

3. EL MEDIO AMBIENTE EN EL ATLANTICO TROPICAL ORIENTAL

por

Y. Gouriou

3.1. INTRODUCCION

Las condiciones que encuentran los tónidos en el medio oceánico, temperatura, alimento, oxígeno, corrientes, etc., influyen en gran medida sobre la abundancia de los stock y sus migraciones, así como sobre su capturabilidad. Es por tanto esencial describir con exactitud el medio ambiente oceánico en la zona estudiada. Este medio está a su vez muy condicionado por los cambios espacio-temporales del clima, que se estudiarán en primer lugar (párrafo 3.2). La circulación oceánica de la región será el siguiente tema a tratar, tanto la que se produce en superficie como en subsuperficie (párrafo 3.3). A continuación se describen los mecanismos de afloramiento de aguas frías, ricas en sales nutrientes, que enriquecen las capas superficiales (párrafo 3.4) discutiéndose su origen. Finalmente, se pasa a describir los mecanismos de enriquecimiento de las aguas y de formación del fitoplancton (párrafo 3.5).

3.2. CLIMA Y MOTOR GENERAL DEL SISTEMA

3.2.1. GENERALIDADES

La dinámica de la capa superficial de los océanos está estrechamente relacionada con la de las capas bajas de la atmósfera. El viento, sobre todo, desempeña un papel motor en la génesis y evolución de las corrientes oceánicas superficiales y subsuperficiales. En consecuencia, es muy importante conocer bien los parámetros atmosféricos que influyen en la zona oceánica estudiada. La evolución y las variaciones de estos parámetros no podrán llegar a conocerse debidamente si nos limitamos a la zona en cuestión, ya que las condiciones atmosféricas de esta región están ligadas a la dinámica de la atmósfera en el conjunto del Atlántico. En este capítulo se presenta, pues, un panorama general del clima, lo que permitirá abordar el tema de la dinámica oceánica en la zona de estudio.

3.2.2. CENTROS DE ACCIÓN

La circulación del aire en las capas bajas de la atmósfera del Atlántico tropical se establece alrededor de dos centros de acción permanente:

- El centro de altas presiones de las Azores en el Atlántico norte, y
- El centro de altas presiones de Santa Helena en el Atlántico sur.

Estos dos centros de altas presiones determinan los sistemas anticiclónicos cuyos flujos dominan el ámbito marino. En el continente, la circulación sufre la influencia del anticiclón egipcio-libio y del anticiclón de las Mascareñas (Océano Indico). Estos cinturones anticiclónicos son generados por movimientos de subsidencia, hacia las latitudes 30° N y 30° S, relacionados con los chorros subtropicales y polares que se encuentran en altura. Estos movimientos son de origen dinámico y totalmente independientes de los factores térmicos en superficie.

El excedente de la energía absorbida en el cinturón intertropical crea una zona de bajas presiones de origen térmico que separa los centros de altas presiones de cada hemisferio. En cada uno de ellos se establece una corriente de aire entre las altas presiones tropicales y las bajas presiones intertropicales. Esta corriente se desvía hacia el oeste a causa de la rotación de la tierra: estos vientos permanentes y estables se denominan alisios. El límite entre las corrientes de ambos hemisferios se llama ecuador meteorológico o zona intertropical de convergencia (ZITC).

Este sencillo esquema de la circulación en las capas bajas permite describir de manera satisfactoria el campo de viento observado en la parte occidental (al oeste de 20° W) del Atlántico tropical.

En la parte oriental, la disimetría observada en el reparto de las masas continentales del continente africano, a ambos lados del ecuador, perturba de manera notable el esquema anteriormente descrito. El calor de la masa de la tierra es inferior al del océano, por lo que la tierra se calienta o enfría más rápidamente que el mar: esta propiedad provoca una migración estacional importante de las bajas presiones intertropicales del continente asociada al movimiento cenital del sol. La traslación latitudinal estacional de estas bajas presiones es mucho más importante en la parte del Atlántico tropical sometida a la influencia continental que en el medio oceánico.

El calentamiento de la parte occidental del continente durante el verano boreal provoca la formación de un gradiente de presión transecuatorial encima del golfo de Guinea. Este gradiente de presión causa una desviación de los alisios hacia el este, reforzada por el cambio de signo de la fuerza de Coriolis al cruzar el ecuador (esta fuerza, que tiene su origen en la rotación de la tierra, desvía los movimientos hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur). El alisio se convierte entonces en monzón de oeste.

3.2.3. LOS FLUJOS

Los centros de acción citados en el párrafo 3.2.2. condicionan el origen de los flujos de aire en las capas bajas encima del Atlántico intertropical. Sobre la zona marítima, coinciden tres flujos de distinto origen (figura 3.1; Wauthy, 1983):

- Flujo procedente del Atlántico Sur

En el hemisferio sur la importancia de los continentes es escasa, predominando la influencia oceánica. El flujo se establece alrededor de la célula de circulación de la isla de Santa Helena. Este anticiclón domina el conjunto del golfo de Guinea y está centrado en 28° S y 10° W. Alcanza su intensidad máxima durante el verano boreal (julio, agosto y septiembre).

En la vertiente oriental el viento sopla de sur a norte a lo largo de la costa africana; este alisio marítimo es permanente hasta los 16° S y llega hasta el cabo López durante el verano boreal.

En la vertiente ecuatorial el alisio es de sudeste, atraído por las bajas presiones continentales, y se desvía hacia la derecha al norte del ecuador, desviación que se acentúa por el cambio de signo de la fuerza de Coriolis a su paso por el ecuador. Este alisio se transforma entonces en monzón, viento cálido y húmedo, en el continente africano. La penetración de este monzón queda controlada por la migración de las bajas presiones intertropicales continentales.

En la vertiente occidental, el alisio se dirige hacia el oeste hasta encontrarse con el alisio del hemisferio norte a lo largo del ecuador meteorológico (ZITC). En el curso de este largo periplo oceánico, el alisio se calienta, adquiere humedad y se vuelve inestable.

- Flujo procedente del Atlántico norte

En el hemisferio norte, la masa continental es el factor predominante y el calentamiento del verano boreal impide que se establezcan anticiclones sobre África. Solo el océano permite la formación de centros de altas presiones permanentes. La célula de circulación que se establece alrededor del centro anticiclónico de las Azores envía una corriente de alisios marítimos de signo norte hacia el límite occidental de la zona norte del continente africano. Durante el verano boreal, estos alisios pueden verse atraídos por las bajas presiones continentales y penetrar en la franja costera de Senegal (viento oeste-noroeste).

- Flujo procedente del anticiclón egipcio-libio

Este anticiclón manda al continente una corriente de alisios continentales secos y cálidos conocida como harmattan. Este flujo de aire actúa en el conjunto del continente situado al norte del ecuador meteorológico y su variabilidad es grande. No es raro que llegue hasta la franja ecuatorial del continente africano (Ghana, Côte d'Ivoire...)

3.2.4. CAMPOS DE VIENTOS Y SU VARIABILIDAD

Los cambios de intensidad y de posición de los centros anticiclónicos determinan la evolución estacional del viento de superficie.

Durante el invierno boreal, el enfriamiento del hemisferio norte permite la formación de altas presiones sobre el continente africano que prolongan el anticiclón de las Azores. Este alcanza su máxima intensidad y su posición más meridional en el mes de marzo. A lo largo de la costa mauritano-senegalesa, los alisios soplan desde el sector norte al noroeste, de noviembre a febrero. Es el período de alisios continentales y de harmattan. Las velocidades son del orden de 4 a 5 m/s. De marzo a mayo, los vientos proceden del sector norte, y el componente este va dominando a medida que progresan hacia el sur. Es el período de alisios marítimos que alcanzan su máxima intensidad: 5 a 6 m/s a lo largo de las costas, 7 m/s al oeste de 18° W. En el golfo de Guinea, el alisio del hemisferio sur llega al ecuador con escasa velocidad horizontal (3 m/s) y lo cruza entre 20° W y la costa de Gabón. La corriente del monzón es entonces débil y solo actúa en la

franja costera de Africa, en el golfo de Guinea. Los vientos, con un fuerte componente zonal, son máximos en la parte oeste de la cuenca (10° N, 40° W) donde alcanzan velocidades de 7 m/s o más.

Durante el verano boreal (julio, agosto, septiembre) el anticiclón de Santa Helena cobra fuerza y migra hacia el norte. El ecuador meteorológico alcanza su posición más septentrional (10° N) en julio-agosto. El calentamiento del continente africano al norte del ecuador permite que se creen zonas de bajas presiones. A lo largo de la costa mauritano-senegalesa, el viento del sector nordeste es mínimo en septiembre (2-3 m/s) y puede quedar absorbido por las bajas presiones continentales; entonces penetra en Senegal al sur de Cabo Verde y adquiere un fuerte componente oeste. Cuando el ZITC llega a la latitud de Cabo Verde, los vientos se vuelven inestables. Los alisios resultantes del anticiclón de Santa Helena cubren todo el Atlántico intertropical, hasta los 10° N. La intensidad del viento llega a su valor máximo en agosto (5 a 7 m/s a 40° W); la corriente del monzón, desviada a su paso por el ecuador por la fuerza de Coriolis y por las bajas presiones continentales, invade el continente hasta Tibesti, al norte, y las tierras altas de Etiopía, al este.

El estudio de la variabilidad del esfuerzo de arrastre del viento en el Atlántico intertropical, realizada por Servain *et al.* (1985), indica que las regiones de máxima variabilidad estacional se sitúan alrededor del ecuador meteorológico. Los valores máximos de estas variaciones se producen a lo largo de la posición media de la ZITC. La variabilidad de la tensión del viento en el golfo de Guinea es 3 ó 4 veces menor que en el oeste de la cuenca.

3.3. LA CIRCULACION OCEANICA EN EL ATLANTICO INTERTROPICAL

3.3.1. LA CIRCULACION EN SUPERFICIE

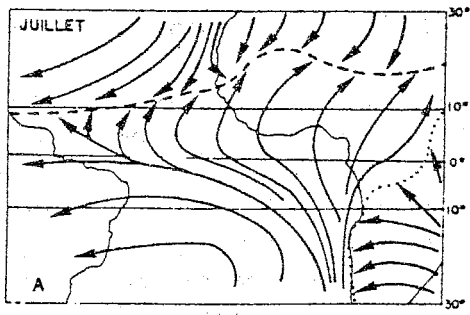
El viento es el motor principal de la circulación oceánica en superficie. Arrastra por fricción una capa más o menos espesa de la superficie del océano; por tanto, en cada uno de los hemisferios se observa una circulación anticiclónica asociada a los anticiclones de las Azores y de Santa Helena. La disimetría de su posición geográfica en relación con el ecuador se refleja también en la circulación oceánica superficial. La zona en estudio estará sometida a la influencia de la circulación del hemisferio sur.

- En el hemisferio norte, bordeando la deriva noratlántica (DNA), se encuentran: (figura 3.2; Wauthy, 1983).

-- La corriente de Canarias, que transcurre a lo largo de la costa marroquí y mauritana, abandonando la costa sobre los 20° N para dirigirse hacia el sudoeste.

-- En la vertiente ecuatorial de la deriva noratlántica, la corriente ecuatorial norte (CEN), que prolonga la corriente de Canarias. Se dirige hacia el oeste con un componente meridiano orientado hacia el sur, al este y hacia el norte, al oeste. Su velocidad media sobrepasa los 10 cm/s y es más débil en la franja este que en la oeste. Esta corriente presenta variaciones estacionales poco importantes y se debilita al este entre los meses de junio y septiembre.

-- Entre 4° N y 8° N, la contracorriente ecuatorial norte (CCEN) se dirige hacia el este. Es permanente al este de los 20° W y se prolonga en el golfo de Guinea por medio



Tracé au sol des discontinuités
 - - - - - Equateur Meteorologique
 Confluence InterOcéanique

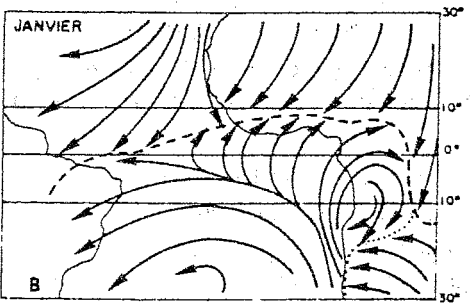


Figura 3.1 Esquema de la circulación atmosférica en superficie. La circulación por encima del océano está determinada por el anticiclón de las Azores en el hemisferio norte y de Santa Helena en el hemisferio sur. La zona de confluencia de los alisios (ZITC) se desplaza según las estaciones. En julio está en su posición más septentrional.

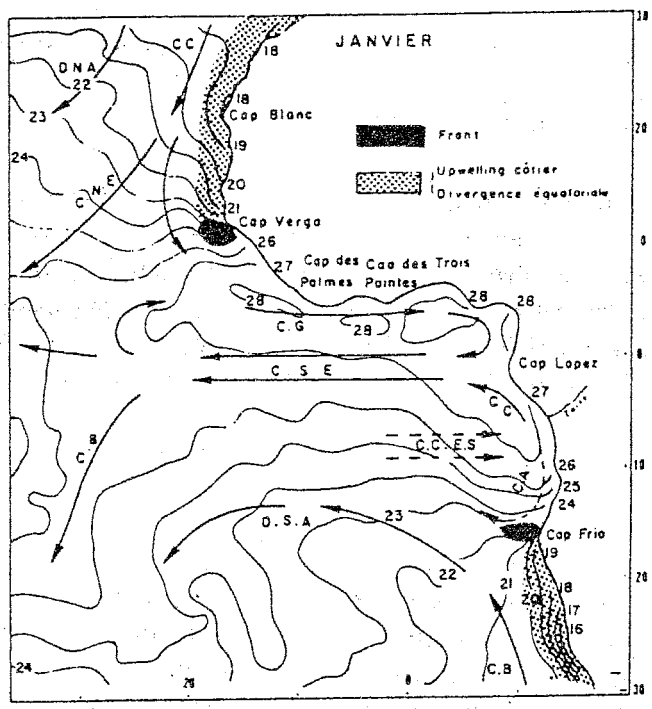


Figura 3.2.a Temperatura y circulación de superficie en enero. El viento arrastra los flujos de superficie y en esta circulación se encuentran los movimientos anticiclónicos de la atmósfera de los hemisferios norte y sur. El sistema de flujos se desplaza hacia el norte de enero a julio (Wauthy, 1983).

de la corriente de Guinea. Experimenta grandes variaciones estacionales. A partir de mayo-junio, la CCEN va hacia el oeste y hacia el norte, alcanzando su máxima amplitud hacia el mes de septiembre, cuando ocupa toda la cuenca al este de 5° W, entre 4° y 10° N. Su velocidad es de 40 cm/s. Desde noviembre hasta enero, la CCEN desaparece gradualmente por el oeste y en marzo solo se encuentra al este de los 20° W. De marzo a junio la corriente se inclina hacia el oeste, al oeste de los 20° W (Richardson, 1984).

-- La prolongación de la CCEN, o corriente de Guinea, bordea la costa africana (5° N - 20° N) hasta el fondo de la bahía de Biafra. Se intensifica al este del cabo de Las Palmas, alcanzando velocidades del orden de los 30 cm/s. Entre 4° E y 8° W se observan dos máximas de velocidad, una en julio-agosto (60 cm/s) y otra en febrero (40 cm/s). La presencia de esta corriente provoca la acumulación de agua en el fondo de la bahía de Biafra, que se vierte por la rama norte de la corriente ecuatorial sur.

- **En el hemisferio sur**, bordeando la deriva suratlántica (DSA) se encuentran:

-- La corriente de Benguela, que transcurre a lo largo de la costa de Namibia, hacia el norte. Tuerce hacia el oeste al nivel de cabo Frío (17° S).

-- En la vertiente ecuatorial de la deriva suratlántica, la corriente ecuatorial sur (CES), que se dirige hacia el oeste, está mucho más desarrollada que su homóloga, la corriente ecuatorial norte, ya que alcanza los 3° N.

En el Atlántico Central, la corriente ecuatorial se divide en dos ramas, hacia los 2° N y 4° S, dirigiéndose al oeste. La velocidad media de ambas ramas es de 35 cm/s.

Frente al continente sudamericano, la rama sur de la corriente ecuatorial sur se separa en dos: la corriente de Brasil (15 cm/s) que se dirige hacia el sur y la corriente de la Guayana (60 cm/s), hacia el norte. La rama norte de la CES se une con esta última aproximadamente a 4° N - 50° W. La rama norte de la CES presenta un ciclo anual marcado con valores máximos de velocidad en junio y diciembre. La rama sur tiene fluctuaciones mensuales más débiles dominadas por un período anual. De septiembre a febrero las dos ramas tienen la misma velocidad; de junio a agosto, la rama norte es más rápida, en tanto que de marzo a mayo ocurre a la inversa.

Al oeste de la cuenca (35° a 45° W) esta estructura de dos ramas de la CES solo se observa de agosto a noviembre. Al este de la cuenca (10° a 20° W) la rama norte alcanza su velocidad máxima (66 cm/s) en junio, a unos 2° N. Los mínimos se producen en octubre y febrero. La rama sur alcanza una velocidad máxima de 50 cm/s de mayo a julio hacia los 4° S. Durante algunos meses, de diciembre a febrero, las ramas norte y sur se fusionan formando una corriente única (Richardson y Mc Kee, 1984). La velocidad mínima relativa de la corriente ecuatorial sudeste es el resultado del afloramiento ecuatorial que frena la corriente alrededor de 1° S.

Resulta interesante observar que dos boyas (E1475 y E1476) lanzadas con menos de 24 horas de intervalo en diciembre de 1984, delante de la desembocadura del río Congo, siguieron trayectorias totalmente distintas. La boya E1476, colocada en el flujo de agua poco salada del río, se dirigió hacia la bahía de Biafra, en tanto que la boya E1475, colocada al sur del frente salino se dirigió hacia el oeste. Se trata de la única boya en la corriente ecuatorial sur que no quedó estancada en la bahía de Biafra (figura 3.3).

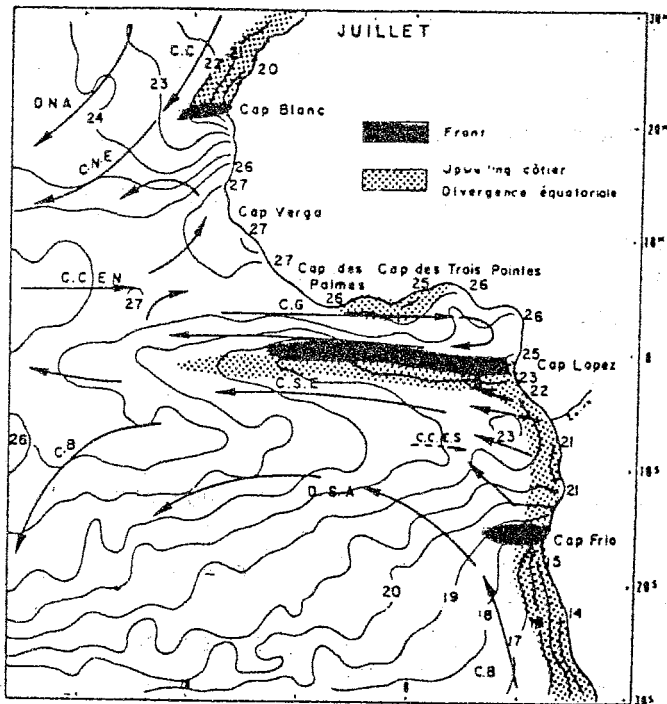


Figura 3.2.b Temperatura y circulación en superficie en el mes de julio (igual que la Fig.3.2.a).

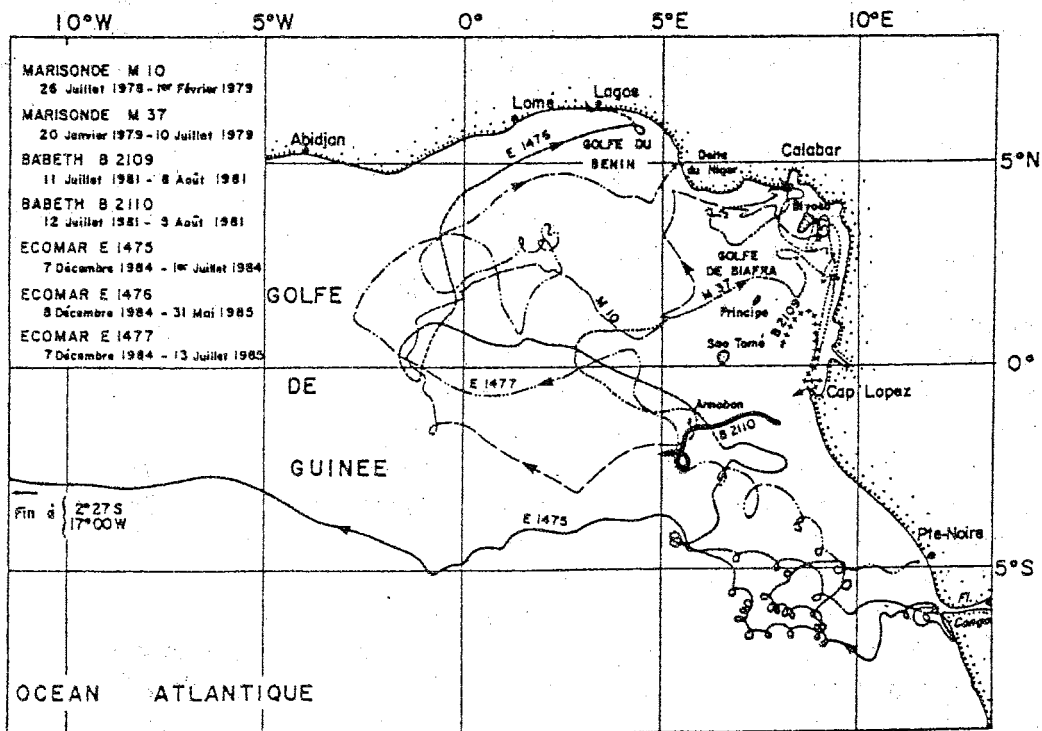


Figura 3.3 Trayectoria de boyas a la deriva. El trazado muestra la complejidad de la circulación de superficie en el interior del golfo de Guinea. Unicamente la boya E1475, liberada al sur del frente salino originado por el río Congo, queda atrapada en el flujo ecuatorial sur y sale del golfo de Guinea (Piton y Kartavtseff, 1986).

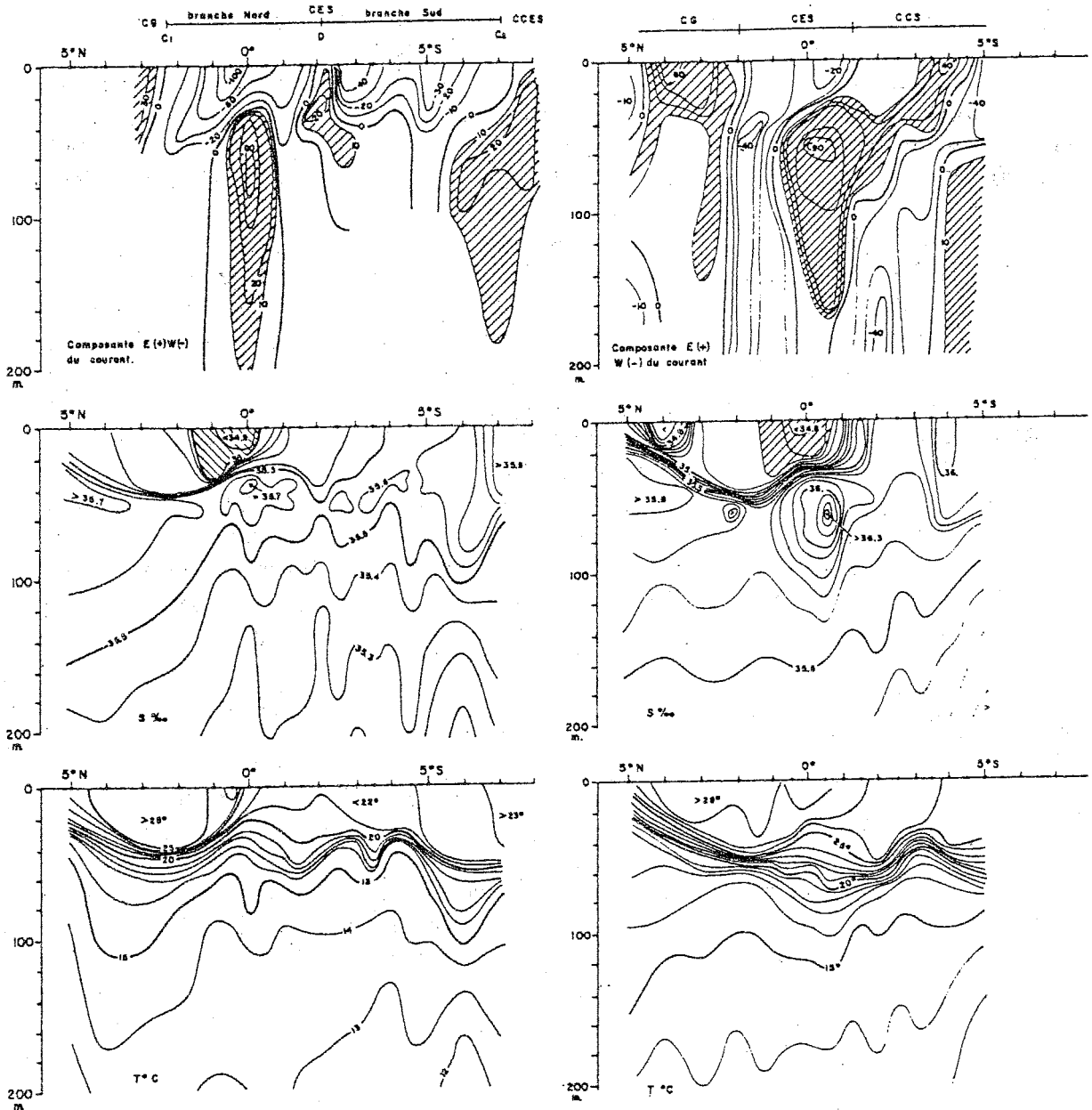


Figura 3.4 Secciones a lo largo de $4^{\circ}W$: temperatura, salinidad, componente zonal de la corriente. A la izquierda, estación fría CIPREA 1 (agosto 1978). A la derecha, estación cálida CIPREA 2 (abril 1979) (Voituriez, 1983).

3.3.2. LA CIRCULACION SUBSUPERFICIAL

En el Atlántico intertropical existe un sistema de tres contracorrientes subsuperficiales (Hisard *et al.*, 1976) que se dirigen hacia el este. La más conocida es la subcorriente ecuatorial (SCE) o corriente de Lomonosov, que atraviesa todo el Atlántico a lo largo del ecuador; de lado a lado, entre las latitudes 5° N y 5° S, transcurren la contracorriente subsuperficial norte (CCSN) y la contracorriente subsuperficial sur (CCSS).

La subcorriente ecuatorial fluye hacia el este, al encuentro de los vientos dominantes. Estos provocan una acumulación de agua en la orilla oeste del océano donde la termoclina se sumerge: al este, está próxima a la superficie. La inclinación este-oeste de la termoclina genera un gradiente de presión hacia el este que da origen a la subcorriente ecuatorial.

La subcorriente de Lomonosov es permanente y estable. Se origina frente a las costas de Brasil y desemboca al fondo del golfo de Guinea. Está centrada en el ecuador; tiene una anchura de unos 200 km, un espesor de 150 m y su núcleo de velocidad máxima se sitúa entre 50 y 125 m de profundidad, en la parte superior de la termoclina. La velocidad de esta corriente es de 60 a 130 cm/s (figura 3.4; Voituriez, 1983). Al núcleo de velocidad máxima se asocia un máximo de salinidad que va decreciendo de oeste a este. Este máximo no es, sin embargo, una propiedad permanente en el golfo de Guinea y puede incluso desaparecer durante el verano boreal.

La subcorriente ecuatorial presenta oscilaciones latitudinales con una amplitud de 30 a 40 millas y una duración aproximada de 15 días. Se hicieron mediciones del transporte estacional durante el primer experimento mundial del GARP (Global Atmospheric Research Program) realizado entre agosto de 1978 y marzo de 1980, observándose que la transferencia media de esta corriente era de $21\ 106\ \text{m}^3/\text{s}$ (Katz *et al.*, 1981).

No se conoce con precisión donde termina la SCE. Al fondo del golfo de Guinea, la subcorriente podría dividirse en dos ramas, una que se dirigiría hacia el norte (bahía de Biafra) y la segunda hacia el sur, a lo largo de la costa de Gabón (Hisard *et al.*, 1973).

Las dos contracorrientes subsuperficiales, norte y sur (CCSN y CCSS), simétricas respecto al ecuador (5° N - 5° S), se asocian a una pendiente descendente de las isotermas (de 9° - 10° C a 12° - 13° C) hacia el ecuador, entre 150 y 400 m de profundidad. Son independientes de las contracorrientes ecuatoriales norte y sur que transcurren en la superficie; se curvan hacia los polos al acercarse al continente africano. En el golfo de Guinea solo persiste la CCSS. Su caudal medio se estima entre 30 y $40 \times 10^6\ \text{m}^3/\text{s}$.

Finalmente, se observa la presencia de una subcorriente que se inclina hacia el oeste en el ecuador, asociada con una segunda termoclina entre 300 y 400 m de profundidad.

Por otra parte, en el golfo de Guinea, bajo la corriente de Guinea (entre 20 y 50 m de profundidad), pegado a la costa, se encuentra un flujo que tiende hacia el oeste: es la subcorriente de Côte d'Ivoire. Su velocidad media es de 30 a 40 cm/s y la vena central podría llegar a la superficie cuando desaparece la corriente de Guinea (Lemasson y Rebert, 1973).

Por último, más al sur (entre 100 y 300 m de profundidad) existe una corriente que tiende hacia el oeste, que Lemasson y Rebert (1973) denominaron contracorriente de Guinea.

3.3.3. LAS ZONAS FRONTALES

Las corrientes oceánicas de superficie y de subsuperficie llevan aguas de procedencias muy diversas. La coincidencia de estas masas de agua crea zonas frontales que podrían llegar a ser importantes para el medio vivo. La zona frontal del cabo López, al fondo del golfo de Guinea, ha sido estudiada con especial atención (Hisard *et al.*, 1975). Se forma en junio, a principios de la estación fría, y separa las aguas guineanas caliente, con baja salinidad al norte, de las aguas frías y muy salinas del sur. Estas últimas proceden de la subcorriente ecuatorial, ya sea por:

- una ascensión general de las aguas de la subcorriente,
- un afloramiento costero que, al sur del cabo López, permite que las aguas profundas procedentes de la subcorriente ecuatorial alcancen la superficie.

Esta zona frontal es temporal y a partir de julio o agosto el agua guineana penetra en las aguas frías. Estas bolsas son generalmente reconocidas como de gran productividad, en las que se concentran temporalmente los túnidos.

3.4. AFLORAMIENTO DE AGUAS FRIAS

3.4.1. GENERALIDADES

El régimen de vientos en el Atlántico ecuatorial provoca una acumulación de agua caliente en la parte oeste de la cuenca; la termoclina se sumerge, al contrario de lo que ocurre en el golfo de Guinea, donde aflora a la superficie. En consecuencia, los movimientos verticales estacionales de la termoclina al este (durante el verano boreal) producen grandes variaciones en la temperatura de la superficie del océano (5° a 7° C en contraposición a 1° a 2° C al oeste). Esta ascensión de la termoclina a la superficie (afloramiento) permite que las aguas frías, ricas en sales nutrientes, alcancen la capa iluminada por el sol, factor esencial en la fotosíntesis. Las principales zonas de afloramiento en el Atlántico intertropical son: la costa senegalesa (sobre todo al sur de la casi isla de Cabo Verde), la costa "norte" del golfo de Guinea (Côte d'Ivoire, Ghana, etc), la costa "sur" del golfo de Guinea (Gabón, Congo...) y la franja ecuatorial.

Los mecanismos de estos afloramientos, bien conocidos en relación con las costas de Senegal (deriva de Ekman), fueron objeto de recientes estudios teóricos en el golfo de Guinea. Una cierta estructura particular de la termoclina, denominada cúpula, será el tema del párrafo 3.4.4.

3.4.2. LA ESTACION CALIDA

El ciclo anual de la temperatura de la superficie del mar a lo largo de las costas del golfo de Guinea comprende:

- una estación fría de junio a septiembre,
- una estación cálida de octubre a mayo, interrumpida en enero y febrero por una corta estación fría.

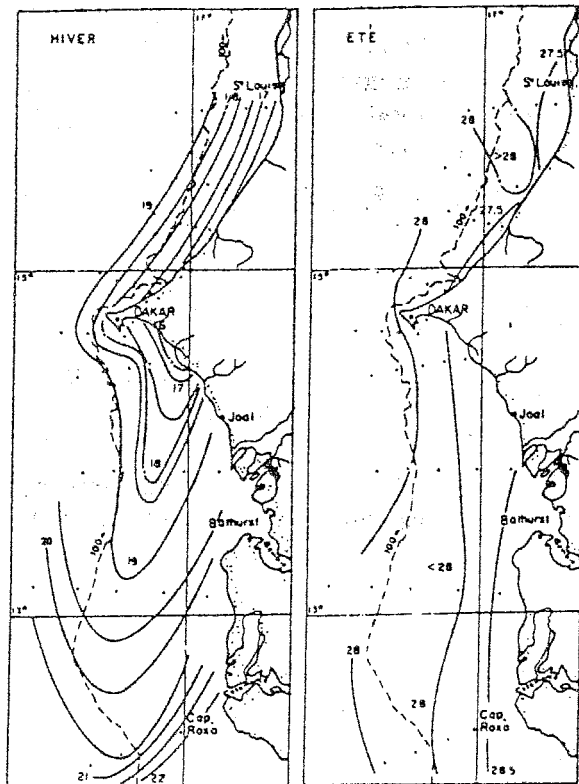


Figura 3.5 Temperatura en superficie frente a las costas de Senegal. En verano, la temperatura en superficie es uniforme en el conjunto de la zona. En invierno, las aguas frías del afloramiento están pegadas a la costa al norte de Dakar; al sur, se observa la lengua de agua fría que se aleja de la costa (Rebert, 1973).

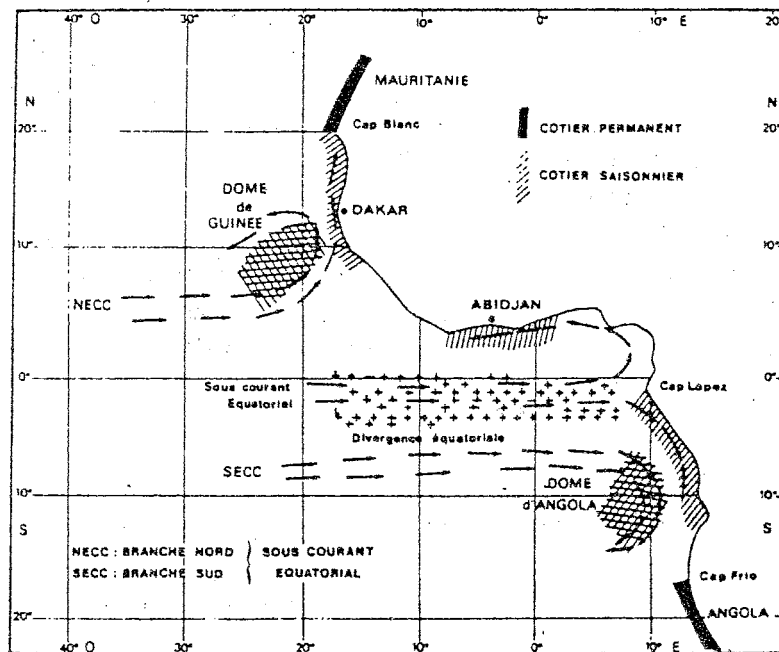


Figura 3.6 Diferentes zonas de enriquecimiento en el Atlántico tropical oriental. Estas zonas se producen principalmente por la subida de aguas profundas a superficie (afloramiento) entre julio y septiembre. Están localizadas a lo largo de la costa y en el ecuador (Herbland *et al.*, 1983).

Esta estación fría corta ha suscitado hasta el momento menos interés que la estación fría larga, debido a que sus variaciones térmicas en superficie son pequeñas (de 1° a 3° C) y se limitan a las zonas costeras. Sin embargo, presentan importantes variaciones de un año a otro, pudiendo llegar a una total desaparición; la estación fría corta no aparece en el ecuador y parece que se trata de un fenómeno de naturaleza puramente costera. Roy (1982) ha demostrado que el mínimo de temperatura de la superficie del mar durante la estación fría corta, se propagaba a lo largo de la costa de Ghana y Côte d'Ivoire, de este a oeste, al encuentro de la corriente de Guinea, pero no ha podido deducir cuales son los mecanismos que explicarían este fenómeno.

3.4.3. LA ESTACION FRIA LARGA

3.4.3.1. El afloramiento senegalés (figura 3.5)

En la costa de Africa occidental el viento es el motor principal del afloramiento, aunque la topografía del fondo y la forma de la costa influyen sobre su intensidad.

A finales de la estación cálida (octubre), la capa superficial está caliente y con baja salinidad, el medio se encuentra muy estratificado al nivel de la termoclina. La llegada de los alisios provoca la ascensión de la termoclina hacia la superficie. Dado que los vientos son todavía suaves e irregulares, la estratificación subsiste hasta el mes de diciembre antes de desaparecer gradualmente por difusión turbulenta. A partir de febrero y hasta mayo, la dirección del viento se estabiliza en sentido nordeste y su intensidad aumenta (5-7 m/s). A lo largo de la costa se forman entonces dos zonas de afloramiento permanente separadas por una zona de convergencia al norte de Dakar (hacia Kayar), donde los vientos soplan casi perpendiculares a la costa. Al norte de esta zona, el afloramiento se aleja de la costa debido:

- a la topografía de la plataforma continental y a la influencia de Cabo Verde,
- al gradiente del componente meridiano del viento.

3.4.3.2. Afloramiento en el golfo de Guinea

- Los afloramientos costeros

En el golfo de Guinea existen dos zonas de afloramientos costeros (figura 3.6; Herbland *et al.*, 1983):

- a lo largo de la costa al norte del ecuador, entre 2° N y 8° W,
 - a lo largo de la costa al sur del ecuador, entre el ecuador y 20° S
- el afloramiento es de carácter estacional; al sur de 20° S es permanente.

El afloramiento se produce durante los meses de julio, agosto y septiembre, pero se observan diferencias en la fecha de su formación y duración según las zonas: la temperatura mínima, por ejemplo, en el curso del afloramiento, aparece por término medio 30 días antes en Pointe Noire que en Abidjan.

La acción local del viento y de las corrientes no explica enteramente este fenómeno.

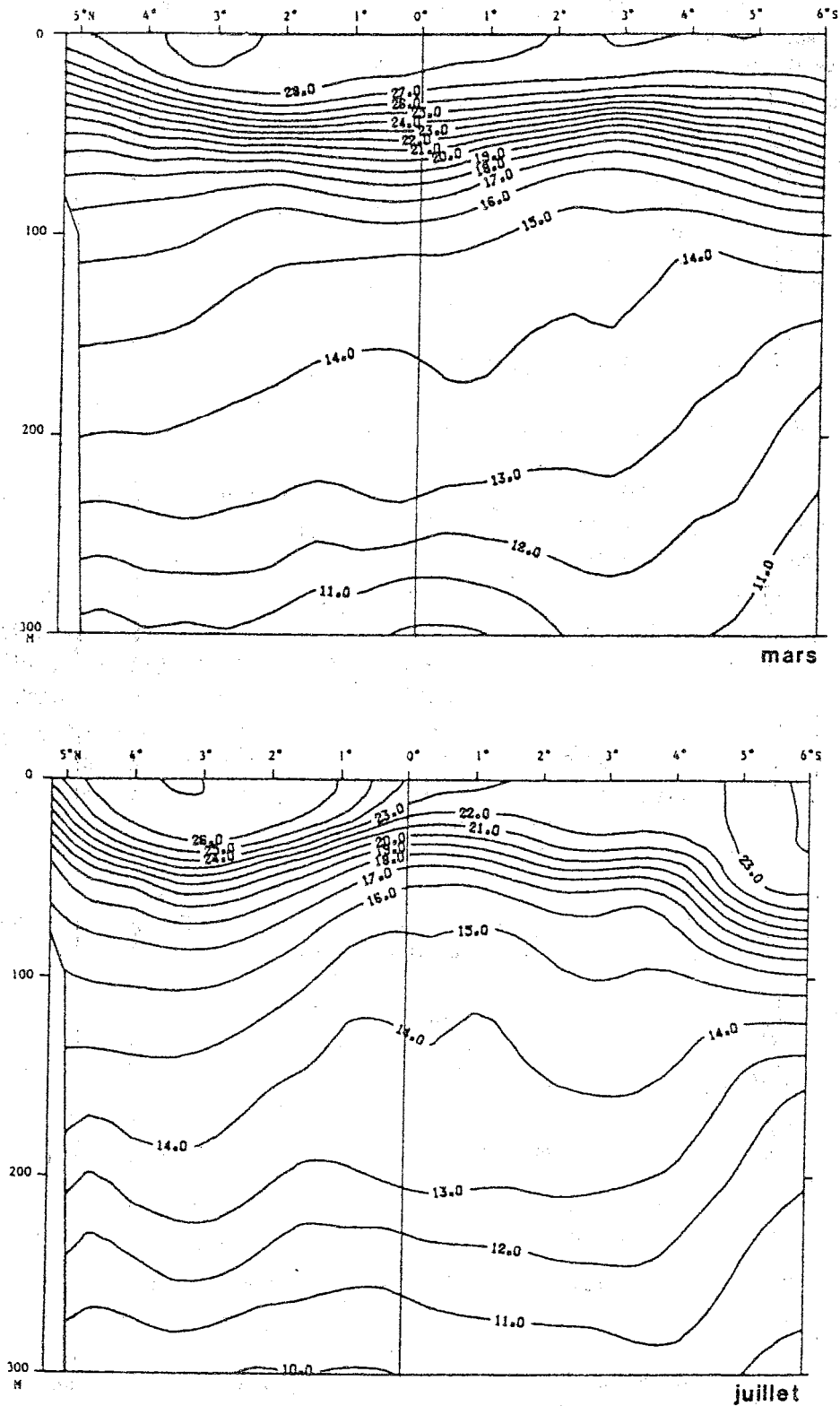


Figura 3.7 Cortes térmicos medios de 0 a 300 m entre Abidjan y 6° sur a 4°W. Se ve claramente el ascenso de las isotermas en julio en la costa (5°N) y en el ecuador. La temperatura en superficie es mínima entre 2°S y 3°S a causa de la divergencia producida por los vientos.

* Divergencia de Ekman

A lo largo de la costa norte (Côte d'Ivoire, Ghana ...) el monzón sopla casi paralelo a la costa, pero los débiles cambios estacionales del viento en el golfo de Guinea impiden establecer su correlación con el afloramiento (Bakun, 1978). Igualmente, en la costa al sur del ecuador, la correlación es escasa entre 2° S y 13° S, si bien es buena entre 13° S y 20° S.

* Transporte por las corrientes

A lo largo de la costa norte, en la subsuperficie, transcurre una contracorriente que se dirige hacia el oeste, demasiado débil para explicar un afloramiento por transporte de agua fría procedente de la bahía de Biafra.

A lo largo de la costa sur, el volumen de agua fría que transporta la corriente de Benguela no explica el afloramiento al norte de 13° S, ya que esta corriente se dirige hacia el oeste a partir de 18° S.

* Afloramiento producido por las corrientes

Inghan (1970) planteó el supuesto de que la ascensión de las isoterms, producida por un fortalecimiento de la corriente de Guinea, en equilibrio geostrófico, podía ser la causa del enfriamiento observado a lo largo del litoral de Côte d'Ivoire-Ghana; los modelos numéricos han demostrado sin embargo, que el enfriamiento así inducido sería mínimo.

- El afloramiento ecuatorial (figuras 3.7 y 3.8)

El afloramiento ecuatorial se produce al este de 20° W entre los meses de julio y septiembre. De nuevo, los mecanismos resultantes de las acciones locales de viento y corrientes no explican suficientemente el afloramiento.

* Divergencia de Ekman

Un viento zonal produce una divergencia centrada en el ecuador, pero en el golfo de Guinea el viento es sobre todo meridiano y debe producir una divergencia al sur del ecuador, de acuerdo con el esquema clásico de Cromwell (1983). Esta divergencia se observa, en efecto, hacia 2°30'S. Pero estos vientos no explican la ascensión de la termoclina tal como se produce en el ecuador.

* Transporte por las corrientes

El afloramiento ecuatorial podría nutrirse de las aguas frías del afloramiento de la costa sur, impulsadas por la corriente de Benguela. Las observaciones por satélite (Citeau *et al.*, 1980) y las campañas oceanográficas CIPREA han demostrado que el fenómeno ecuatorial es independiente del afloramiento costero.

* Mezcla vertical

Las mezclas verticales son especialmente intensas en la zona de cizalla entre la subcorriente ecuatorial en la subsuperficie y la corriente ecuatorial sur en superficie. Se ha considerado que el aumento de estas mezclas en verano era la causa del enfriamiento en superficie, pero aparentemente, las variaciones estacionales de la mezcla vertical son pequeñas, al menos al este de 4° W. Por otra parte, Voituriez (1983) ha demostrado que este enfriamiento estaba asociado a un ascenso de la estructura hidrológica a través de la subcorriente ecuatorial. Actualmente se conoce mejor el mecanismo que actúa en este

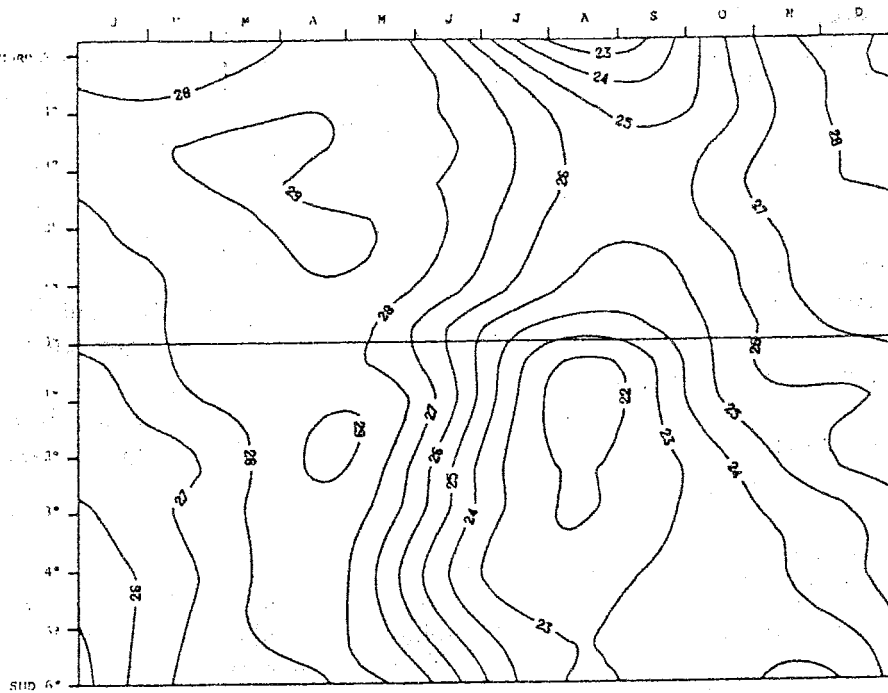


Figura 3.8 Evolución de la temperatura en superficie a lo largo de 4°W , entre 5°N y 6°S en el curso de un año medio. La estación cálida, de enero a mayo, se caracteriza por temperaturas superiores a 27°C ; de julio a septiembre la temperatura es inferior a 25°C , y mínima al nivel de la divergencia sud ecuatorial (2°S) y a lo largo de la costa.

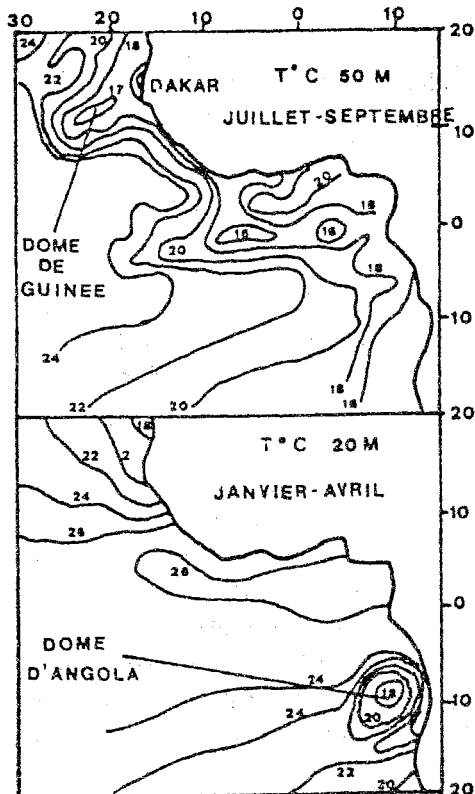


Figura 3.9 Domos de la termoclina del Atlántico. Se caracterizan por un ascenso de la termoclina que no alcanza nunca la superficie. El domo de Guinea (12°N a 22°W) aparece en verano, de julio a septiembre. La existencia de un domo de Angola, hacia 10°S - 10°E , es incierta; las observaciones no han confirmado nunca las estimaciones estadísticas de Mazejka (Mazejka, 1967).

ascenso gracias a la teoría sobre una acción remota del viento (Remote Forcing).

3.4.3.3. Teoría del "remote forcing"

Moore *et al.* (1978) han planteado la hipótesis según la cual el afloramiento en el golfo de Guinea sería consecuencia del aumento en intensidad de los vientos frente a las costas de Brasil. La intensificación de los vientos zonales provoca una acumulación de agua en la orilla oeste. Al este de la zona de acción del viento se genera una onda que se propaga hacia el este. El ecuador, donde la fuerza de Coriolis es nula, desempeña el papel de guía de la onda; esta propiedad hace que la onda generada - llamada onda de Kelvin - se propague a lo largo del ecuador. Al llegar a las costas africanas se divide en dos ondas costeras de Kelvin, que se propagan a lo largo de la costa de Africa, hacia el norte y hacia el sur. En el curso de su propagación a lo largo del ecuador y de la costa africana eleva la estructura térmica permitiendo que la termoclina llegue a la superficie.

Basándose en este esquema:

* Servain *et al.* (1982) han demostrado la existencia de una buena correlación, con un mes de retraso, entre las anomalías interanuales del componente zonal de la tensión del viento frente a Brasil y las anomalías interanuales de la temperatura en superficie en el golfo de Guinea.

* Picaut (1983) demostró que la señal de temperatura de superficie durante el período de afloramiento se propagaba:

- a partir del ecuador, hacia el sur, a lo largo de la costa sur,
- a lo largo de la costa norte, hacia el oeste, a partir de Togo-Benin hasta el cabo de Palmas.

La explicación de Moore *et al.*, basada en un repentino aumento del viento frente a Brasil, es esquemática. En realidad, la estructura espacial y temporal del viento es compleja, y los aumentos y disminuciones del viento se producen de forma continua.

Por medio de modelos numéricos se han podido precisar los mecanismos de respuesta del océano a la acción del viento (Cane, 1984; Busalacchi y Picaut, 1983; Du Penhoat y Treguier, 1985). Las continuas variaciones del viento generan múltiples ondas que se propagan y se reflejan en las orillas este y oeste de la cuenca. La superposición (reflexión + interferencias) del conjunto de estas ondas contribuye al equilibrio de la cuenca. Por tanto, es difícil distinguir la propagación de una onda individual. De forma esquemática, el océano reaccionaría en el ecuador a la tensión integrada del viento en el conjunto de la cuenca, y no únicamente a la tensión frente a Brasil.

3.4.4. LOS DOMOS TERMICOS

El término domo designa un ascenso de la termoclina que roza la superficie sin llegar nunca a alcanzarla. En el Atlántico intertropical, los domos se asocian con el final de las contracorrientes subsuperficiales ecuatoriales norte y sur; estas son permanentes

y se dirigen hacia los polos cuando alcanzan el continente africano. Esta rotación de las corrientes provoca una circulación ciclónica que crea domos térmicos subsuperficiales permanentes bajo la termoclina. Cuando las condiciones de vientos y presiones son favorables al ascenso de las subcorrientes a la superficie, estos profundos domos emergen hasta el nivel de la termoclina: esta particular estructura toma el nombre de domos térmicos (Voituriez, 1981).

En el Atlántico este se han identificado dos domos:

El domo de Guinea, centrado aproximadamente en 12° N - 22° W, y asociado con el final de la contracorriente subsuperficial norte (figura 3.9; Mazeika, 1967), aparece al nivel de la termoclina en verano (julio a septiembre). Se relaciona con el paso de la zona intertropical de convergencia, en la que se dan vientos suaves e inestables y con bajas presiones atmosféricas, condiciones que favorecen la aparición en la superficie de la subcorriente ecuatorial norte (Voituriez, 1981).

Por otra parte, la rotación del viento - positiva en la región en esta época del año (sinónimo de una circulación ciclónica) - provoca un desplazamiento del agua hacia la derecha del sentido de rotación del viento (fuerza de Coriolis); el déficit de agua en el centro de esta circulación queda compensado por una subida del agua subsuperficial que acentúa la provocada por las corrientes.

El domo de Angola, centrado aproximadamente a 10° S - 9° S y asociado con el final de la contracorriente subsuperficial sur. Sin embargo, su existencia es dudosa y las estimaciones estadísticas realizadas por Mazeika (1967) a 10° S - 9° E, no se han visto confirmadas realmente por observaciones posteriores. Se detecta claramente una cresta térmica bajo la termoclina, asociada con la subcorriente ecuatorial sur, pero no al nivel de la termoclina, lo que habría permitido hablar de un domo. La permanencia e intensidad del viento en esta región impiden, por otra parte, la aparición de un domo de tipo termoclino, excepto tal vez en invierno (Voituriez, 1981).

3.5 PRODUCCION

3.5.1. PRODUCCIÓN PRIMARIA

Las zonas de gran producción que han sido identificadas en el Atlántico ecuatorial están representadas en la figura 3.6 (Voituriez y Herbland, 1982). Se trata de:

- Los afloramientos costeros al norte del ecuador (Mauritania, Senegal, Côte d'Ivoire, Togo, Benin) y los del sur del ecuador (Gabón, Congo, Angola).
- Los domos térmicos de Guinea y Angola.
- La divergencia ecuatorial

Estas zonas no son enteramente independientes ya que se alimentan de aguas procedentes del centro del Atlántico Sur, ricas en oxígeno, por medio de las tres contracorrientes subsuperficiales.

Los procesos de enriquecimiento difieren de acuerdo con la estructura térmica de la subsuperficie:

- Los domos corresponden a crestas térmicas; se trata, pues, de un sistema de dos capas, de las cuales la de mezcla en superficie es pobre en nitratos.
- Los afloramientos son zonas donde toda la estructura térmica ha ascendido. La termoclina alcanza la superficie y la capa homogénea pobre en nitratos ha desaparecido.

Una de las características importantes de la zona eufótica del Atlántico intertropical oriental es la permanencia de una estructura vertical de parámetros físicos y químicos. Herbland *et al.* (1983) la denominaron "estructura tropical típica" o STT (figura 3.10, Costes, 1977). Se trata de una estructura con dos capas: en superficie, una capa cálida, pobre en sales nutrientes y en pigmentos clorofílicos; debajo, una capa fría y rica en sales nutrientes. La nitraclina, que coincide siempre con la oxiclina y el máximo de clorofila, se sitúa normalmente por debajo de la termoclina cuando la profundidad de esta no sobrepasa los 50-60 m, y por encima cuando sobrepasa los 50-60 m. Estadísticamente, el gradiente de temperatura en la termoclina disminuye al sumergirse esta; la termoclina ya no desempeña entonces el papel de barrera para la nitraclina. Las observaciones efectuadas en épocas y lugares diferentes del Atlántico Este (domos de Guinea y de Angola, zona ecuatorial) han demostrado que siempre se encuentra la STT, incluso cuando varía la profundidad de la termoclina; la estratificación de los parámetros físico-biológicos es extraordinariamente estable. Este mismo tipo de estructura se ha observado en el domo de Costa Rica, en el Pacífico. La estructura tropical típica desaparece al haber nitratos en superficie, es decir, durante el verano boreal en las zonas de afloramiento y de divergencia ecuatorial. En estas regiones, la producción primaria es máxima en la superficie donde se encuentran las sales nutrientes y la luz necesaria para la producción. Los domos tienen una estructura tropical típica permanente, en la cual la termoclina está próxima a la superficie; en estas zonas la producción es máxima en la cima de la nitraclina, rica en sales nutrientes.

La íntima relación que existe entre los nitratos y el oxígeno permite trazar mapas de producción primaria a partir de las mediciones de oxígeno, que son más numerosas y probablemente más fiables.

En febrero-marzo (figura 3.11; Equalant, 1963, Herbland *et al.*, 1983) los valores máximos (70-80 mgC/m²) se sitúan al nivel de la cresta surecuatorial hacia 3° S, a lo largo de la costa de Senegal-Mauritania, y los valores mínimos, a lo largo de la convergencia norecuatorial. Debe señalarse que 1963 fue un año excepcionalmente cálido y que, por tanto, los valores de producción primaria fueron probablemente bajos. Durante la estación fría, las principales zonas de producción son el domo de Guinea y la divergencia ecuatorial, situándose dos valores mínimos a lo largo de la convergencia norecuatorial.

Sin embargo, es necesario señalar que en el ecuador la producción primaria es importante durante todo el año, lo que significa que la aparición de sales nutrientes en superficie durante la época de afloramientos no es sinónimo de aumento de la producción primaria: es la paradoja de la zona ecuatorial. Esto queda aclarado por la existencia de una relación lineal positiva entre el fitoplancton y el zooplancton. Este se alimenta del fitoplancton, limitando así el incremento de su biomasa y, por lo tanto, también su consumo de sales nutrientes, lo cual da paso a grandes concentraciones de nitratos en el Atlántico tropical oriental (Herbland *et al.*, 1983).

Las aguas tropicales han sido consideradas durante mucho tiempo como desiertos biológicos, exceptuando las zonas ricas en nutrientes tales como los afloramientos, los domos térmicos, etc. La utilización de filtros cada vez más finos ha demostrado la presen-

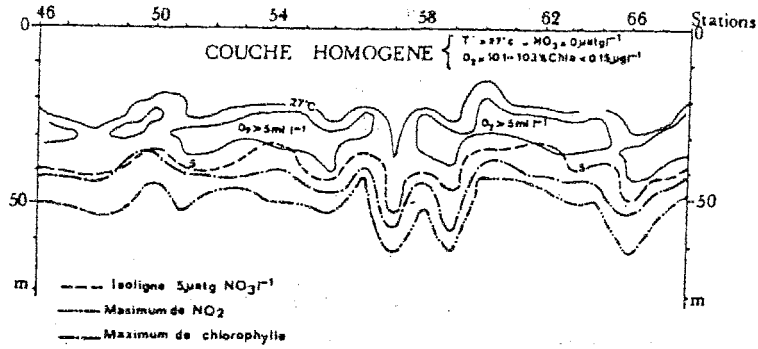


Figura 3.10 Sobreposición de cortes de temperaturas, oxígeno, nitrato, nitrito y clorofila establecidos por Costes. Esta estructura es característica de la Estructura Tropical Típica. Se trata de una estructura en dos capas: en superficie una capa homogénea caliente, pobre en sales nutrientes y pigmentos clorofílicos, debajo una capa fría, rica en sales nutrientes (Costes, 1977).

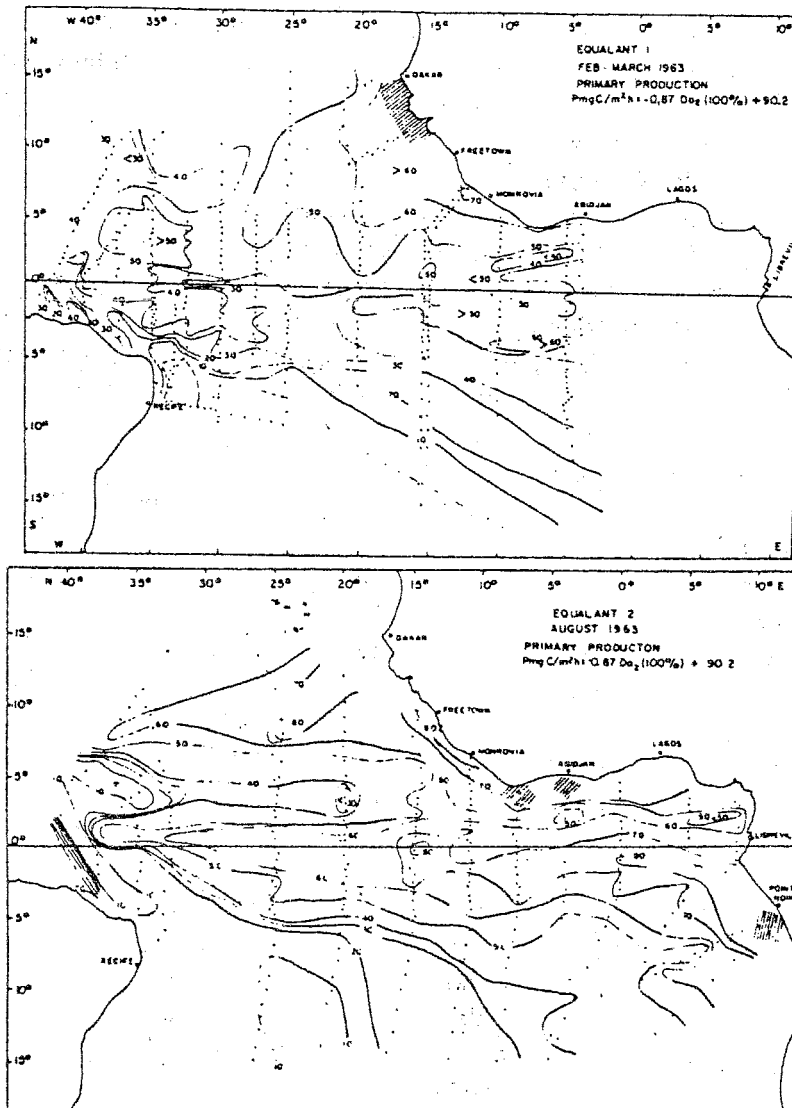


Figura 3.11 Mapa de la producción primaria de acuerdo con las medidas de oxígeno (profundidad de la subsaturación) tomadas en las campañas Equalant 1 y 2. El año 1963, durante el cual se realizaron estas campañas, fue excepcionalmente cálido; por ello, los valores de producción primaria son probablemente inferiores a los normales (Herbland et al., 1983).

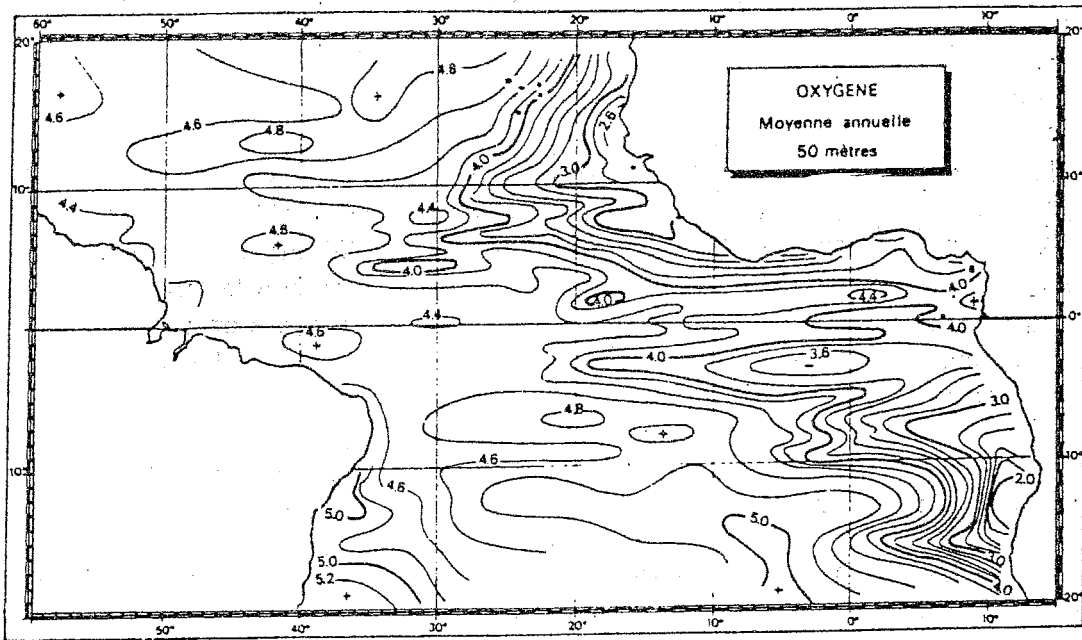


Figura 3.12 Distribución anual del oxígeno (ml.l^{-1}) a 50 metros de profundidad. Las concentraciones son más débiles al este de 20° W. Se observa un máximo relativo a lo largo del ecuador. Los valores mínimos están frente a las costas de Senegal, Guinea y Angola (Merle, 1978).

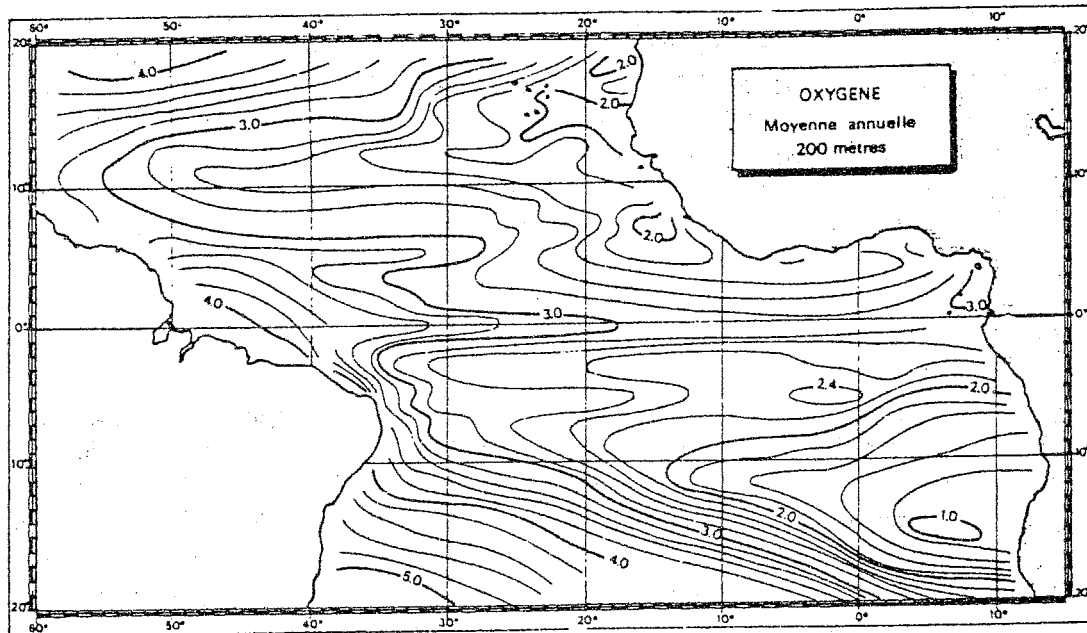


Figura 3.13 Distribución anual del oxígeno (ml.l^{-1}) a 200 metros de profundidad. (Según Merle, 1978). Sirven los mismos comentarios de la figura 3.12.

cia de organismos minúsculos (1 micr) hasta el momento desconocidos, que podrían ser importantes para la fotosíntesis en aguas tropicales. Será necesario evaluar de nuevo la fertilidad de estas aguas.

3.5.2. OXIGENO

Las figuras 3.12 y 3.13 (Merle, 1978) presentan las principales características de la distribución del oxígeno en el curso de un año medio a 50 y 200 m. La concentración es menor al este de 20° W (4 ml.l⁻¹ a 50 m y 2 ml.l⁻¹ a 200 m) que al oeste (4 ml.l⁻¹ a 50 m y 3 ml.l⁻¹ a 200 m), si bien muestra un máximo relativo a lo largo del ecuador, superior a 4 ml.l⁻¹ a 50 m y 2.8 ml.l⁻¹ a 100 m. Se observa la presencia de dos valores mínimos frente a las costas de Senegal, Guinea y Angola. A 50 m, las concentraciones son inferiores a 3 ml.l⁻¹ frente a las costas de Angola.

Distribución meridiana y zonal

La sección a lo largo del meridiano 4° W entre 5° N y 24° S (figura 3.14; Oudot, 1983) describe fielmente la distribución meridiana del oxígeno en el Atlántico ecuatorial oriental. La concentración en superficie aumenta progresivamente hacia el sur debido a un enfriamiento de las aguas que aumenta la solubilidad del oxígeno. Por otra parte, este enfriamiento permite que la capa de oxígeno homogénea aumente (alcanza 150 m hacia los 20° S). En el ecuador la oxiclina (capa de gradiente vertical máximo) se acerca a la superficie y el contenido en oxígeno es mínimo (4.6 ml.l⁻¹); las surgencias de aguas profundas (divergencia ecuatorial) menos ricas en oxígeno, empobrecen la capa superficial. Bajo la superficie, la distribución del oxígeno está muy condicionada por la circulación zonal. En el ecuador, la subcorriente ecuatorial lleva aguas ricas en oxígeno (3.6 ml.l⁻¹). Una segunda cifra máxima (3 ml.l⁻¹) se asocia con la contracorriente subsuperficial sur hacia los 4° S - 5° S. Como contrapartida de estas cifras máximas, aparecen zonas desprovistas de oxígeno a lo largo de Côte d'Ivoire y hacia los 12° S.

La figura 3.15 (Oudot, 1983) presenta un ejemplo de distribución zonal al fondo del golfo de Guinea, entre Santa Helena y Luanda. Se caracteriza por un máximo (5 ml.l⁻¹) situado por encima de la oxiclina que desaparece al acercarse a las costas; este máximo es resultado de la fotosíntesis.

Variaciones estacionales (figura 3.16; Oudot, 1983)

El enfriamiento de la capa superficial entre abril y agosto aumenta la concentración de oxígeno en superficie. La diferencia es más notable al sur que al norte, pues las variaciones de temperatura entre las dos estaciones son mayores. En la estación cálida (abril) se observa un máximo de oxígeno por encima de la oxiclina, hacia los 20 m a 5° N y los 50 m a 10° S. Este máximo se interrumpe en el ecuador y no aparece durante la estación fría (agosto). La subcorriente ecuatorial es más rica en oxígeno en abril que en agosto. No se observa un máximo vertical. Frente a Côte d'Ivoire el espesor de la capa de oxígeno homogénea (4 ml.l⁻¹) se reduce durante el período de afloramientos (julio-octubre) y puede llegar a desaparecer cuando estos afloramientos son particularmente intensos.

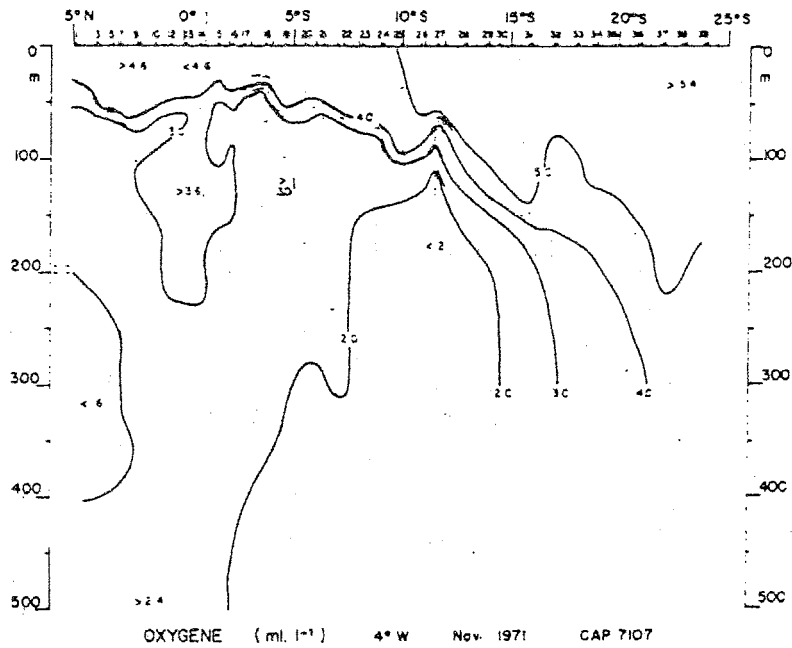


Figura 3.14 Distribución vertical del oxígeno disuelto (ml.l^{-1}) a lo largo del meridiano 4°W en noviembre 1971. La distribución de superficie aumenta progresivamente hacia el sur. Se observa un mínimo en superficie en el ecuador. En la subsuperficie, en el ecuador, se ve un máximo relativo relacionado con la subcorriente ecuatorial y el empobrecimiento de las aguas a lo largo de la costa (Oudot, 1983).

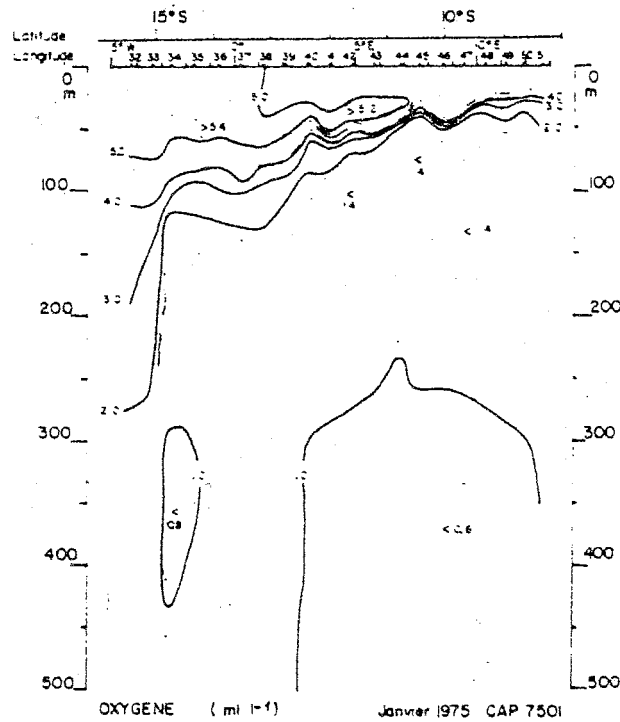


Figura 3.15 Distribución vertical del oxígeno disuelto (ml.l^{-1}) entre Santa Helena y Luanda en enero 1975. Esta distribución se caracteriza por un máximo en la subsuperficie situado encima de la oxiclina. Este máximo se acerca a la superficie al desplazarse hacia el este (Oudot, 1983).

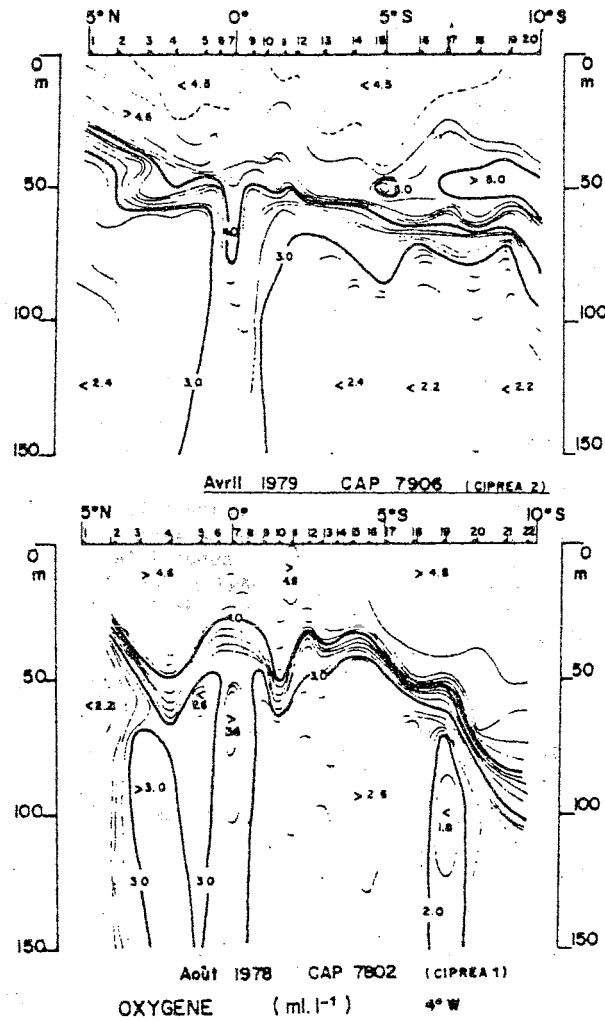


Figura 3.16 Distribución vertical del oxígeno disuelto (ml.l^{-1}) a lo largo del meridiano 4°W en agosto 1978 y en abril 1979. El enfriamiento de la capa de superficie en agosto permite un aumento del contenido de oxígeno en superficie. La SCE es más rica en oxígeno en abril (Oudot, 1983).

3.6. CONCLUSION

El balance de los conocimientos que en la actualidad se tienen sobre el medio en la zona estudiada, muestra claramente la importancia de los conocimientos científicos en este terreno. Sin embargo, subsisten muchos interrogantes, tanto en lo que se refiere a zonas que han sido muy poco estudiadas (como es el caso del domo de Angola y de la zona de pesca de Liberia), como respecto a conocimientos generales de los mecanismos de enriquecimiento de las aguas del océano tropical. Este último problema será objeto de un examen más profundo en el capítulo 7.