastante claridad. Véase al respecto Gunther (1936), Brandhorst (1959) y Wooster y Gilmartin (1961).

Estabilidad. La actividad de la Corriente Costera del Perú tiene su máximo en el invierno y su mínimo en el verano, siendo afectada por: (1) la convección meteorológica en el invierno y (2) la intrusión de agua muy cálida en el verano.

Las condiciones meteorológicas inestables en toda la región del Perú durante el verano imponen mayores irregularidades también a la Corriente del Perú. Es así que en febrero-marzo la Corriente se presenta más débil y la temperatura de sus aguas acusa un aumento de unos 4°C cerca de la costa peruana. El frente de la corriente retrocede hacia el sur y la región soporta la invasión de las aguas oceánicas más cálidas procedentes de las áreas colindantes.

Velocidad. La Corriente Costera del Perú es ancha pero de profundidad relativamente pequeña; de aquí que sea lenta. Traslada sus aguas superficiales con velocidad de 0.2 a 0.3 nudos hasta la región noroccidental del Perú. Entre 5°S y 4°S abandona la región costera y aumenta su velocidad a unos 0.5-0.7 nudos. Alcanza su mayor fuerza en agosto y setiembre en 2 regiones, a saber: en el sur, entre Mollendo y San Juan, y en el norte, entre Puerto Eten y Punta Aguja. Ambas son regiones de intenso afloramiento y en ambas se pone de manifiesto con mayor claridad la divergencia de las aguas superficiales que tienden a alejarse de la costa bajo la influencia de la fuerza de Coriolis.

La corriente fluye con velocidad variable frente al Callao y algo más al norte. Podemos afirmar, por lo tanto, que esta Corriente aumenta su velocidad hacia el norte a medida que recibe el aporte lateral del afloramiento y de las contracorrientes. La velocidad disminuye, sin embargo, con la profundidad y también en ciertas áreas.

Dirección. Esta Corriente fluye con dirección general hacia el Ecuador a lo largo de la costa occidental de América del Sur hasta aproximadamente la latitud de 4°S, donde vira hacia el noroeste, alejándose de la región. Entre 15°S y 14°S vira igualmente hacia marafuera, demostrándose que la orientación de la línea costera influye en la orientación general de la corriente; donde el contorno cambia su orientación, también la corriente presenta la tendencia de desviarse y alejarse de la costa.

Transporte. La Corriente Costera del Perú transporta aproximadamente 14 millones m³/seg. de agua (según Wyrski, 1965). Pero el volumen trasladado experimenta variaciones en el curso del año, siendo el flujo más fuerte de abril a setiembre. El transporte alcanza su máximo de julio a octubre, cuando la corriente costera del Perú y la Corriente Oceánica del Perú unen sus aguas en la capa superficial del mar.

Características. La salinidad de las aguas de esta corriente es de 34 90‰ a 35.0. La temperatura de las aguas varía con las estaciones, siendo de 12° a 14°C en el invierno y de 15° a 17°C en el verano, pudiendo alcanzar también niveles más altos. La densidad más alta se encuentra en el flanco derecho de la Corriente del Perú donde afloran aguas más frías.

En el lado izquierdo de la corriente las aguas acusan densidad más baja.

Las diferencias que se observan en la temperatura, salinidad y densidad se mantienen debido a la componente vertical y componente transversal de la velocidad.

Finalmente cabe mencionar que en la región de la Corriente del Perú existe una manifiesta ausencia del oxígeno disuelto en las profundidades moderadas. El tope de la capa respectiva está cerca de la superficie en la región situada frente al Callao profundizándose hacia el norte y sur. El espesor de la capa respectiva es de varios centenares de metros. Las condiciones son casi anaerobias.

Papel e importancia. La presencia de la Corriente Costera del Perú tiene efectos sobre el clima, el estado del tiempo en el mar costero y en la costa colindante, como asimismo sobre la capacidad de producción y la distribución de los organismos en esta parte del Pacífico Suroriental.

Las irregularidades observadas en las condiciones del mar, especialmente en el flujo de las aguas y la aparición de condiciones extremas en determinadas temporadas provocan anomalías en las relaciones ecológicas de los organismos marinos y efectos inesperados en el comportamiento de los seres marinos y aves guaneras.

Referencias. Schott, (1931), Gunther (1936), Wyrtki (1963, 1965 y 1966).

La Corriente Oceánica del Perú. El ramal oceánico de la Corriente del Perú está situado al oeste del ramal costero, distinguiéndose bien al norte de la latitud de 20°S de noviembre a marzo de cada año.

El flujo de esta corriente se desarrolla a velocidades algo más elevadas que el de la Corriente Costera del Perú.

5. Las condiciones oceanográficas y corrientes superficiales en el Golfo de Guayaquil

El Golfo de Guayaquil se extiende por unos 180 Km. tierra adentro y alcanza un ancho de 100 Km. entre Punta Salinas y Punta Santa Elena.

La región del Golfo está bajo el régimen de los vientos alisios que tiene un ciclo anual. Soplan con mayor intensidad durante la temporada de invierno, debilitándose en el verano. De acuerdo con las modificaciones que se operan en la circulación atmosférica, surgen cambios también en la circulación de las aguas, siendo ellos mayores en la etapa de transición del régimen de los vientos de invierno al régimen de los vientos de verano de esta región.

a) **Las características oceanográficas del Golfo de Guayaquil.** Son las de un gran estuario tropical, en que las aguas del río Guayas y del río Tumbes se mezclan con las aguas marinas, dando origen a aguas de baja salinidad (inferior a 34.0‰) y alta temperatura (superior a 20°C). Estas aguas son livianas y ocupan la parte superior del mar, trasladándose hacia el océano. En el límite exterior del Golfo, ellas se encuentran con las aguas más frías procedentes de la costa noroccidental del Perú. La zona de contacto entre las aguas suelen distinguirse claramente en los días con mar calmo tanto por la diferencia en el

color de las aguas, como por la presencia de un área de escarceos que se prolonga hacia el noroeste, perdiéndose en el horizonte. La masa de agua ecuatorial influye sólo de vez en cuando en la oceanografía de este Golfo.

b) **Estructura en el Golfo.** Por debajo de las aguas superficiales livianas existe un pronunciado gradiente térmico que representa la característica más sobresaliente. La capa con esta discontinuidad de la temperatura se profundiza hacia la costa del Ecuador y suele ser de discontinuidad evidente también para la distribución vertical de las demás propiedades del agua. Dentro de esta capa de discontinuidad, las aguas fluyen lentamente hacia la costa.

c) **Estructura en el área exterior.** En la región exterior del Golfo y frente a la costa noroeste del Perú, especialmente entre la latitud de Cabo Blanco y las Islas Lobos de Afuera, se extiende la capa de discontinuidad de características tropicales desde la superficie hasta la profundidad de unos 100 metros. Esta capa experimenta variaciones locales y estacionales. En toda esta área exterior se producen cambios frecuentes en la posición del área de contacto entre las aguas tropicales del Golfo y las aguas relativamente frías de la corriente costera del Perú. Ellos son más pronunciados de noviembre a marzo, cuando se trasladan progresivamente hacia el sur. En los meses en que se registra este fenómeno, puede producirse una instrucción de aguas ecuatoriales cálidas y menos saladas de superficie hacia la costa del Perú. Este fenómeno ha sido puesto en relación con "el Niño".

d) **Corrientes superficiales en el Golfo de Guayaquil.** En 1963 se dió comienzo a un programa de medición de las corrientes en este Golfo. Se liberaron al agua unas 1800 fichas a intervalo de 1 mes, recuperándose sólo el 1% de las fichas.

Las fichas recapturadas indicaban para el mes de junio una corriente consistente hacia el norte y noroeste con velocidades mínimas de 15-50 cm/seg. (= 0.3 al 1 mb).

De julio hasta principios de octubre todas las fichas fueron encontradas en las costas peruanas del Golfo (Tumbes, por ejemplo), indicando un cambio en la dirección de la corriente hacia SE y S.

La corriente superficial se desplaza normalmente hacia el SW en octubre y noviembre; la temperatura del mar entre Punta Santa Elena y las islas Galápagos es en estos meses de 22° a 23.5°C. En noviembre aparece una lengua de agua cálida con temperatura de 23.5°C a 25.1°C y salinidad de 33‰; ello indica que las aguas superficiales proceden de un movimiento activo de aguas cálidas.

En diciembre-febrero suele producirse una invasión de agua cálida por el este de Galápagos que afecta las condiciones oceanográficas de la región.

CAPITULO XII

COMPARACION ENTRE LOS OCEANOS ATLANTICO Y PACIFICO

1. Factores que imprimen características propias a los océanos. 2. Contrastes entre las dimensiones y forma del Atlántico y del Pacífico. 3. Contraste en la topografía del fondo. 4. Contrastes en la distribución de las propiedades de las aguas en el Atlántico y Pacífico. 5. Caracteres comunes y contrastes de las corrientes en el Atlántico y Pacífico.

1 Factores que imprimen características propias a los océanos

En el curso del desarrollo de los distintos capítulos hemos dado ejemplo sobre similitudes y contrastes existentes entre la circulación oceánica de los diferentes océanos. Nos queda por hacer un estudio comparativo entre los océanos Atlántico y Pacífico para poner en evidencia los contrastes más sobresalientes que existen entre sus características.

Los factores que imprimen características propias a los océanos y mares son:

1. Las dimensiones y forma,
2. La topografía submarina y geología,
3. Las propiedades del agua, en particular la temperatura, salinidad, densidad, color y transparencia,
4. Las corrientes y mareas.

Parte de estas características del océano Atlántico y del Pacífico se menciona a continuación, evocando —cuando sea necesario— también otros océanos y mares.

2. Contrastes entre las dimensiones y forma del Atlántico y del Pacífico

El primer contraste entre el Atlántico y el Pacífico se pone de manifiesto en sus dimensiones y en su forma. Las dimensiones están indicadas en el Cuadro N° 9.

Cuadro N° 9

Representando las dimensiones de los océanos Atlántico y Pacífico
Superficie total (con mares)

	Océano Atlántico	Océano Pacífico
(en millones de Km ²)	92.4	179.7
Superficie sin mares		
(en millones de Km ²)	92.4	165.3
Volumen en miles de Km ³	323.613	707.555
Profundidad media en m.	3.932	4.382
Profundidad máxima en m.	9.218	11.000

Puede establecerse que la superficie total del Pacífico es casi dos veces (1.94 veces) más extensa que la del Atlántico, el cual es el segundo en tamaño entre todos los océanos. La relación entre los volúmenes de los dos océanos muestra, también, que el Pacífico tiene mayor capacidad. Por ende, la profundidad máxima de este océano de casi 11.000 m. no tiene parangón en el mundo.

Muy importante nos parece la extensión del Pacífico hacia el norte y sur. Su área penetra hasta latitudes muy altas tanto en el hemisferio norte, como en el hemisferio sur, lo que permite a la circulación oceánica impulsada por el viento desarrollarse aquí mucho más libremente que en el Atlántico o en el Indico.

En cuanto a la forma de los dos océanos, cualquier mapamundi nos muestra que el Atlántico, situado entre 4 continentes con las Américas formando su frontera occidental y Europa y Africa constituyendo la frontera oriental * y occidental del océano Indico y Pacífico respectivamente por la orientación norte sur de sus fronteras continentales, excepto en la parte sureña que queda abierta hacia el océano Antártico.

El océano Pacífico, situado entre cuatro continentes, tiene en su margen occidental a Asia y Australia y en su margen oriental a las Américas, caracterizándose por su enorme anchura en el hemisferio sur y la gran diferencia entre su parte norteña y su parte sureña. En el norte, las fronteras occidental y oriental se acercan una a la otra, cerrándose sobre el estrecho de Bering. Este representa una comunicación extremadamente limitada con las aguas árticas. De este modo, todo el norte del Pacífico adquiere la forma de un embudo y la circulación general en esta región Subártica se desarrolla según las leyes de circulación característica de un estuario que fueron indicadas por Tully y Barber (1961) y que requieren de la presencia de agua dulce, cuya cantidad exceda las pérdidas por evaporación y congelación.

En el sur, la cuenca del Pacífico se presenta enormemente ancha, confundándose prácticamente con la del océano Indico, por lo cual aparece muy abierta y muy propensa al intercambio con la atmósfera

* Tiene la forma de una S, estando bien separado en sus lados oriental.

y con las aguas de las cuencas oceánicas vecinas. Esta forma particular, junto con las condiciones climáticas, influye decisivamente en las características hidrológicas y, muy especialmente, en la circulación de las aguas en las distintas profundidades del Pacífico.

A las particularidades de la forma se agrega la particularidad de la distribución de las profundidades a lo largo de las vías de comunicación con las aguas polares. En el norte, las profundidades son pequeñas, no pasando de 100 m; en el sur, en cambio, son de varios miles de metros y aumentan del este hacia el oeste, de modo que las aguas de fondo, procedentes de la región Antártica pueden penetrar fácilmente en la cuenca del Pacífico por el este de la isla Tasmania y las aguas profundas, junto con las aguas intermedias tienen acceso libre en uno y otro sentido, en toda la anchura del océano, lo cual no es el caso en el Pacífico norte.

Estos contrastes entre las dimensiones, forma y profundidades del Pacífico sur y norte explican las diferencias en la estructura de las aguas y las características de la circulación oceánica en esta cuenca y en el océano Atlántico.

3. Contrastes en la topografía del fondo

El fondo oceánico se caracteriza por su movilidad tectónica y, a la vez, por ser lugar de acumulación de los sedimentos. Pero la razón de acumulación del material y la forma de su estratificación difieren de un océano a otro y, también, en las distintas subdivisiones (= cuencas secundarias) de la misma cuenca oceánica. Contribuyen a ello: las líneas estructurales, el relieve del fondo y sus accidentes mayores, la distancia desde la fuente de los materiales, como asimismo las corrientes oceánicas y su papel variable en los sucesivos periodos geológicos.

En lo que sigue se presentan algunos conocimientos ilustrativos en forma comparativa entre los océanos Atlántico y Pacífico con el propósito de poner de manifiesto ciertos aspectos de los contrastes existentes entre ambos que facilitan la comprensión de la circulación oceánica y algunos de sus efectos.

a) **Las estructuras** de los continentes y de los océanos Atlántico y Pacífico no parecen conectadas entre sí. En efecto, las líneas estructurales de las Américas son, generalmente, paralelas con el borde de estos continentes, para lo cual los Andes constituyen el mejor ejemplo. Las líneas estructurales de Europa, en cambio no demuestran tal paralelismo y terminan, más bien, en el borde del océano.

Por otra parte, existen en el Pacífico varias zonas de fractura paralelas, algunas de las cuales se prolongan sobre el fondo de este océano por más de 2000 Km, acercándose a la costa de América. Ello constituye una de las particularidades del Pacífico.

b) **Contrastes en el relieve del fondo.** El fondo de los océanos Atlántico y Pacífico presenta ciertas particularidades con efecto sobre la distribución de los sedimentos y movimiento horizontal de las aguas.

- (1) **En el Atlántico** existen cordilleras submarinas con numerosos picos que se elevan a varios centenares de metros so-

bre el nivel del fondo abisal. La más desarrollada se extiende entre la isla Islandia y la latitud de 58°S aproximadamente en forma de una S; esta elevación, semejante a un "espinazo", subdivide el océano en una mitad oriental y otra occidental, formando una frontera para la circulación de las aguas de fondo de origen antártico que penetran en el Atlántico por la parte occidental.

También hay elevaciones dispuestas en forma de umbrales que subdividen las cuencas laterales en varias cuencas secundarias de menor extensión. Una de estas elevaciones submarinas se extiende de Escocia a Groenlandia y de allí hacia el norte de América; ella llega hasta 600 m. debajo del nivel del mar y separa las aguas frías de la región polar de las aguas cálidas del Atlántico.

Las elevaciones existentes en el Atlántico representan de 1/3 a 2/3 de la extensión del fondo de este océano.

La sedimentación principal se ha desarrollado en las cuencas laterales, mientras que las cimas de muchos picos elevados y sus declives siguen manteniéndose casi desprovistos de sedimentos, lo que pudo comprobarse mediante fotos tomadas en diferentes regiones. La mayor parte de los sedimentos se ha depositado en capas homogéneas.

- (2) **En el Pacífico** hay importantes diferencias con respecto al océano Atlántico, debido al mayor número de accidentes topográficos y a la forma en que están dispuestos con respecto a los continentes vecinos. En efecto, las elevaciones submarinas se presentan aquí menos desarrolladas y, generalmente, más chatas, estando más bien en la parte sur-oriental de la cuenca de este océano. Por otra parte, en la extensión del Pacífico está situado el mayor número de islas.

Una de las particularidades del relieve del fondo en el Pacífico, ya mencionada en la parte general del libro, es la presencia de plataformas submarinas más o menos planas y escalonadas. Varias fueron identificadas entre las islas Hawaii, las Marianas y el noroeste de las islas Kuriles. La base está a 4000-5000 m, mientras que la cima está sólo a 500-900 m. debajo del nivel del océano.

Otra particularidad la constituye la "Dorsal del Pacífico Oriental" que si bien no alcanza las alturas de la dorsal del Atlántico, es una estructura gigantesca de la costa, que tiene una anchura de 2000 a 4000 Km, una longitud de más de 10000 Km. y elevaciones de 2 a 3 Km.

Entre la dorsal del Pacífico Oriental y la costa de América del Sur está situada "la elevación submarina de Galápagos" que antes se llamaba "Altiplano del Albastross". Ella se extiende desde Panamá a Chile y presenta una anchura de 1000 Km; está plegada en segmentos por zonas transversales de fractura.

Existen, además, las cadenas de fosas marginales del Pacífico que son estrechas, profundas y bordean los continentes desde Alaska hasta Chile y frente a Asia. Ellas parecen desempeñar el papel de unas trampas naturales de retención de la mayor parte de los sedimentos terrígenos que proceden de los continentes vecinos y se deslizan por el talud hacia los abismos.

De acuerdo con este concepto, las fosas marginales del Pacífico retiene todo el material pesado procedente del continente, de suerte que sólo las partículas de arcilla en suspensión, los cienos de organismos pelágicos y el material cósmico consiguen llegar al fondo abisal más alejado.

Los umbrales separan cuencas secundarias entre sí y las fosas marginales protegen las planicies abisales del Pacífico contra los sedimentos terrígenos que podrían deslizarse por el talud y contra las corrientes fangosas de gran densidad de material que podrían fluir por el declive del fondo oceánico en determinadas circunstancias (Véase *Arrenius*, 1961, p. 129).

Cabe señalar, también, que el Pacífico tiene mayor número de islas, muchas de las cuales son de material coralino. La presencia de los archipiélagos con su talud respectivo representa obstáculos naturales que se interponen en el camino de propagación de las olas y obligan las corrientes a formar ramales, disminuyendo de este modo su fuerza total.

c) **Contrastes en la acumulación de los sedimentos.** La distribución diferente de los mayores accidentes topográficos en el Atlántico y Pacífico explica los contrastes existentes en la acumulación de los sedimentos en ambas cuencas.

- (1) **En el Atlántico.** Perfiles obtenidos mediante diferentes métodos frente a Nueva York y Argentina mostraron que los sedimentos existentes a sólo algunas millas del pie del talud continental proceden, en su mayor parte, de los continentes cercanos y tienen un espesor de más de 4 Km.

En las regiones oceánicas alejadas de los continentes, se acumulan sedimentos pelágicos, junto con otros calizos y de arcilla roja, todos muy finos.

- (2) **En el Pacífico,** como en el Indico, existen extensas regiones donde el fondo está cubierto por poco sedimento; el espesor de los sedimentos existentes en este océano es relativamente pequeño, excepto al norte de la latitud de 40°N, donde es de más de 1000 m, debido al abundante material procedente del continente.

La razón de acumulación de los sedimentos formados después de Cretácico ha sido muy pequeña. Algunos estudiosos (*M. Ewing y J. Ewing*, 1964, p. 535) estiman que la acumulación de la arcilla roja se hizo a razón inferior a 1 mm. por 1000 años. Aún en la zona ecuatorial, donde abun-

da el material calizo, hubo en el Pacífico una decantación muy lenta y el espesor de los sedimentos de allí está en franco contraste con el de los sedimentos encontrados en el Atlántico Suroccidental (véase al respecto **M. Ewing, Lugwing y J. Ewing, 1963**).

d) **Papel de las corrientes oceánicas en la sedimentación.** Las corrientes oceánicas superficiales y las que se desplazan en las diferentes profundidades de cada océano y mar desempeñan papel destacado en el proceso de transporte de materiales, especialmente de partículas y su sedimentación en las distintas partes del fondo.

Estudiosos que se han dedicado últimamente al estudio del espesor de los sedimentos en los distintos océanos por aplicación de métodos geofísicos (como **M. Ewing y J. Ewing, 1964**) opinan que es muy posible que las corrientes de fondo y las profundas han tenido papel mucho más importante en la distribución de los sedimentos que el que se les había atribuido en el pasado.

4. Contrastes en la distribución de las propiedades de las aguas en el Atlántico y Pacífico

Las propiedades de las aguas en el Atlántico y Pacífico presentan una serie de similitudes y contrastes. Estos últimos se atribuyen a las diferencias en las dimensiones y forma de las dos cuencas oceánicas, como asimismo a la intensidad variable con la cual actúan las fuerzas exteriores sobre la superficie de los océanos y las fuerzas interiores, muy especialmente las corrientes, mares, ondas internas y mezcla.

De las propiedades que presentan contrastes mencionaremos principalmente la temperatura, la salinidad y el oxígeno.

Temperatura. El océano Atlántico tiene temperatura media superficial de 16.9°C, siendo ésta en 2.2°C más baja que la del Océano Pacífico (19.1°C). Esta diferencia se atribuye a su pequeña anchura en la zona Intertropical.

La capa superficial del Atlántico Norte es más cálida que la del Atlántico Sur, debido a las particularidades de la topografía submarina que permiten a las aguas antárticas frías penetrar en el Atlántico Sur a lo largo de un frente más extenso.

En el Atlántico, como en el Pacífico, existen varias regiones que presentan contrastes fuertes en la distribución horizontal de la temperatura. Ellos se ponen de manifiesto a través del gradiente de la temperatura en las convergencias, cuya posición geográfica no es idéntica en ambos océanos. Así, por ejemplo, la Convergencia Antártica está en el Atlántico más al norte que en el Pacífico. Por otra parte, hay contrastes fuertes también entre la distribución de las isotermas en el lado occidental y oriental del Pacífico en cada hemisferio.

Como ejemplo sírvanos el caso que se presenta en el Pacífico Norte. De acuerdo con los estudios recientes sobre la distribución de las isotermas anuales en las aguas superficiales en esta parte del océano (**Wyrтки, 1966**) se establece:

- (1) que la orientación general de las isotermas es generalmente la de las latitudes;
- (2) que en el lado occidental existe la mayor concentración de isotermas en el área de encuentro de la corriente de Oyashio con la corriente de Kuroshío, es decir entre 42°N y 35°N,
- (3) que el intervalo entre las isotermas aumenta del oeste hacia el este, siendo mayor en el lado oriental del Pacífico Norte, donde la corriente de Alaska fluye hacia el Norte y la corriente de California se traslada hacia el sur,
- (4) que el aumento de los intervalos entre las isotermas aparece más pronunciado en el verano del hemisferio norte (agosto), cuando la isoterma de 29°C se encuentra en la latitud de la isla Formosa por lo menos hasta 160°E y la isoterma de 10°C está a la altura de la punta sur de la península Kamchatka (26°N y 51°N); en el lado oriental, frente a la costa de América del Norte, sólo se observa en agosto la presencia de la isoterma de 28°C en 23°N y de la isoterma de 10°C en 53°N.

El contraste de la temperatura se pone de manifiesto también entre el agua del talud y el agua adyacente y se presenta pronunciado donde el agua costera más fría fluye hacia el agua oceánica más cálida y viceversa.

Por ende, cabe mencionar que toda la región ecuatorial del Pacífico se caracteriza por la presencia de una capa superficial bien mezclada y delgada, cuyo espesor es de 30 a 100 m. Debajo de ella está una Termoclina, en la cual la temperatura disminuye unos 10°C en 30 m. (Knauss, 1961, p. 143). En la región ecuatorial del Atlántico, la termoclina no acusa un gradiente tan fuerte.

La salinidad. La salinidad media del océano Atlántico es de 35.4‰. La salinidad de la capa superior de este océano varía con la intensidad de las lluvias, la distribución general de las precipitaciones y de la evaporación y, también, con la distancia desde la desembocadura de los ríos caudalosos.

Las grandes cantidades de agua dulce aportadas por los ríos sudamericanos (Orinoco, Amazonas, Río de la Plata, Río Negro) reducen la salinidad de la capa superior por distancias apreciables y ello constituye un contraste notable con respecto a la situación en el Pacífico.

La salinidad máxima del Atlántico Norte es de 37.9‰ y se encuentra entre 20°N y 30°N en la región de los alisios del NE. La salinidad máxima del Atlántico Sur es de 37.6‰ y se encuentra también en la región de los alisios, pero esta vez de SE.

En el Pacífico, la salinidad media es de 34.9‰. Ella es inferior a la salinidad media del Atlántico en 0.5‰ (ver cuadro N° 10).

En comparación con el Atlántico, el océano Pacífico recibe un aporte menor de agua dulce de los ríos. El agua dulce tiene escasa importancia para la oceanografía de este extenso océano.

Cuadro N° 10

Representando las salinidades en el Atlántico y Pacífico a las temperaturas de 14°C y 16°C y confeccionado sobre la base de los datos de Sverdrup

Océano		
Atlántico Norte	35.88 ± 0.09	36.12 ± 0.09
Pacífico Noroccidental	34.52 ± 0.06	34.67 ± 0.07
Pacífico Nororiental	34.32 ± 0.08	34.62 ± 0.08
Atlántico Sur	35.37 ± 0.09	35.64 ± 0.10
Pacífico Suroccidental	35.30 ± 0.08	35.55 ± 0.09
Pacífico Suroriental	34.88 ± 0.08	35.08 ± 0.08

Los valores contenidos en este cuadro muestran la salinidad que es en general, más alta en el Atlántico que en el Pacífico y que es más elevada en el Atlántico Norte que en el Atlántico Sur, mientras que en el Pacífico se registra lo contrario, es decir, la salinidad es más elevada en el Pacífico Norte.

El cuadro muestra también que la salinidad más elevada está en el lado occidental del Pacífico en comparación con el lado oriental.

Oxígeno. En comparación con el océano Pacífico, el Atlántico está mejor ventilado, lo cual se deduce del conocimiento del contenido de oxígeno disuelto en todas sus profundidades. Este sobrepasa los 5 ml. O₂ L en las capas superiores. Sin embargo, existen en ambos hemisferios alrededor de 10°N y 10°S regiones caracterizadas por su bajo contenido de O₂. Ellas están en profundidades de algunos centenares de metros y alcanzan su desarrollo máximo en la mitad oriental del Atlántico, muy especialmente frente a África Occidental, donde hay menos de 0.5 ml/L en la profundidad de 350 m. y donde puede producirse también una condición anaerobia, acompañada por graves mortandades de peces y otros organismos acuáticos en las extensiones afectadas.

En el Pacífico encontramos que el contenido de oxígeno varía entre límites más amplios que en el Atlántico, siendo en la capa superior del Pacífico Norte algo más bajo que en el Pacífico Sur y en el Pacífico Oriental más bajo que en el Pacífico Occidental. Valores mínimos que oscilan entre 0.0 y 1.0 ml/L fueron encontrados frente a la costa occidental de México, América Central, Perú y Norte de Chile. Frente al Perú Central, el tope de esta capa de mínimo contenido de oxígeno está en el verano en 20 m. y su base en 900 m. En el invierno se profundiza, estando entre 60 y 80 m. sobre la latitud de 12°S, mientras que en la latitud de 4°S (frente a Cabo Blanco) se mantiene en la profundidad de 180 m. aproximadamente. El espesor de la capa que acusa el déficit de oxígeno disminuye hacia el sur, siendo sólo de unos 450 m. frente a Chile Central. La misma condición se presenta al oeste del Continente Sudamericano.

La presencia de la capa de bajo contenido de oxígeno en grandes extensiones del Pacífico oriental tiene su explicación en:

- (1) el hecho de que las aguas de la capa respectiva no estuvieron en contacto directo con la atmósfera desde hace muchos años;
- (2) La opinión de que estas aguas se trasladan solo muy lentamente;
- (3) El hecho de que cruzan áreas muy fértiles, donde la capa superior tiene elevada producción planctónica, por lo cual se desarrollan allí intensos procesos de desintegración de los restos planctónicos y de oxidación de los productos de descomposición que involucran consumo de gran parte de las cantidades de oxígeno libre.

Podríamos extender esta descripción sumaria de las propiedades de las aguas en los dos océanos, abarcando también los fosfatos, nitratos y otras sales minerales. Pero estos aspectos fueron tratados en varias publicaciones, de modo que son ya de dominio público.

5. Caracteres comunes y contrastes de las corrientes en el Atlántico y Pacífico

Los sistemas de corrientes oceánicas que integran la circulación en el Atlántico y en el Pacífico tienen numerosas características comunes, pero muestran también diferencias regionales, debido en gran parte a la acción diferente de los vientos sobre océanos de distintas formas y dimensiones

Los mayores sistemas de vientos sobre estos océanos son de carácter zonal. Trátase de:

- (1) los alisios entre el Ecuador y 30°S,
- (2) Los vientos del oeste entre 30°S y 60°S con acción máxima en 55°S, y
- (3) los vientos del este en una estrecha franja, al sur de 60°S

Los alisios tiene mayor extensión latitudinal en el Pacífico que en el Atlántico. Los vientos del oeste se extienden en el Pacífico más al sur que en el Atlántico; ellos son más fuertes inmediatamente al norte de la Convergencia Antártica, pero ésta se encuentra en el Atlántico más al norte que en el Pacífico. De este modo, las diferencias espaciales de una de las principales fuerzas que generan y mantienen corrientes oceánicas se constituyen en causas de los contrastes de la circulación en los dos océanos. Veámos algunos de estos contrastes.

En el océano Atlántico, como en el Pacífico existen 2 regiones dominadas por corrientes superficiales resultantes del accionar de los alisios: una en cada hemisferio. En contraste con esta situación, el océano Índico posee sólo una región con corrientes mantenidas por los alisios; ella está en el hemisferio sur.

Las corrientes producidas por los alisios tienen carácter zonal y fluyen hacia el oeste mientras están lejos de los continentes. Pero en las regiones cercanas a los continentes del lado oriental de cada océano.

las corrientes impulsadas por los alisios fluyen en dirección casi paralela a la frontera continental más cercana.

El contraste mayor se presenta en la alternancia de las corrientes. Esta es periódica y muy evidente en la región de los monzones característicos en el Pacífico occidental, pero faltan en el océano Atlántico.

Los contrastes entre las corrientes superficiales de ambos océanos se presentan mayores en el norte y se deben a la configuración y particularidad de la comunicación con las aguas árticas. En efecto, las corrientes son más complicadas en el sector Atlántico, donde existe una comunicación más abierta con el Artico y donde la gran extensión de la isla Groelandia modifica el curso de las corrientes. En el Pacífico Norte, en cambio, Asia y Norteamérica se acercan uno al otro en forma de arcos, estrechando la comunicación entre este océano y el Artico y obligando a las corrientes del Pacífico a trasladarse en forma de giros.

El océano Atlántico y el Pacífico tienen en común, en su parte sureña, la corriente Circumpolar Antártica que fluye del Indico al Pacífico y de este al Atlántico. Las aguas del Pacífico penetran con esta corriente directamente en el sector del Atlántico, mientras que las aguas de este océano no ejercen influencia directa sobre el Pacífico, por tener que cruzar el sector Indico para llegar al otro. Esta diferencia en el movimiento circular de las aguas repercute en la distribución de las propiedades y muy especialmente en la distribución geográfica de las especies marinas que permanecen en el plancton durante alguna etapa de su vida.

La corriente más importante del Atlántico Suroriental es la Corriente de Bengüela que fluye a lo largo de la costa occidental de África del sur hasta la latitud de 17° ó 18° S. Ella es comparable a la corriente del Perú en el Pacífico Suroriental, en cuanto ambas se desarrollan bajo la acción de los vientos alisios; ambos se caracterizan también, por su alta fertilidad que puede atribuirse al efecto renovador que tienen las aguas afloradas sobre la capa iluminada del mar. La diferencia mayor entre estas corrientes surge como efecto de la extensión de los continentes hacia el sur. África se extiende sólo hasta 35° S, de modo que las aguas cálidas del océano Indico pueden penetrar libremente en el Atlántico suroriental (Corriente de Aguhlas). Sudamérica se extiende hasta 56° S, penetrando en la zona de acción de los vientos del oeste y de la deriva de las aguas superficiales causada por ellos. Se constituye, de este modo, en una formidable barrera entre las aguas tropicales de los océanos Pacífico y Atlántico. La corriente del Perú no recibe por el sur aporte de aguas cálidas.

NOTA.—La bibliografía aparece en detalle en todos los capítulos de este libro.

F E D E R R A T A S

Página	Línea	Dice	Debe decir
3	3	si no	sino
8	14	distinos	distintos
18	4	haloclina	haloclina
19	35	mezica	mezcla
25	42	desarollo	desarrollo
29	45	30%	30‰
65	48	fotografía	fotográfica
77	34	cirrientes	corriente
81	46	mezica	mezcla
83	43	coriente	corriente
87	11	materital	material
94	37	prevelace	prevalece
99	36	derechos	desechos
121	42	acunsa	acusa
140	17	contracoriente	contracorriente
145	3	340.4‰	34.04‰
145	44	instrucción	intrusión
153	34	mínimo	mínima
163	47	corrietne	corriente
168	40	temperatura	temporada
177	40	cuando	cuanto
191	22	instrucción	intrusión
193	1	(en millones de Km ²) ...	superficie con mares (e n millones d e Km ²)
197	24	mares	mareas