

**Les gaz dissous (azote-oxygène)
dans le Golfe de Guinée :
distributions, échanges physiques, relation
avec la production primaire**

Claude OUDOT (1)

RÉSUMÉ

La distribution de l'azote moléculaire en zone équatoriale est le reflet du champ thermique et les variations saisonnières sont en accord avec celles du champ thermique de surface. L'azote dissous est toujours légèrement en excès sur la concentration attendue normalement de l'équilibre avec l'atmosphère. L'anomalie de saturation d'azote est maximum dans la couche de gradient vertical d'azote: elle traduit soit le mélange turbulent soit l'advection horizontale.

L'influence des processus physiques et biologiques sur la distribution de l'oxygène est analysée. Le maximum subsuperficiel d'oxygène au sommet de la thermocline est interprété physiquement ou biologiquement suivant la zone dans laquelle il est observé. A l'Équateur la distribution verticale d'oxygène témoigne de l'importance du mélange turbulent qui se développe aux limites du Sous-Courant Équatorial. En profondeur la distribution d'oxygène reflète l'alternance méridienne des courants et contre-courants. La consommation d'oxygène par la respiration dans la thermocline est d'autant plus élevée que la production primaire dans la couche euphotique sus-jacente est importante: c'est dans les dômes (Guinée et Angola) que l'on rencontre les plus forts épaissements en oxygène très près de la surface.

MOTS-CLÉS : Golfe de Guinée — Azote — Oxygène — Solution — Distribution — Production primaire.

ABSTRACT

DISSOLVED GASES (NITROGEN AND OXYGEN) IN THE GULF OF GUINEA:
DISTRIBUTION, PHYSICAL EXCHANGES, RELATION WITH PRIMARY PRODUCTION

The distribution of molecular nitrogen in the equatorial region reflects the thermal field and the seasonal variations agree well with those of the surface thermal field. The influence of the Equatorial Undercurrent on the meridional distribution of nitrogen is clear, above all in warm season, when the Undercurrent is the strongest. The dissolved nitrogen is always a little supersaturated. The saturation anomaly of nitrogen is maximum in the vertical gradient of nitrogen. This maximum anomaly means either the mixing of water masses with different temperatures or the advection of a water mass supersaturated when it left the surface (dissolution of air bubbles). In the core of the Equatorial Undercurrent, where the eddy mixing is reduced, the saturation anomaly is lower than around.

The influence of physical and biological processes on the distribution of dissolved oxygen is reviewed. The subsuperficial maximum of oxygen, at the top of the thermocline, can be according to the place either the result of the seasonal warming of the surface layer or the result of the photosynthesis. When this subsuperficial maximum is produced by the seasonal warming, the vertical distribution of oxygen above this maximum can be useful to study the gaseous exchange at the top of the thermocline and at the air/sea interface. At the level of the Equatorial Undercurrent the oxygen distribution proves the important vertical mixing around the Undercurrent in the cold season (northern

(1) Centre O.R.S.T.O.M., B.P. 1386, Dakar, Sénégal.

summer). The thermocline is like a screen opposing to the replenishment of oxygen in the deeper layers from the sea surface. To supply some oxygen to the deep layers, there is left the advection of aerated layers. At depth the oxygen distribution is a good tool to track the western currents and the eastern counter-currents.

The oxygen consumption by the respiration process in the thermocline is the more high as the primary production in the euphotic layer above is extensive. In the center of thermal domes (Guinea and Angola Domes), the oxygen supersaturation can rise to 20 % at the top of the thermocline, whereas beneath the oxygen minimum can lower to 0,5 mL.L⁻¹ at 60 m depth. In the coastal upwellings, a similar exhausting of oxygen is observed in the thermocline, but the surface layer is always undersaturated because the continual vertical advection of deep water. In depth (300-400 m) the main minimum of oxygen is wide-spread at the eastern border of the Angola Basin, well known for the high biological production of the surface layers.

KEY WORDS : Gulf of Guinea — Nitrogen — Oxygen — Solution — Distribution — Primary production.

1. INTRODUCTION : GÉNÉRALITÉS SUR LES GAZ DISSOUS

Les études sur les gaz dissous peuvent jouer un rôle important dans la compréhension des processus physiques et chimiques au sein de l'océan. Celles sur l'oxygène sont très anciennes, car c'est un élément qu'on sait doser avec précision depuis longtemps (WINKLER, 1888, in Kester, 1975) et qui de plus intéresse au premier chef les organismes vivant dans l'océan. Celles concernant l'azote ont été moins nombreuses par le passé faute de méthodes simples et fiables d'analyse; pourtant ce gaz constitue un point de référence intéressant pour examiner les distributions de gaz dissous car il n'est que peu impliqué dans des réactions chimiques ou des processus biologiques, au contraire du gaz carbonique ou de l'oxygène.

L'originalité des gaz dissous pour l'étude des processus océaniques tient au fait que toute masse d'eau a été un jour ou l'autre au contact de l'atmosphère à la surface de la mer, où elle était en équilibre thermodynamique, ou à peu près, avec les gaz atmosphériques. C'est en effet l'atmosphère qui est la source principale des gaz dissous dans l'océan et leur concentration dans l'eau de mer dépend de leur abondance dans l'atmosphère et du transfert à l'interface air/mer.

La dissolution des gaz dans les liquides est dictée par la loi de Henry selon laquelle la solubilité d'un gaz est directement proportionnelle à sa pression partielle dans la phase gazeuse. Ainsi à l'équilibre la quantité d'un gaz en solution dans l'eau de mer est proportionnelle à sa pression partielle dans l'atmosphère: l'azote et l'oxygène, les plus abondants dans l'air, constituent donc naturellement les gaz majeurs dissous dans l'océan. Le coefficient de proportionnalité, qu'on appelle la solubilité de Bunsen, et qui est caractéristique de chaque gaz, varie avec la température et la salinité. La solubilité de Bunsen des divers gaz varie en raison inverse de leur poids moléculaire (BROECKER, 1974 a) et celle de l'oxygène est deux fois plus élevée que celle

de l'azote. Cette différence de solubilité explique que dans l'eau de mer l'azote soit seulement deux fois plus abondant que l'oxygène, malgré un plus grand rapport d'abondance dans l'atmosphère. Les solubilités de l'azote et de l'oxygène dans l'eau de mer ont été déterminées expérimentalement à plusieurs reprises: RICHARDS (1965) et KESTER (1975) les ont passées en revue. Toutes les données ont été résumées par WEISS (1970) qui a développé une série d'équations représentant la dépendance de la solubilité des gaz vis-à-vis de la température et de la salinité; il a présenté en même temps des tables de solubilité de l'azote et de l'oxygène à partir de l'air humide à une pression totale d'une atmosphère: ce sont ces valeurs que nous avons retenues pour calculer les pourcentages de saturation dans l'étude qui suit.

Parmi les processus responsables de la modification de concentration des gaz dissous, il en est un qui est commun à tous: c'est l'échange avec l'atmosphère à travers la surface de la mer. Ce mécanisme dépend de la différence des pressions partielles du gaz dans l'air et en solution, de sa diffusivité et de l'état d'agitation de la surface de la mer. Dans son modèle du film stagnant, BOLIN (1960) assimile l'échange gazeux à l'interface air-mer à un processus de diffusion moléculaire à travers une mince pellicule d'eau représentant la frontière entre l'atmosphère et l'océan. Pour l'azote et l'oxygène, les coefficients de diffusion moléculaire sont très voisins et le transfert net de ces deux gaz varie comme la différence des pressions partielles dans les phases liquide et gazeuse. L'agitation à la surface de la mer favorise grandement les échanges gazeux: KANWISHER (1963) a montré que la vitesse de transfert varie comme le carré de la vitesse du vent. De plus sous des conditions de turbulence prononcée, des bulles d'air peuvent pénétrer sous la surface et se dissoudre complètement: un tel processus aura tendance à enrichir l'eau de mer en les gaz les moins solubles (KESTER, 1975) c'est-à-dire plus en azote qu'en oxygène. Il est bien rare qu'à la surface de la mer l'équilibre thermodynamique soit respecté avec

l'atmosphère et la plupart des mesures d'oxygène ou d'azote dans l'eau de mer de surface révèlent un état de sur- ou sous-saturation plus ou moins prononcé. KESTER (1975) a passé en revue les divers processus physiques qui peuvent causer des écarts à la saturation. Si certains affectent tous les gaz d'un pourcentage égal, la plupart de ces processus affectent différemment les divers gaz. C'est ainsi qu'en plus de la dissolution complète des bulles d'air, l'échange différentiel de chaleur et de gaz à la surface ou le mélange de masses d'eau de température différente entraînent des écarts à la saturation différents pour l'oxygène et pour l'azote : ils sont plus grands pour l'oxygène.

Au sein de l'océan les gaz dissous peuvent également subir des modifications, d'origine biologique principalement. En ce qui concerne l'azote et

l'oxygène, seul ce dernier est profondément altéré par les processus biologiques (production photosynthétique et consommation respiratoire). Les changements d'azote, bien que peu étudiés, sont vraisemblablement de portée limitée : ils sont causés par la fixation d'azote et la dénitrification (RICHARDS, 1965). Le dernier processus apparaît cantonné dans des zones très particulières, les eaux anoxiques, et a peu de chance d'être rencontré dans le Golfe de Guinée. La fixation d'azote par des algues bleues (*Trichodesmium*), abondantes dans les eaux tropicales, a été démontrée par DUGDALE *et al.* (1961). Mais BENSON et PARKER (1961) qui ont calculé le rapport azote/argon sur un grand nombre d'échantillons de l'Océan Atlantique nord et sud ont trouvé que ce rapport restait égal à celui attendu de la dissolution d'air, à 1 % près. La fixation d'azote

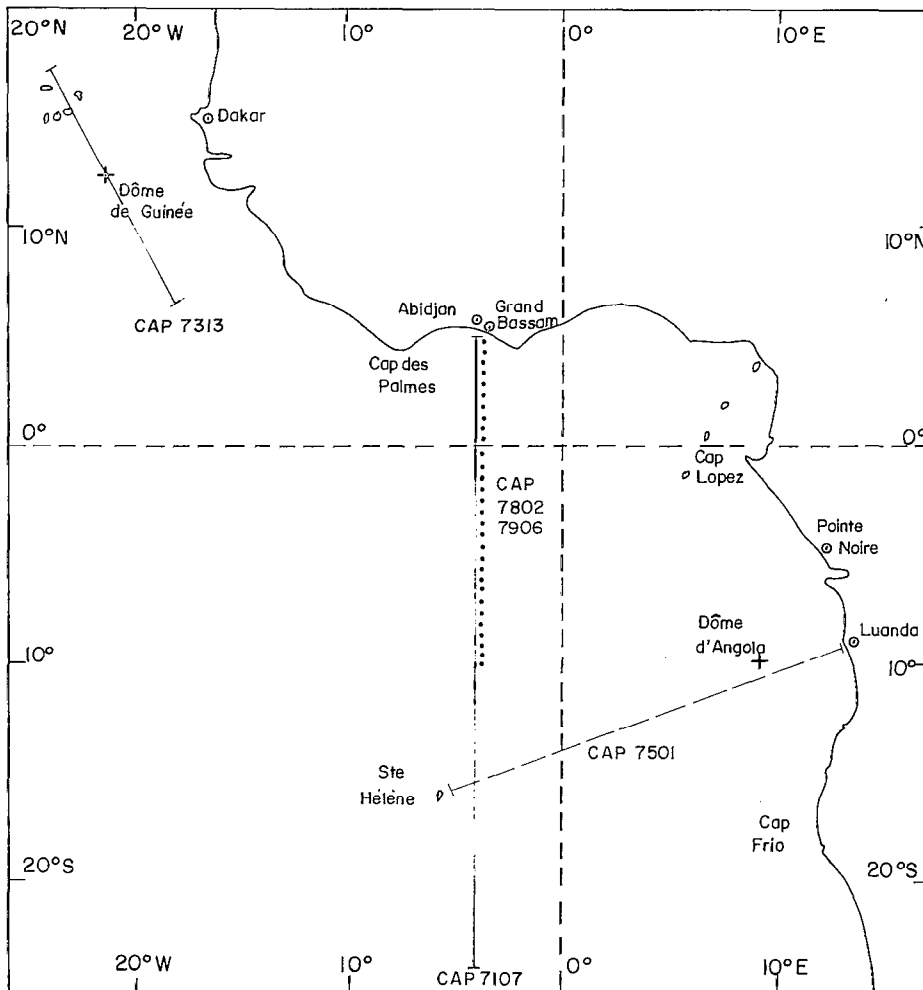


FIG. 1. -- Localisation des campagnes d'observations dans le Golfe de Guinée
Localisation of the observations cruises in the Gulf of Guinea

si elle a lieu ne saurait donc occasionner des écarts à la saturation supérieurs à 1 %. Les processus biologiques *in situ* par contre peuvent affecter considérablement la distribution de l'oxygène attendue de l'équilibre physique avec l'atmosphère. La production photosynthétique est strictement limitée aux couches supérieures bien éclairées. Lorsqu'elle n'est pas entravée par la disponibilité des sels nutritifs (zone d'upwelling côtier par exemple) elle peut créer des sursaturations très élevées. D'après RICHARDS (1965), la distribution d'oxygène dans les colonnes d'eau stables montre fréquemment au printemps et en été un maximum subsurface (environ 50 mètres de profondeur), associé au maximum photosynthétique. La consommation par respiration est présente partout dans la colonne d'eau, même dans les couches supérieures où elle est masquée par la production photosynthétique plus importante. Cependant c'est en subsurface, dans la thermocline et en dessous que la consommation d'oxygène est la plus visible : à ces niveaux l'oxygène utilisé par la respiration des organismes et la décomposition de la matière organique ne peuvent être compensés par un échange à partir de l'atmosphère, la thermocline jouant le rôle d'écran. La disparition d'oxygène s'accompagne de la libération de gaz carbonique et de la régénération des sels nutritifs (azote et phosphore minéral). REDFIELD *et al.* (1963) qui ont étudié ces changements respectifs, ont établi qu'ils étaient réguliers et dans un rapport constant. BROECKER (1974 *a*) a proposé une formule de correction de l'oxygène consommé par la respiration à partir de la concentration de nitrate. Inversement il est possible d'estimer la production photosynthétique d'oxygène à partir des changements de sels nutritifs dans les couches supérieures (RICHARDS, 1965).

En dessous de la couche euphotique, si les processus d'advection et de diffusion ne venaient ventiler les couches profondes de l'océan, celles-ci deviendraient anoxiques. C'est l'équilibre entre la consommation *in situ* d'oxygène et le renouvellement par advection et diffusion turbulente qui détermine l'emplacement de la zone du minimum d'oxygène. WYRTKI (1962) en examinant cet équilibre a pu rendre compte du minimum profond d'oxygène (1 000 mètres de profondeur) dans l'Océan Indien et l'Océan Pacifique et BUBNOV (1972) dans l'Océan Atlantique sud-est a retrouvé par le calcul la distribution verticale d'oxygène. L'impact de l'advection horizontale sur la distribution verticale de l'oxygène a souvent été mis à profit pour préciser la circulation intermédiaire et profonde des masses d'eau, car si les processus biochimiques sont responsables de l'existence des minima d'oxygène, c'est bien la circulation qui est responsable de leur position (WYRTKI, 1962).

Ces considérations générales sur la distribution des gaz dissous étant rappelées, nous examinerons à présent les distributions de l'azote et de l'oxygène dans le golfe de Guinée, en essayant de dégager les processus physiques et biologiques qui les gouvernent. Les données qui servent de support à cette description ont été recueillies au cours des différentes campagnes du N.O. CAPRICORNE menées par les océanographes de l'O.R.S.T.O.M. (Centre de Recherches Océanographiques d'Abidjan, Côte d'Ivoire) durant les années 70 (fig. 1); celles de l'azote proviennent exclusivement du programme CIPREA (1978-1980). Comme pour les sels nutritifs, les observations sont cantonnées dans les 500 premiers mètres et plus particulièrement dans la tranche d'eau supérieure 0-150 mètres où les variations saisonnières sont les plus sensibles.

2. L'AZOTE MOLÉCULAIRE DISSOUS

2.1. Méthode de dosage

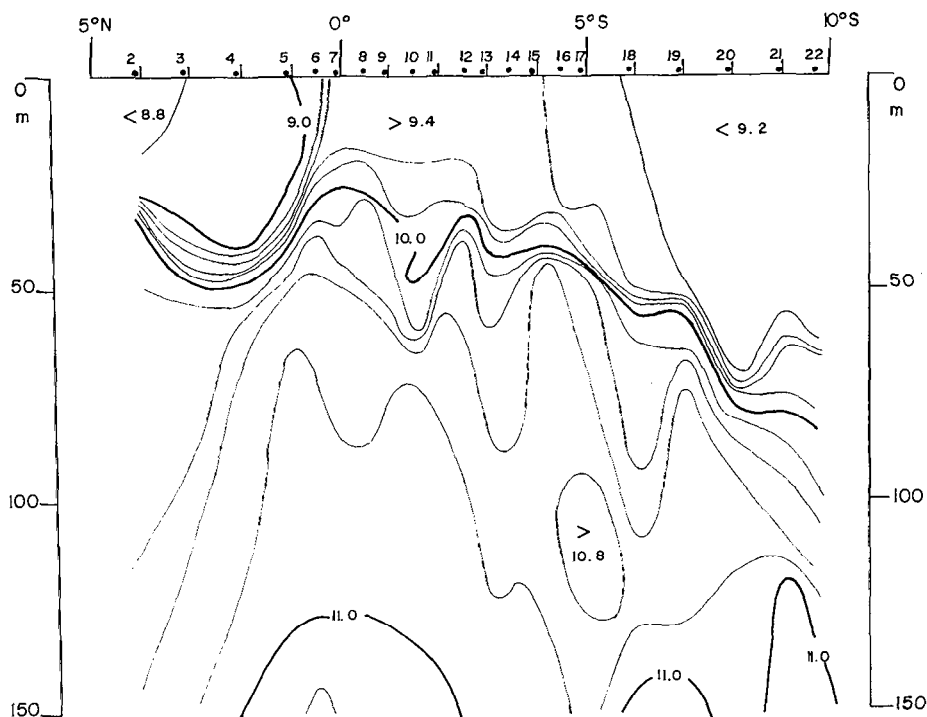
Le dosage de l'azote gazeux est effectué par chromatographie en phase gazeuse suivant la technique développée par SWINNERTON *et al.* (1962), avec l'appareillage décrit par OUDOT et WAUTHY (1978). Les échantillons soutirés à partir des bouteilles NISKIN (1,7 l) de la bathysonde à rosette, dans des flacons en verre (125 ml), sont analysés immédiatement après le prélèvement.

2.2. Distribution méridienne

La distribution verticale d'azote entre 4° N et 10° S le long du méridien 4° W est présentée en figure 2. L'azote dissous augmente avec la profondeur, d'environ 9,0 ml.l⁻¹ en surface à plus de 11,0 ml.l⁻¹ à 150 mètres. Mais en surface la concentration varie notablement entre 4° N et 10° S : à cette époque de l'année (août) la zone équatoriale soumise au phénomène d'upwelling est plus froide et possède donc une teneur en azote dissous plus élevée que les zones adjacentes nord et sud. La zone sud est plus riche que la zone nord, car elle est plus froide (environ 2 °C). D'une manière générale la distribution d'azote est le reflet parfait du champ thermique méridien. En subsurface à l'Équateur, entre 50 et 150 mètres, le Sous-Courant Équatorial est plus riche en azote que les eaux adjacentes nord et sud.

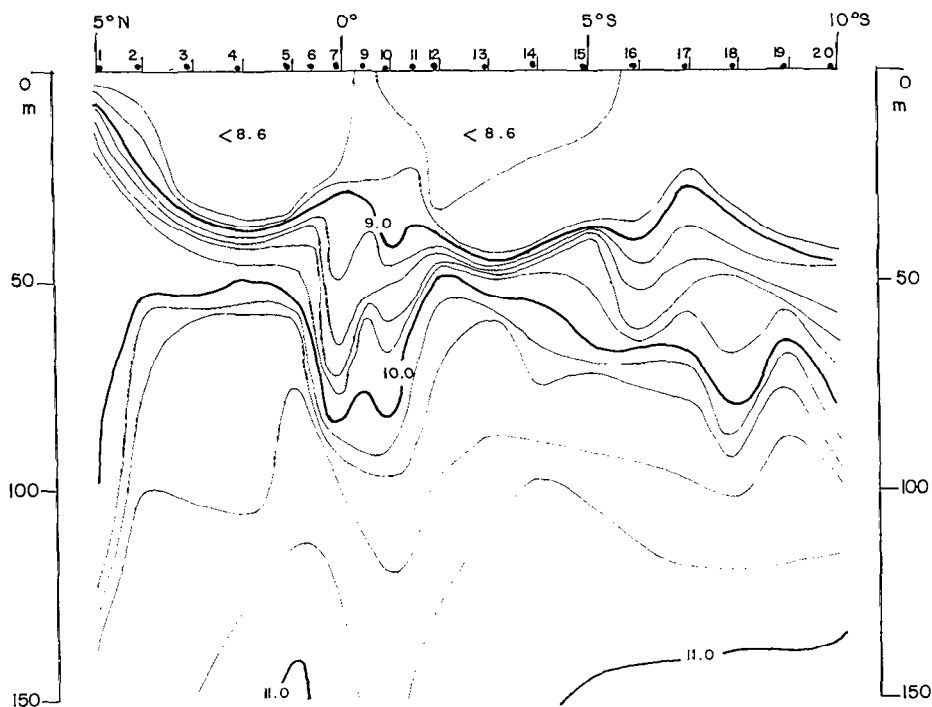
2.3. Variation saisonnière

Entre le mois d'août et le mois d'avril (fig. 3) la distribution méridienne d'azote a considérablement évolué dans la couche de surface. Avec le réchauffement saisonnier de la zone équatoriale la



AZOTE (ml. l⁻¹) 4°W Août 1978 CAP 7802

FIG. 2. — Distribution verticale d'azote moléculaire (ml N₂. l⁻¹) le long du méridien 4° W en août 1978 (CAPRICORNE 7802)
 Vertical distribution of molecular nitrogen (ml N₂. l⁻¹) along the 4° W meridian in August 1978 (CAPRICORNE 7802)



AZOTE (ml. l⁻¹) 4°W Avril 1979 CAP 7906

FIG. 3. — Distribution verticale d'azote moléculaire (ml N₂. l⁻¹) le long du méridien 4° W en avril 1979 (CAPRICORNE 7906)
 Vertical distribution of molecular nitrogen (ml N₂. l⁻¹) along the 4° W meridian in April 1979 (CAPRICORNE 7906)

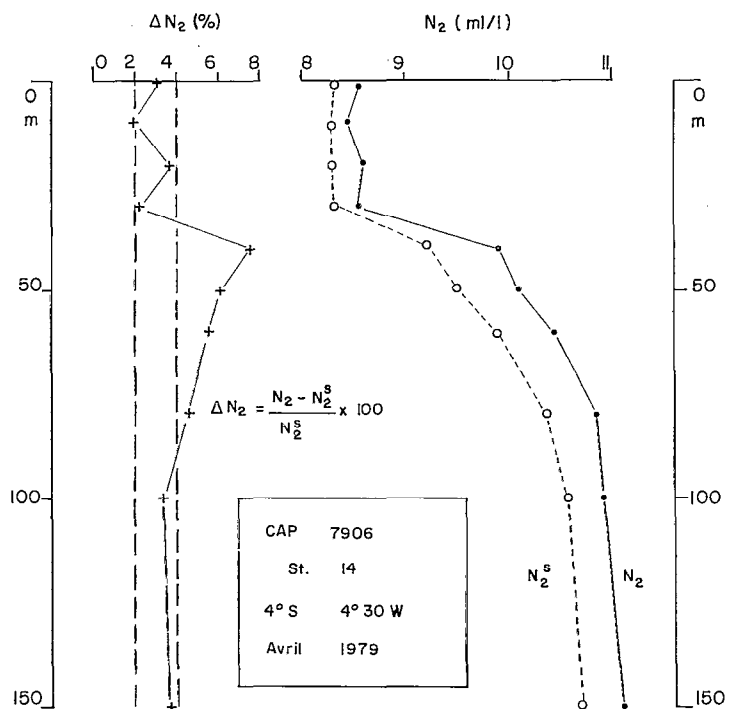


FIG. 4. — Distribution verticale d'azote moléculaire N_2 ($ml.l^{-1}$), de la solubilité d'azote N_2^s ($ml.l^{-1}$) et de l'anomalie de saturation d'azote ΔN_2 (%)

Vertical distribution of molecular nitrogen N_2 ($ml.l^{-1}$), nitrogen solubility N_2^s ($ml.l^{-1}$), and saturation anomaly of nitrogen ΔN_2 (%)

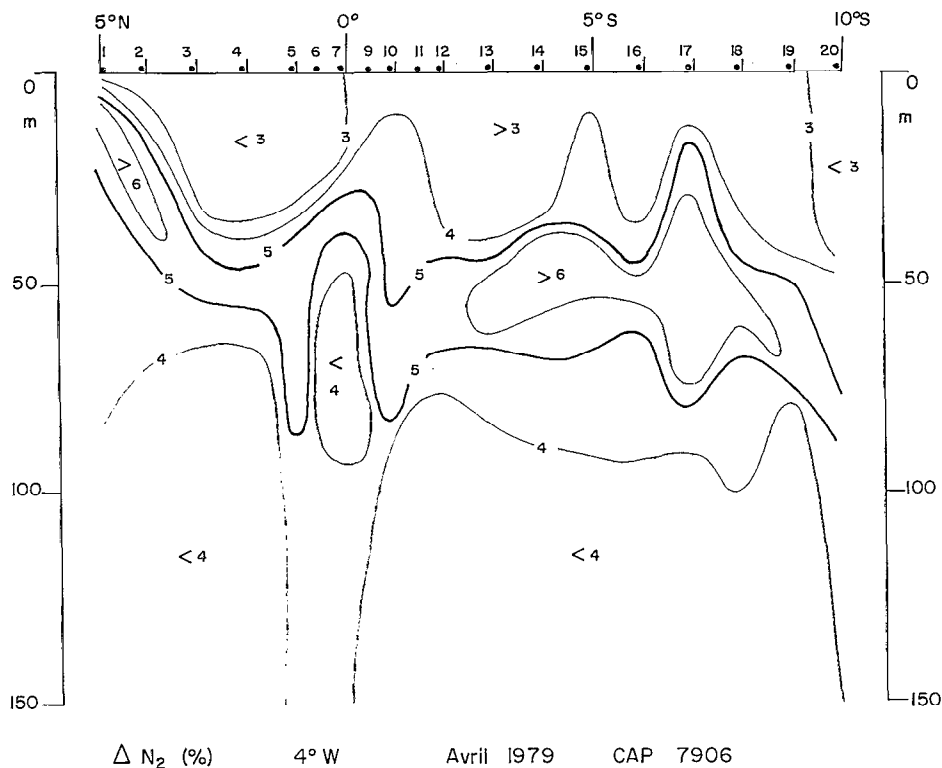


FIG. 5. — Distribution verticale de l'anomalie de saturation d'azote ΔN_2 (%) (voir définition figure 4) le long du méridien 4° W en avril 1979 (CAPRICORNE 7906)

Vertical distribution of saturation anomaly of nitrogen ΔN_2 (%) (see definition figure 4) along the 4° W meridian in April 1979 (CAPRICORNE 7906)

concentration d'azote dissous a diminué et il n'y a pratiquement plus de gradient méridien, seule persiste une petite cheminée de valeurs supérieures à 8,6 ml.l⁻¹ à 0°30 S. En subsurface à l'Équateur, au niveau de 50 m le Sous-Courant Équatorial voit sa concentration en azote dissous diminuer d'environ 1,0 ml.l⁻¹. Le creux des isolignes entre 50 et 100 m correspond à une meilleure conservation de l'identité du Sous-Courant Équatorial en saison chaude, liée au renforcement de son noyau de vitesse (HISARD *et al.*, 1977).

2.4. Comparaison avec la solubilité : anomalies de saturation

Les mesures d'azote dissous révèlent toujours une concentration en azote supérieure à la solubilité telle qu'elle a été définie antérieurement. Quelle que soit la saison (OUDOT, 1982), la colonne d'eau entre 0 et 150 m est généralement sursaturée de 2 à 4 % environ, avec un maximum de sursaturation supérieur à 4 % dans la couche de gradient vertical d'azote. En avril (fig. 4), saison chaude dans le Golfe de Guinée l'anomalie de saturation ΔN_2 (KESTER, 1975) est particulièrement élevée à 40 mètres, là où le gradient vertical d'azote est très accentué. Cette anomalie maximale de saturation se retrouve plus ou moins prononcée à toutes les latitudes entre 5° N et 10° S et en toutes saisons, associée au sommet de la thermocline (fig. 5) (OUDOT, 1982).

Les anomalies de saturation d'azote ne résultent pas toutes d'un processus physique unique. En resituant les écarts à la saturation dans leur contexte hydrologique, il a été montré (OUDOT, 1982) que telle anomalie pouvait être attribuée au mélange turbulent vertical ou horizontal, telle autre pouvait être le reflet de l'advection horizontale. La zone du Sous Courant Équatorial constitue à ce sujet un cas de figure intéressant. Si la coïncidence de la plage d'anomalies $\Delta N_2 < 4 \%$ à l'Équateur (fig. 5) avec le noyau de vitesse du Sous Courant caractérise la conservation de l'identité des propriétés physiques au cœur des couches advectives, les écarts supérieurs à 5 % qui entourent ce noyau traduisent l'intense mélange turbulent qui se développe aux frontières du Sous Courant Équatorial. De même les écarts supérieurs à 6 % relevés à 4-5° N, à la frontière entre le Courant de Guinée portant à l'est et le Sous Courant Ivoirien qui fait parfois surface le long de la côte (LEMASSON et RÉBERT, 1973 *a*) comme ce fut le cas en avril 1979 (OUDOT, 1982), peuvent-ils être attribués au mélange turbulent. A cet endroit, un autre processus est possible : lorsqu'une masse d'eau remontée en surface, sous l'effet d'un upwelling côtier par exemple, replonge (après s'être partiellement réchauffée) sous les eaux plus chaudes du large, bien souvent elle n'a pas eu le temps de

rétablir l'équilibre thermodynamique des gaz dissous avec l'atmosphère et elle acquiert donc une anomalie de saturation plus élevée. Au sud de l'Équateur, les fortes anomalies $\Delta N_2 > 6 \%$ correspondent à l'avancée vers l'Équateur du maximum de salinité de l'Eau Subtropicale. Cette masse d'eau formée dans la zone anticyclonique sud, où la pression atmosphérique est supérieure à la normale et les vents intenses accélèrent les échanges gazeux et favorisent la dissolution de bulles d'air, a acquis une sursaturation élevée en azote qu'elle garde au cours de son cheminement en subsurface.

D'une manière générale c'est en saison chaude que les plus fortes anomalies de saturation d'azote sont relevées sur l'ensemble de la zone; ce fait peut être considéré comme l'illustration du retard de l'équilibrage gazeux sur l'équilibrage thermique avec le réchauffement saisonnier.

3. OXYGÈNE DISSOUS

3.1. Méthodes de dosage

L'oxygène dissous est mesuré par voie chimique suivant la méthode classique de Winkler avec titrage ampérométrique de l'iode libéré. Les échantillons soutirés à partir des bouteilles NISKIN (1,7 l) de la bathysonde à rosette dans des flacons en verre ambré (125 ml) sont fixés immédiatement après le prélèvement et analysés après un délai d'au minimum deux heures. L'oxygène est dosé également en même temps que l'azote moléculaire par chromatographie en phase gazeuse (OUDOT, WAUTHY, 1978). Une comparaison des résultats obtenus par les deux méthodes est présentée en figure 6 : l'écart moyen relevé à cette station est $0,01 \pm 0,03$ ml.l⁻¹. Des profils verticaux continus d'oxygène mesuré *in situ* avec la bathysonde STDO BISSET BERMAN ont été dressés également à la plupart des campagnes afin de compléter les mesures sur les échantillons discrets et de mieux cerner les discontinuités de distribution verticale.

3.2. Variations spatiales

3.2.1. DISTRIBUTION MÉRIDienne

La distribution de l'oxygène dissous le long du méridien 4° W entre la Côte d'Ivoire et 24° S est présentée en figure 7. L'augmentation régulière avec la latitude de la teneur en oxygène de la couche de surface au sud de l'Équateur est due au refroidissement général des eaux qui accroît la solubilité, lorsqu'on s'éloigne de l'Équateur (LEMASSON et RÉBERT, 1973 *b*). Ce refroidissement s'accompagne d'un épaissement de la couche homogène bien

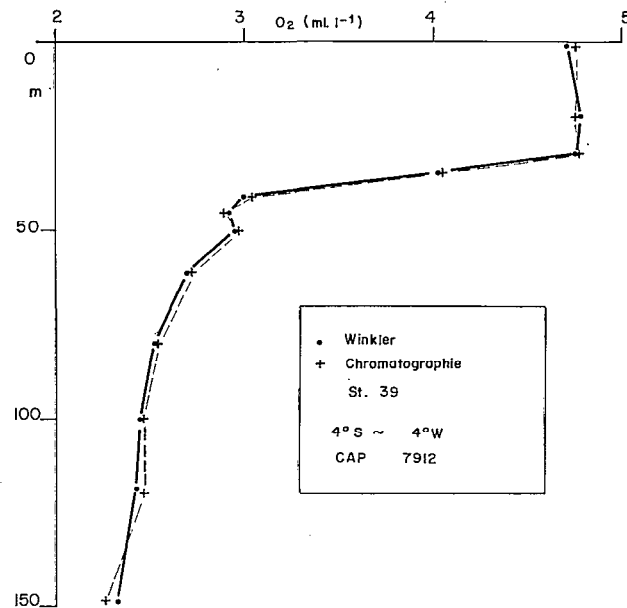


FIG. 6. — Distribution verticale d'oxygène dissous (ml. l⁻¹) déterminé par la méthode de Winkler (.) et par la méthode de chromatographie en phase gazeuse (+)

Vertical distribution of dissolved oxygen (ml. l⁻¹) determined by the Winkler method (.) and by the gas chromatography method (+)

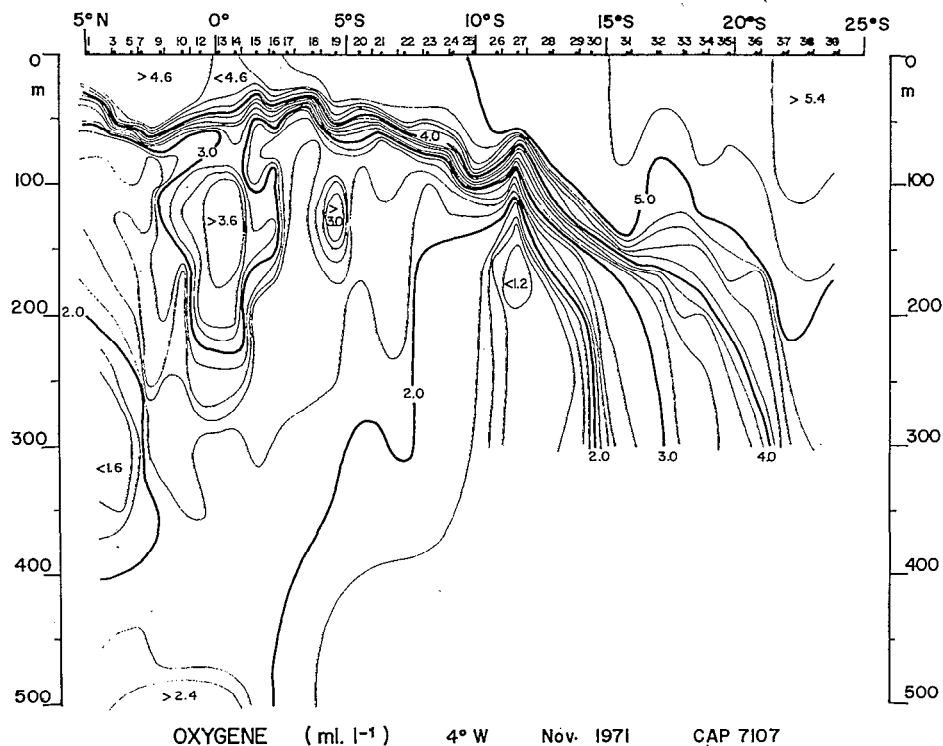


FIG. 7. — Distribution verticale d'oxygène dissous (ml. l⁻¹) le long du méridien 4° W en novembre 1971 (CAPRICORNE 7107)

Vertical distribution of dissolved oxygen (ml. l⁻¹) along the 4° W meridian in November 1971 (CAPRICORNE 7107)

oxygénée qui atteint 150 mètres au sud de 15° S. A l'Équateur, la concentration d'oxygène diminue légèrement en surface : cette diminution est la conséquence de la remontée d'eau subsuperficielle moins riche que l'eau de surface sous l'effet de la divergence équatoriale (LEMASSON et RÉBERT, 1973*b*). Sous la couche de surface, en dessous de 100 mètres, la distribution méridienne de l'oxygène est fortement influencée par la circulation zonale. A l'Équateur le Sous Courant Équatorial transporte des eaux plus riches en oxygène que les eaux adjacentes nord et sud : ce maximum d'oxygène constitue avec le maximum de salinité un des traits hydrologiques essentiels du Sous Courant Équatorial, qui permettent de l'identifier tout au long de son trajet atlantique. La distribution verticale particulière en zone équatoriale avec l'avancée de « langues » de faibles valeurs d'oxygène ($< 3,0 \text{ ml.l}^{-1}$) en direction de l'Équateur au-dessus du maximum suggère l'importance des mouvements méridiens dans cette zone (LE FLOCH, 1974). L'épaississement du noyau maximum d'oxygène laisse entrevoir l'extension possible du Sous Courant jusqu'à 250 mètres environ. Un autre petit maximum d'oxygène apparaît entre 4 et 5° S, qu'on peut également attribuer à un flux est, reconnu par plusieurs auteurs (LEMASSON et

RÉBERT, 1973*b*; HISARD *et al.*, 1976) comme le Contre Courant Équatorial Sud Subsuperficiel. De part et d'autre de ces maxima, des veines d'eau fortement épuisées en oxygène apparaissent en profondeur le long de la Côte d'Ivoire et à 12° S. Cet épuisement en oxygène est le résultat de l'oxydation de la matière organique synthétisée dans les couches productives de surface. A 5° N, c'est le Contre Courant de Guinée (LEMASSON et RÉBERT, 1973*a*) qui voit son oxygène utilisé par l'oxydation de tous les déchets de la production de matière vivante née dans les upwellings qui se développent le long de la côte nord du Golfe de Guinée. A 12° S, le minimum encore plus prononcé (teneur $< 1,2 \text{ ml.l}^{-1}$) n'est pas formé sur place, mais est dérivé, via la branche ouest du Courant de Benguela (LEMASSON et RÉBERT, 1973*b*), du minimum profond bien connu et apparu le long des côtes d'Angola, à l'image de ceux qui sont relevés le long de toutes les bordures orientales des océans (MENZEL and RYTHER, 1968; BUBNOV, 1972; KESTER, 1975). Cette couche apparaît encore davantage épuisée en oxygène en amont, le long du trajet Sainte-Hélène-Luanda (fig. 8) avec des valeurs inférieures à $1,0 \text{ ml.l}^{-1}$ en dessous de 300 mètres dans la partie profonde du Courant de Benguela (branche ouest à l'ouest et branche nord à l'est).

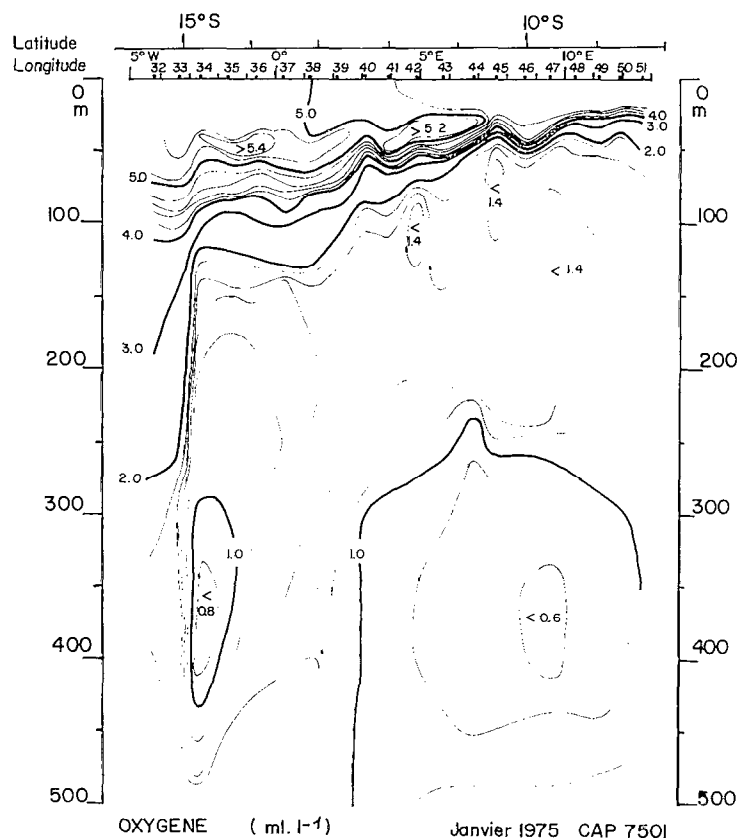


FIG. 8. — Distribution verticale d'oxygène dissous (ml.l^{-1}) entre Sainte-Hélène et Luanda en janvier 1975 (CAPRICORNE 7501)
Vertical distribution of dissolved oxygen (ml.l^{-1}) between Saint Helena and Luanda in January 1975 (CAPRICORNE 7501)

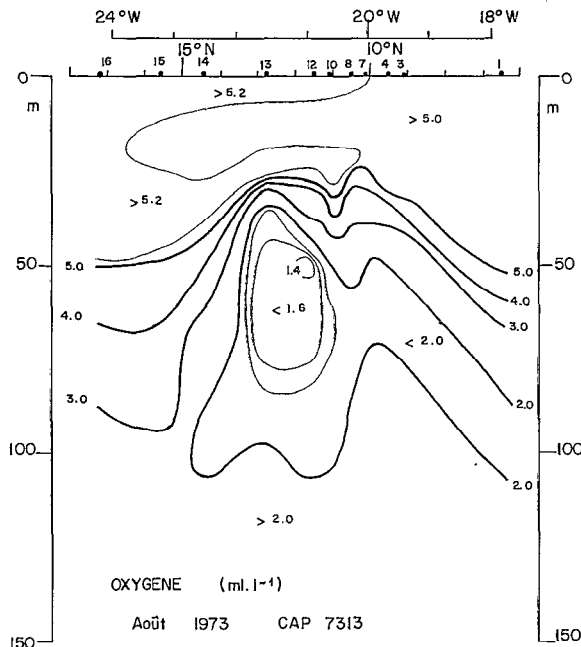


FIG. 9. — Distribution verticale d'oxygène dissous (ml.l^{-1}) à travers le Dôme de Guinée en août 1973 (CAPRICORNE 7313)

Vertical distribution of dissolved oxygen (ml.l^{-1}) crossing the Guinea Dome in August 1973 (CAPRICORNE 7313)

3.2.2. DISTRIBUTION ZONALE

La distribution de l'oxygène dissous le long du trajet Sainte-Hélène-Luanda (fig. 8) montre une nouvelle particularité de la distribution verticale de ce paramètre : un maximum subsuperficiel juste au-dessus de la couche de gradient vertical (oxycline). Ce maximum disparaît à l'approche de la côte. Une telle situation a été confirmée, avec un maximum encore plus prononcé (supérieur à $5,5 \text{ ml.l}^{-1}$), par les observations du N.O. NIZERY en mars 1977 (PITON *et al.*, 1978). Il est communément admis que ce maximum qui se situe à la base de la couche homogène et qui constitue un état de sursaturation (environ 10 %) pour ce niveau est le résultat d'une production photosynthétique (GALLARDO *et al.*, 1974; VOITURIEZ et DANDONNEAU, 1974; HERBLAND et VOITURIEZ, 1977). Dans la région du Dôme d'Angola (10° S , 9° E in GALLARDO *et al.*, 1974) les couches appauvries en oxygène se rapprochent considérablement de la surface (fig. 8) : à 50 mètres, où la concentration est inférieure à $2,0 \text{ ml.l}^{-1}$, les deux tiers de la concentration initiale sont déjà consommés. Un minimum inférieur à $1,4 \text{ ml O}_2.\text{l}^{-1}$ apparaît entre 50 et 100 m à la station 45. Une distribution analogue est trouvée dans le Dôme de Guinée en août (fig. 9) avec un très fort gradient vertical au voisinage de 50 mètres établi entre le maximum subsuperficiel et les couches sous-jacentes fortement

appauvries en oxygène. Ces minima localisés au centre des dômes thermiques sont des zones d'utilisation intensive *in situ* d'oxygène pour reminéraliser la matière organique produite dans les couches sus-jacentes très productives (comme en témoigne le maximum subsuperficiel d'oxygène); d'autre part la très forte stabilité verticale caractéristique des structures en dôme limite fortement le réapprovisionnement à partir de la surface pourtant toute proche. Le long de la côte angolaise (fig. 8) le minimum profond remonte près de la surface (isoligne $1,4 \text{ ml.l}^{-1}$) : il faut voir là l'illustration de la superposition du minimum « subsuperficiel » et du minimum « principal » décrits par BUBNOV (1972) dans l'Atlantique sud-est. Le minimum « subsuperficiel » entre 100 et 200 mètres se forme selon BUBNOV (*op. cit.*) sur le plateau continental au voisinage du fond, dans l'upwelling du Sud-Ouest Africain (vers 20° S) et se trouve entraîné vers le nord et l'ouest par la branche nord du Courant de Benguela. Le minimum « principal » entre 300 et 400 mètres s'étend plus loin de la côte, au-dessus de la pente continentale et sur le bord est du Bassin d'Angola. La dissociation du minimum principal en deux cellules de valeurs inférieures à $1,0 \text{ ml.l}^{-1}$ peut être interprétée comme la trace d'un flux est : HISARD *et al.* (1976) signalent le long du méridien 5° W une ramification du flux est au sud du Contre Courant Équatorial Sud Subsuerficiel, qui s'étend à plus de 300 mètres, caractérisée par une teneur maximum en oxygène.

Il arrive que des eaux sous-saturées en oxygène soient parfois rencontrées à la surface de la mer. Ce ne peut être que des eaux subsuperficielles remontées en surface par upwelling. Le cas le plus fréquent est représenté par les upwellings côtiers tel celui qui apparaît saisonnièrement le long de la Côte d'Ivoire, dans la région de Tabou près du Cap des Palmes (fig. 10). En surface les concentrations d'oxygène inférieures à $4,0 \text{ ml.l}^{-1}$, à 7° W , indiquent une sous-saturation de 20 %. Cet état de sous-saturation se maintient grâce au renouvellement permanent de l'eau de surface par de l'eau plus profonde, car la dissolution d'oxygène atmosphérique aurait tendance à combler peu à peu le déficit. De plus cette eau remontée, riche en sels nutritifs, est le siège d'une production photosynthétique qui accroît la concentration d'oxygène. C'est pourquoi l'on observe généralement à proximité des eaux sous-saturées, en aval du courant (Courant de Guinée portant à l'est), des eaux sursaturées, créant un fort gradient horizontal d'oxygène comme c'est le cas ici entre les stations 41 et 42, où la saturation en oxygène de l'eau de surface passe de 80 % à 116 %. Sous la couche de surface productive, à partir de 20 m, on retrouve l'appauvrissement habituel en oxygène (concentrations inférieures à $2,0 \text{ ml.l}^{-1}$).

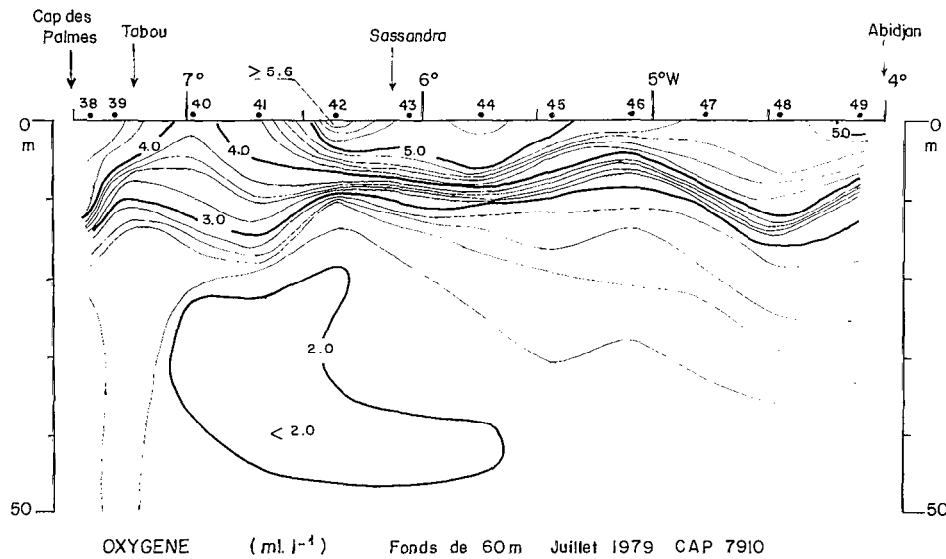


FIG. 10. — Distribution verticale d'oxygène dissous (ml. l^{-1}) le long de la Côte d'Ivoire (du Cap des Palmes à Abidjan), par des fonds de 60 m en juillet 1979 (CAPRICORNE 7910)

Vertical distribution of dissolved oxygen (ml. l^{-1}) along the Ivory Coast (from Cape of Palmes to Abidjan), above 60 m bottoms, in July 1979 (CAPRICORNE 7910)

3.3. Variations temporelles

3.3.1. VARIATIONS SAISONNIÈRES EN ZONE ÉQUATORIALE

La distribution verticale de l'oxygène dissous en zone équatoriale le long du méridien 4° W varie au cours de l'année avec les modifications de la structure hydrologique (fig. 11). Le réchauffement de la couche de surface entre le mois d'août et le mois d'avril diminue la teneur en oxygène de l'eau de surface. La différence est plus grande au sud qu'au nord car l'écart de température entre saison froide et saison chaude y est plus important. Mais il apparaît en saison chaude un maximum subsuperficiel, vers 50 mètres, analogue à celui mentionné précédemment (fig. 8). Ce maximum continu du nord au sud (fig. 11) s'interrompt cependant à l'Équateur. Ce maximum qui est totalement absent en saison froide et même après, en novembre (fig. 7), paraît être une caractéristique exclusive de la saison chaude. Cette situation rappelle fortement celle décrite par REID (1962) dans la thermocline d'été. Pour lui ce maximum qui est trouvé à la limite inférieure de la couche homogène de saison froide, est dû au départ d'oxygène des couches supérieures avec le réchauffement saisonnier, et non pas à la photosynthèse. L'hypothèse de REID (1962) et son application pratique proposée par PYTKOWICZ (1964) pour l'étude des échanges gazeux s'accordent avec le présent cas de figure (OUDOT, à paraître). La compa-

raison entre les distributions d'oxygène et d'azote, comme il sera vu plus loin, corrobore l'origine physique d'une telle distribution d'oxygène. Le maximum subsuperficiel d'oxygène disparaît à l'Équateur : cette disparition est vraisemblablement le résultat du mélange vertical turbulent à la frontière entre le Sous Courant Équatorial et le Courant Équatorial de surface qui détruit la stabilité verticale à cet endroit, mélange mis en évidence par ailleurs dans l'enrichissement de la couche de surface en éléments nutritifs (HISARD *et al.*, 1977).

Au sein du Sous Courant Équatorial également (entre 50 et 100 mètres à l'Équateur), la distribution verticale d'oxygène est profondément modifiée entre la saison froide et la saison chaude (fig. 11). Le Sous Courant Équatorial est plus riche en oxygène en avril qu'en août, et il n'apparaît plus de maximum vertical. En avril au sein du Sous Courant Équatorial, les échanges méridiens symbolisés pour LE FLOCH (1974) par les « langues » de faibles valeurs d'oxygène (fig. 11 en bas et fig. 7) apparaissent moins importants : le mélange du Sous Courant Équatorial avec les eaux qui l'entourent est réduit. C'est un fait bien connu qu'au vu de son maximum de salinité le Sous Courant Équatorial est mieux individualisé en avril qu'en août. A $2-3^{\circ}$ N, en août, on note un maximum d'oxygène subsuperficiel ($> 3,0 \text{ ml.l}^{-1}$) : pour HISARD et MORLIÈRE (1973) ce maximum correspond à la branche nord du flux de retour du Sous Courant Équatorial.

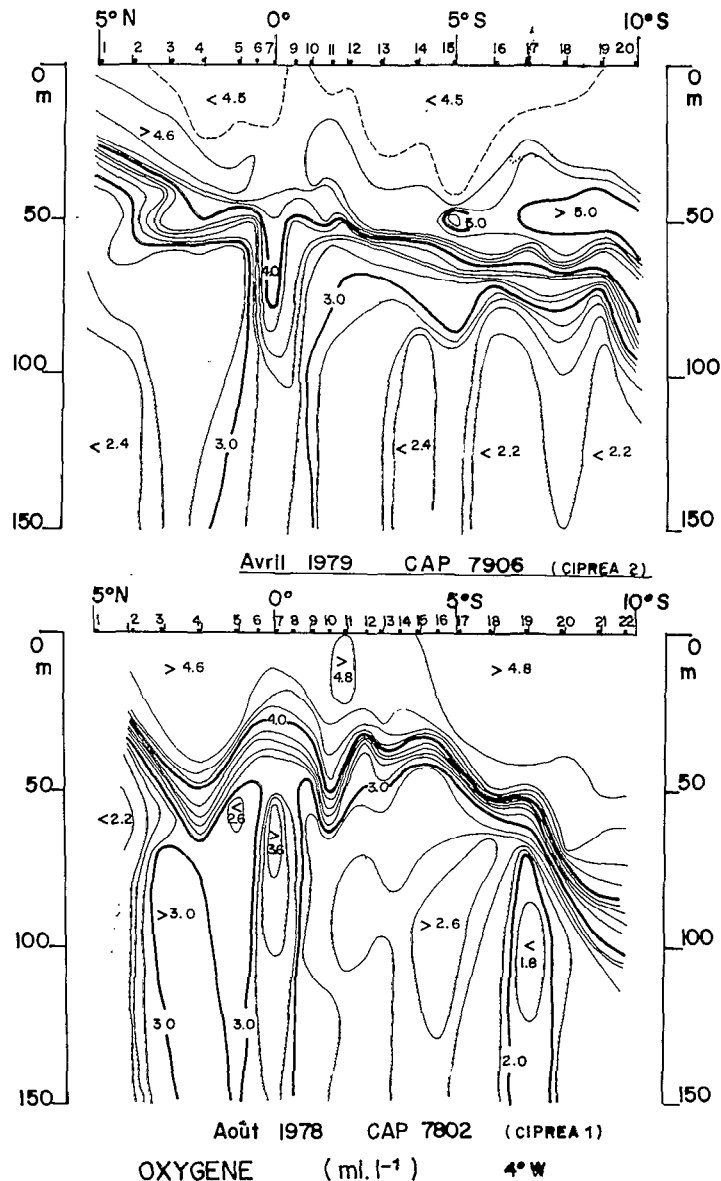


FIG. 11. — Distributions verticales d'oxygène dissous (ml.l⁻¹) le long du méridien 4° W en août 1978 (CAPRICORNE 7802) et en avril 1979 (CAPRICORNE 7906)

Vertical distributions of dissolved oxygen (ml.l⁻¹) along the 4° W meridian in August 1978 (CAPRICORNE 7802) and in April 1979 (CAPRICORNE 7906)

Les couches à teneurs minimales en oxygène, sites de reminéralisation intensive de la matière organique, sont davantage désoxygénées en saison froide qu'en saison chaude : les concentrations d'oxygène s'abaissent jusqu'à des valeurs inférieures à 1,8 ml.l⁻¹ dans la dérive ouest de Benguela et à 2,2 ml.l⁻¹ le long de la Côte d'Ivoire en août (fig. 11).

Dans les dômes, les particularités de distribution d'oxygène (maximum subsuperficiel et minimum

sous-jacent très proche de la surface) ne sont pas permanentes au cours de l'année. Il ressort de l'analyse de VOITURIEZ (1981) sur l'origine des dômes thermiques tropicaux que ces traits de structure d'oxygène ne s'observent qu'en été boréal pour le Dôme de Guinée et en hiver boréal, pour celui d'Angola. Cet auteur fait de plus remarquer que si l'existence du premier a été confirmée à plusieurs reprises et paraît être un fait acquis

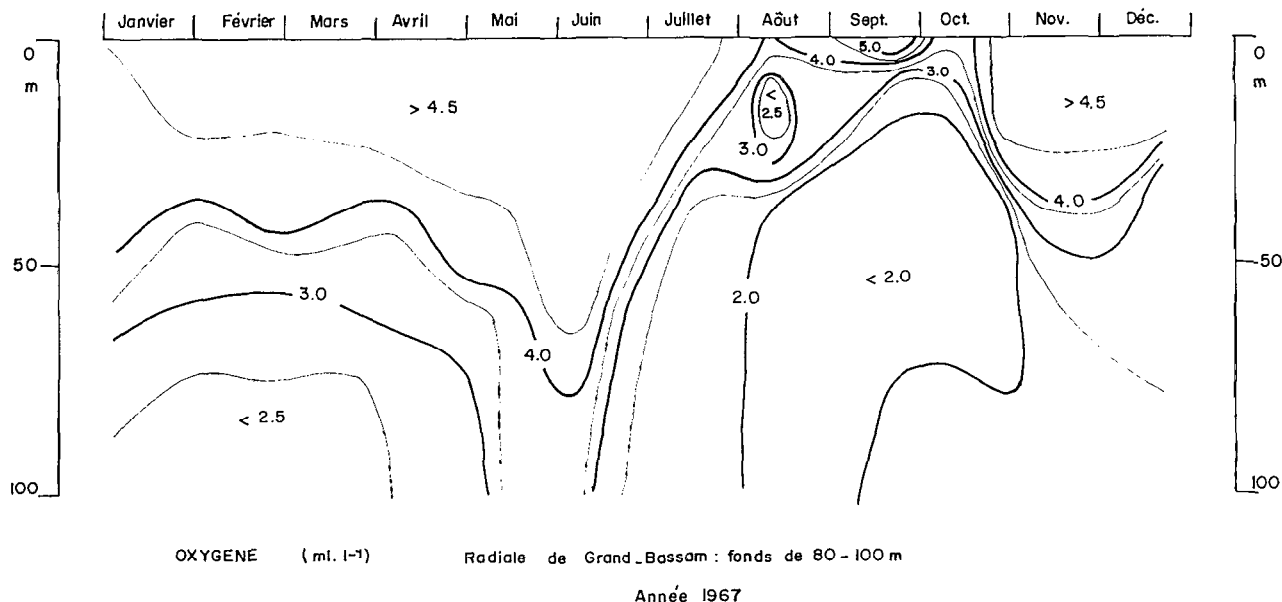


FIG. 12. — Variations mensuelles de la distribution verticale d'oxygène dissous (ml. l⁻¹) sur la radiale de Grand Bassam (Côte d'Ivoire) par des fonds de 80 à 100 m, au cours de l'année 1967

Monthly variations of the vertical distribution of dissolved oxygen (ml. l⁻¹) in front of Grand Bassam (Ivory Coast) above 60-100 m bottoms, during the 1967 year

régulièrement chaque année, le second est beaucoup plus incertain dans le temps.

3.3.2. VARIATIONS SAISONNIÈRES À LA CÔTE

La visite régulière mensuelle pendant 5 ans de la radiale de Grand Bassam, à 11 milles à l'est d'Abidjan (Côte d'Ivoire) a permis de définir le cycle annuel de distribution de l'oxygène dissous au-dessus du plateau continental ivoirien (VERSTRAETE, 1970). Sur des fonds de 80 à 100 mètres, la colonne d'eau s'appauvrit en oxygène en commençant par le fond tous les ans de juillet à octobre (fig. 12), c'est-à-dire

pendant la période d'upwelling saisonnier (MORLIÈRE, 1970). En fin de saison froide (septembre-octobre) des sursaturations importantes consécutives à la croissance du phytoplancton sont relevées dans la couche superficielle. L'épaisseur de la couche bien oxygénée (concentration supérieure à 4,0 ml.l⁻¹) qui coïncide avec la couche homogène en température, est fortement réduite en période d'upwelling, entre juillet et octobre : elle ne dépasse pas en général une dizaine de mètres et peut même disparaître complètement les années de très fort upwelling (1967 par exemple, fig. 12). Sur le fond les variations

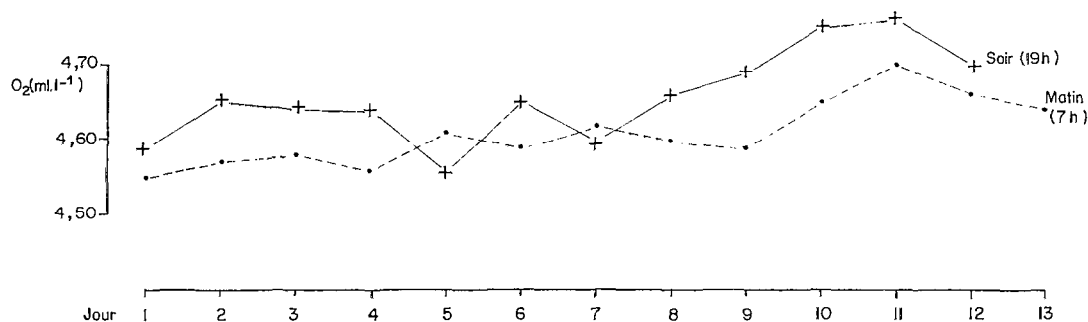


FIG. 13. — Variations journalières de la concentration en oxygène dissous (ml. l⁻¹) de la couche de surface à l'Équateur (à 4° W) à la station du matin (7 h) et à la station du soir (19 h), entre le 20 octobre et le 1^{er} novembre 1979

Daily variations of the dissolved oxygen concentration (ml. l⁻¹) in the surface layer at the Equator (at 4° W) in the morning station (7.00 A.M) and in the evening station (7.00 P.M), between October 20 and November 1st 1979

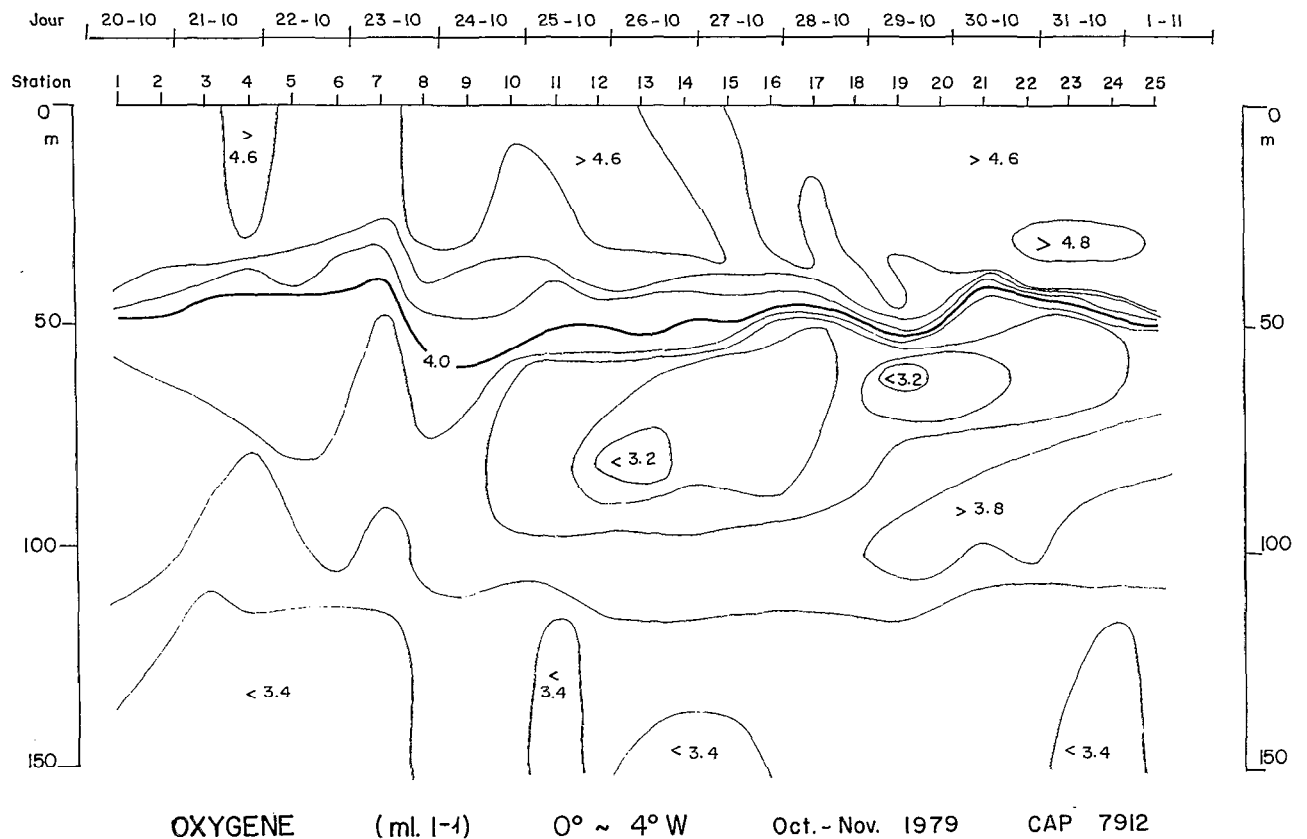


Fig. 14. — Variation temporelle de la distribution verticale d'oxygène dissous (ml. l⁻¹) à l'Équateur (à 4° W) en octobre-novembre 1979 (CAPRICORNE 7912)

Time variation of the vertical distribution of dissolved oxygen (ml. l⁻¹) at the Equator (at 4° W) in October-November 1979, (CAPRICORNE 7912)

saisonniers sont d'autant plus importantes que la colonne d'eau est peu profonde : les minima (de l'ordre de 0,3-0,5 ml.l⁻¹) sont observés sur des fonds de 25-30 mètres. Au-delà des fonds de 100 mètres, la teneur en oxygène sur le fond reste à peu près constante (2,0 ml.l⁻¹ environ) toute l'année.

3.3.3. VARIATIONS JOURNALIÈRES DE LA DISTRIBUTION D'OXYGÈNE À L'ÉQUATEUR

Durant la campagne CIPREA 4 (octobre-novembre 1979), des observations en point fixe à l'Équateur (4° W) sur une longue période de temps (13 jours), ont permis de suivre les variations nyctémérales d'oxygène dans la couche de surface (OUDOT, à *paraitre*). La concentration d'oxygène est systématiquement plus élevée (à deux exceptions près, pendant la période de refroidissement) le soir (19 heures) que le matin (7 heures) dans la couche homogène de surface (fig. 13). Cet enrichissement diurne, qui est en moyenne de 0,07 ml.l⁻¹, est compatible avec le taux de production primaire mesuré par la méthode

au carbone 14. Malgré l'état de sous-saturation apparu avec le refroidissement de la couche de surface (au maximum 4 %), l'invasion d'oxygène atmosphérique est presque négligeable devant la production primaire (OUDOT, à *paraitre*) et la teneur en oxygène dissous dans la couche homogène varie quotidiennement sous l'influence du processus photosynthétique.

Durant cette même période d'observations, il a été également constaté une variation à court terme de la distribution en oxygène au sein du Sous Courant Équatorial. Le minimum vertical d'oxygène, au-dessus du maximum, décrit précédemment comme une caractéristique saisonnière des propriétés du Sous Courant Équatorial, diminue de 0,6 ml.l⁻¹ au cours de la première moitié de la période d'observations (fig. 14). Cette diminution d'oxygène, accompagnée d'une diminution du maximum de salinité du Sous Courant Équatorial, maximum située immédiatement au-dessus du minimum d'oxygène, apparaît alors que la couche de surface se

refroidit notablement (plus de 2°C). Ces variations (température-salinité-oxygène) sont une illustration des oscillations nord-sud du système de courant équatorial (Courant Équatorial de surface et Sous Courant Équatorial), dont la période est de l'ordre de 15 à 16 jours (DÜING *et al.*, 1975; HISARD *et al.*, 1977; CORNUS and MEINCKE, 1979). La variation concomitante du maximum de salinité avec celle du minimum d'oxygène sous-jacent tendrait à prouver que le mélange turbulent responsable de l'atténuation du maximum de salinité du Sous Courant Équatorial ne se fait pas uniquement avec les couches supérieures du courant de surface mais aussi avec les couches inférieures au nord et au sud du Sous Courant appauvries en oxygène, confirmant ainsi l'idée des échanges méridiens associés au Sous Courant développée par LE FLOCH (1974).

3.4. Influence des processus physiques et biologiques sur la distribution de l'oxygène dissous

3.4.1. PROCESSUS PHYSIQUES

La distribution de l'oxygène en dessous de la couche homogène est un auxiliaire souvent utile aux océanographes qui veulent rendre compte de la circulation des masses d'eau, car l'advection est un facteur majeur de la distribution de l'oxygène dissous en profondeur. Sans processus d'advection et de diffusion, les couches intermédiaires et profondes de l'océan deviendraient inéluctablement anoxiques : en dessous de la couche de surface homogénéisée par le vent, ces processus assurent la ventilation de l'eau en profondeur.

Dans la plupart des zones équatoriales de l'océan ce sont les contre-courants portant à l'est qui en profondeur, assurent le réapprovisionnement en oxygène des couches thermoclinales et subthermoclinales. Le rôle du Sous Courant Équatorial à ce sujet est bien connu : ce contre-courant, dont la source se situe dans les zones anticycloniques nord et sud (KHANNAICHENKO, 1974) particulièrement oligotrophes, possédant peu de matériaux organiques à oxyder, a conservé la plus grande partie de sa teneur initiale en oxygène. HISARD *et al.* (1976) se sont appuyés sur la distribution horizontale de l'oxygène dissous, qu'ils considèrent comme un excellent traceur des contre-courants équatoriaux, pour suivre le cours de la branche sud du Contre Courant Équatorial tout au long de son trajet dans l'Atlantique et ce jusque vers les côtes d'Afrique (fig. 15). Dernièrement VOITURIEZ (1981), dans son explication générale de la formation des dômes thermiques tropicaux, utilise abondamment la caractérisation du Sous Courant Équatorial Sud par sa teneur élevée en oxygène : ce Sous Courant, qui n'est autre que la branche sud du Contre Courant

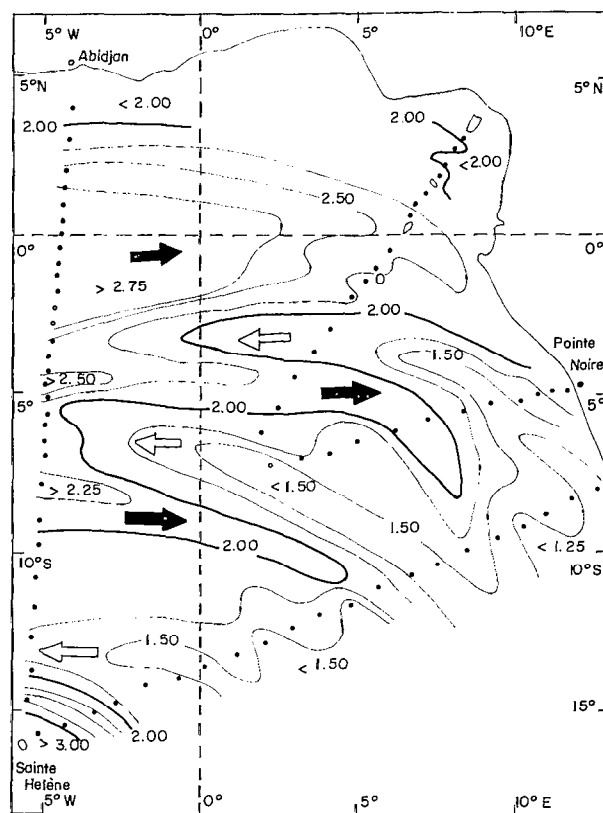


FIG. 15. — Distribution horizontale de l'oxygène dissous (ml.l^{-1}) sur l'isostère 140 cl/t (150 à 250 m) dans l'Atlantique équatorial oriental, en janvier 1975 (CAPRICORNE 7501) (d'après HISARD *et al.*, 1975). Les flèches claires indiquent les courants portant à l'ouest et les flèches sombres les contre-courants portant à l'est

Horizontal distribution of dissolved oxygen on the 140 cl/t isopycnal surface (150 to 250 m) in the eastern equatorial Atlantic, during January 1975 (CAPRICORNE 7501) (After HISARD *et al.*, 1975). The clear arrows show the western currents and the dark arrows the eastern counter-currents

Équatorial Subsuperficiel de HISARD *et al.* (1976), constitue vers 5°S (fig. 15) la bordure nord de la circulation cyclonique qui s'établit devant la côte angolaise pour donner naissance à un dôme subthermoclinale. Le flux est vers 10°S (fig. 15), qui ressort de l'étude de HISARD *et al.* (1976) et signalé précédemment, pourrait bien être un élément du grand tourbillon cyclonique décrit par MOROSHKIN, BUBNOV et MULATOV (*in* VOITURIEZ, 1981) et dont le centre (13°S et 3-4°E) ne coïncide pas avec le dôme d'Angola. Auparavant HISARD et MORLIÈRE (1973) avaient clairement identifié à partir de la distribution de l'oxygène dissous sur la surface isostère 170 cl/t (à une profondeur de 100-120 m) la branche nord de retour du Sous Courant Équatorial

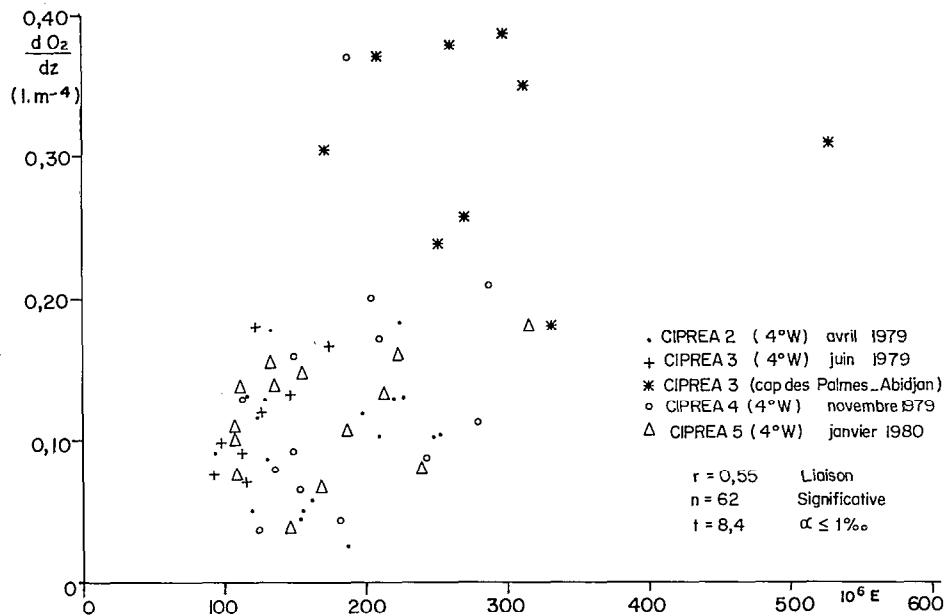


FIG. 16. — Corrélation entre le gradient vertical négatif d'oxygène dans la thermocline (en valeur absolue) (l. m⁻⁴) et la stabilité E calculée à partir du gradient de densité ($E = d\sigma_t/dz \times 10^{-3}$ avec z exprimé en mètres) au sommet de la thermocline
 Correlation between the negative vertical gradient of oxygen in the thermocline (absolute value) (l. m⁻⁴) and the stability E calculated from the density gradient ($E = d\sigma_t/dz \times 10^{-3}$ with z in meters) at the top of the thermocline

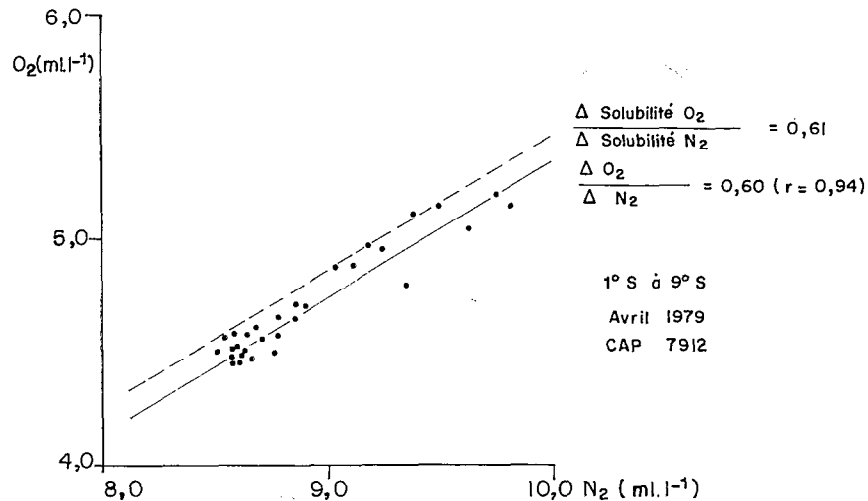


FIG. 17. — Variation de la concentration en oxygène dissous (ml. l⁻¹) en fonction de la concentration en azote dissous (ml. l⁻¹) au-dessus du maximum subsuperficiel d'oxygène en avril 1979, entre 1° S et 9° S le long du méridien 4° W. La droite de régression est représentée en trait plein. La variation de solubilité d'oxygène en fonction de celle d'azote est représentée en tirets

Variation of the dissolved oxygen concentration (ml. l⁻¹) versus the dissolved nitrogen concentration (ml. l⁻¹) above the subsurface oxygen maximum in April 1979, between 1° S and 9° S along the 4° W meridian. The regression line is the continuous line. The variation of the oxygen solubility versus the nitrogen one is the broken line

entre 2 et 3° N jusqu'à 5° W, que l'on a pu voir à 4° W sur la figure 11 (en bas). Au contraire les courants subsurface portant à l'ouest, issus des bordures orientales des océans où les concentrations en oxygène en profondeur sont considérablement réduites à la suite de l'oxydation des abondants déchets organiques sédimentés depuis les couches productives superficielles, sont caractérisés par un minimum d'oxygène (fig. 15).

Dans le sens méridien, VOITURIEZ et CHUCHLA (1978) ont mis à profit la distribution verticale d'oxygène, avec deux minima profonds, pour démontrer l'influence de l'Eau Centrale Sud Atlantique dans l'Atlantique tropical nord-est au-delà de 15° N et sa participation au sous-courant côtier associé à l'upwelling sénégal-mauritanien.

On ne saurait mieux démontrer le rôle du mélange turbulent sur la distribution de l'oxygène que par les variations d'oxygène au sein du Sous Courant Équatorial. Par rapport à la saison chaude (avril), le Sous Courant Équatorial s'est beaucoup désoxygéné en saison froide (août), par suite du mélange avec les eaux environnantes nord et sud pauvres en oxygène au point de faire apparaître un minimum vertical (fig. 11). Le renouvellement d'oxygène dans les couches profondes épuisées par la respiration, à partir de la couche de surface bien oxygénée, se fait également par mélange vertical turbulent. Ce mélange est limité par la stabilité à la base de la couche homogène, si bien que plus la stabilité est grande à la base de celle-ci plus le renouvellement d'oxygène est faible et plus le gradient vertical négatif d'oxygène dans la thermocline est grand. Cette relation est exprimée par la corrélation entre le gradient vertical d'oxygène (en valeur absolue) et la stabilité E ($E = 10^{-3} d\sigma_t/dz$) au sommet de la thermocline établie à partir des observations des campagnes CIPREA (fig. 16) : la liaison est hautement significative, avec un risque $\alpha < 1\%$.

Lors du réchauffement saisonnier de la couche homogène, la solubilité diminuant, de l'oxygène dissous s'échappe dans l'atmosphère, et un maximum subsurface apparaît (REID, 1962; OUDOT, à paraître). De la surface au niveau du maximum, l'oxygène augmente parallèlement à l'azote dissous et dans un rapport égal à celui des solubilités (fig. 17) : la pente de la droite de régression des variations d'oxygène en fonction de celles d'azote ($r = 0,94$) est très proche du rapport des variations de solubilités d'oxygène et d'azote (droite en traits interrompus). Dans ces conditions le maximum subsurface d'oxygène est bien le résultat d'une distribution physique des gaz dissous et non d'un processus photosynthétique. Cette évaporation d'oxygène commence par la couche de surface et gagne en profondeur à la faveur du mélange turbulent. Comme le maximum subsurface d'oxygène est situé

dans la partie supérieure de la thermocline il peut se maintenir car à ce niveau la diffusion turbulente est très faible. En appliquant le modèle de PRYKOWICZ (1964) d'échange d'oxygène au large de la Côte d'Orégon, il a été possible en comparant les distributions d'oxygène en zone équatoriale du mois d'avril et du mois d'août, de calculer un coefficient de diffusion turbulente moyen au sommet de la thermocline (OUDOT, à paraître) : la valeur ainsi trouvée ($0,04 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) est proche de celles rapportées dans la littérature à partir de méthodes de calcul différentes et justifie l'hypothèse de l'évasion par réchauffement saisonnier. La vitesse de transfert moyenne à travers l'interface air/mer a été évaluée à $2,4 \text{ m} \cdot \text{j}^{-1}$, grandeur tout à fait acceptable pour cette zone de l'océan.

L'évasion d'oxygène vers l'atmosphère est également entretenue par la production photosynthétique dans la couche homogène. En saison chaude (avril), la couche homogène est légèrement sursaturée en oxygène (2 à 3 % environ). En supposant que cet état de sursaturation reste stationnaire, la production primaire nette d'oxygène doit être compensée par une évaporation à travers l'interface. La vitesse de transfert d'oxygène évaluée de cette manière est proche de la détermination précédente : entre 10° S et 2° N elle varie entre 2,2 et $4,1 \text{ m} \cdot \text{j}^{-1}$ (OUDOT, à paraître).

3.4.2. Processus biologiques

Le rôle de la production photosynthétique sur la distribution de l'oxygène dissous dans la couche homogène de surface a pu être démontré à l'Équateur, au cours du suivi des variations journalières sur une quinzaine de jours. Mais en zone tropicale c'est généralement à la base de la couche homogène que la production primaire est la plus forte, là où l'affleurement des sels nutritifs dans la couche euphotique stimule la production nouvelle (VOITURIEZ et HERBLAND, 1977). La situation hydrologique qui convient le mieux à l'observation de ce phénomène est celle du dôme thermique. Dans le Dôme d'Angola par exemple, sous la mince couche de surface juste saturée, un pic de sursaturation d'oxygène pouvant aller jusqu'à 20 % (GALLARDO *et al.*, 1974) apparaît au sommet de la thermocline : un exemple d'une telle distribution est donnée en figure 18. VOITURIEZ et DANDONNEAU (1974) rapportent une distribution semblable dans le Dôme de Guinée. Adoptant le point de vue d'ANDERSON (1969), ces auteurs attribuent le maximum d'oxygène fortement sursaturé dans la thermocline à la photosynthèse.

Dans la thermocline et en dessous, la consommation d'oxygène par la respiration des organismes vivants et l'oxydation de la matière organique devient prépondérante. Cette consommation est tributaire

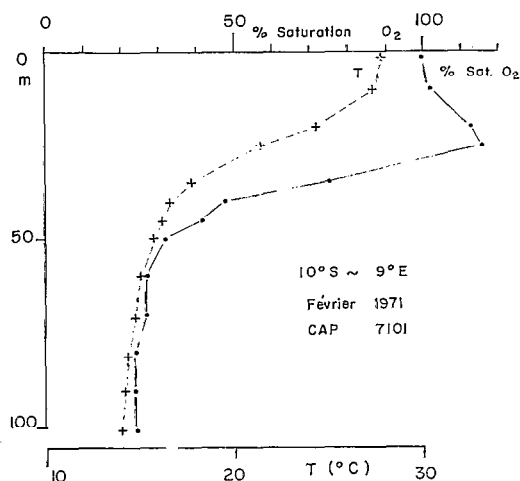


FIG. 18. — Distributions verticales du pourcentage de saturation d'oxygène et de la température ($^{\circ}$ C) dans le Dôme d'Angola en février 1971 (CAPRICORNE 7101)

Vertical distributions of the oxygen saturation percentage and the temperature ($^{\circ}$ C) in the Angola Dome in February 1971 (CAPRICORNE 7101)

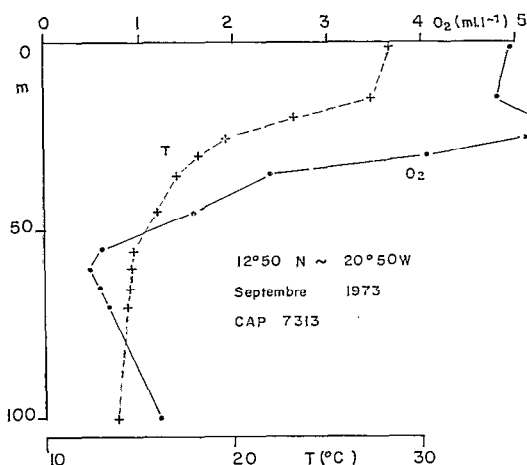


FIG. 19. — Distributions verticales de l'oxygène dissous (ml.l^{-1}) et de la température ($^{\circ}$ C) dans le Dôme de Guinée en septembre 1973 (CAPRICORNE 7313)

Vertical distributions of the dissolved oxygen (ml.l^{-1}) and the temperature ($^{\circ}$ C) in the Guinea Dome in September 1973 (CAPRICORNE 7313)

de l'abondance de la matière organique à oxyder et par conséquent de la productivité des eaux superficielles : c'est donc dans les zones les plus productives (dôme thermique, upwelling côtier) qu'on trouve les plus fortes diminutions d'oxygène en dessous de la thermocline. Dans le Dôme de Guinée par exemple, un minimum d'oxygène très prononcé

(concentration inférieure à $0,5 \text{ ml O}_2.\text{l}^{-1}$) apparaît très près de la surface, à 60 mètres (fig. 19). VOITURIEZ et DANDONNEAU (1974), dans leur analyse de la formation de ce minimum subsurface, constatant que c'est au centre du dôme qu'il est le plus accentué, l'attribuent à la production importante du Dôme de Guinée et non pas à une advection possible depuis la zone de l'upwelling côtier mauritanien, à l'instar des observations de BUBNOV (1972) au large de l'Angola. Ils font toutefois remarquer que ce minimum subsurface caractéristique du dôme peut se former dans les eaux déjà appauvries de l'upwelling mauritanien : cette conjonction pourrait expliquer ce minimum très accusé. Dans la région du Dôme d'Angola la diminution d'oxygène avec la profondeur en dessous de la couche de surface (fig. 20) est aussi rapide que dans le Dôme de Guinée, témoignant également d'une forte reminéralisation de la matière organique *in situ*. Ce premier minimum également très près de la surface se distingue cependant d'un autre proche de 100 mètres et d'un autre beaucoup plus profond vers 400 mètres. Cette multiplicité de minima d'oxygène dans la zone du Dôme d'Angola est déjà apparue figure 8 et correspond à des sites de reminéralisation différents. BUBNOV (1972) qui a analysé cette distribution verticale d'oxygène associe les minima à des vitesses élevées de consommation biochimique d'oxygène liées à l'abondance de matériau oxydable comme cela se passe entre 10° S et 20° S sur les bordures orientales de tous les océans (aussi bien dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud) et à la pycnocline qui agit comme un écran vis-à-vis de la couche de surface; le minimum principal le plus profond est souligné par la présence, à sa limite inférieure, de couches aérées par l'Eau Profonde Nord Atlantique. Ce minimum principal est également signalé par VOITURIEZ et DANDONNEAU (1974) dans la région du Dôme de Guinée.

BROECKER (1974 a) a proposé une formule de correction de l'oxygène consommé par la respiration pour retrouver la teneur initiale des masses d'eau. Cette correction repose sur la constatation que la consommation d'oxygène *in situ* par respiration et décomposition de la matière organique est accompagnée par un changement régulier des teneurs de gaz carbonique, nitrate et phosphate (RICHARDS, 1965). Pour BROECKER (1974 a) chaque fois qu'il disparaît 1 mole d'oxygène il apparaît 7 moles de nitrate : il est donc facile, connaissant la teneur en nitrate d'une masse d'eau, de calculer la quantité d'oxygène consommée depuis le moment où la masse d'eau a quitté la surface et de retrouver ainsi sa teneur initiale en oxygène. Cette formule de correction a été appliquée avec succès à une masse d'eau type du Pacifique sud (OUDOT, 1978).

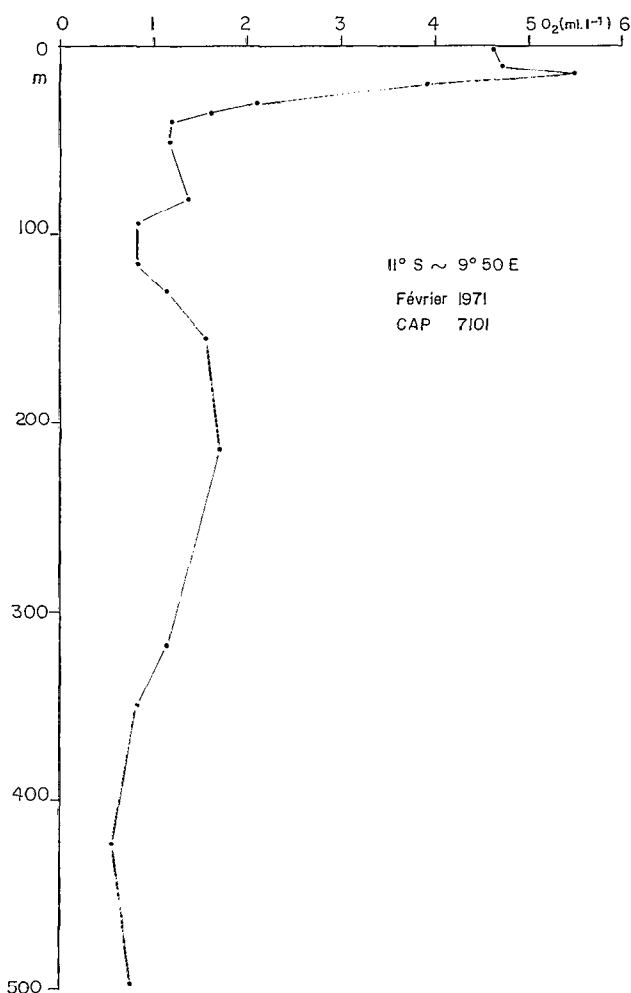


Fig. 20. — Distribution verticale de l'oxygène dissous (ml.l⁻¹) dans la région du Dôme d'Angola en février 1971 (CAPRICORNE 7101) de 0 à 500 mètres

Vertical distribution of dissolved oxygen (ml.l⁻¹) in the area of the Angola Dome in February 1971 (CAPRICORNE 7101) from 0 to 500 meters

Dans l'Atlantique équatoriale cette formule de correction, qui repose sur un rapport de constitution de la matière organique C/N égal à 5, donc légèrement différent du rapport $106/16 = 6,6$ de REDFIELD *et al.* (1963), permet de retrouver la teneur initiale en oxygène, comme en témoigne entre 40 et 150 mètres la bonne concordance entre l'oxygène corrigé à chaque niveau et la solubilité censée représenter la teneur initiale au moment où la masse d'eau était en surface (fig. 21). BROECKER (1974 *b*) a reconnu par la suite que le coefficient de conversion du nitrate en oxygène respiré pouvait être différent de 7 et qu'il convenait de déterminer pour chaque couche d'eau la valeur la mieux appropriée qui dépend en fait de la composition de la matière organique à oxyder.

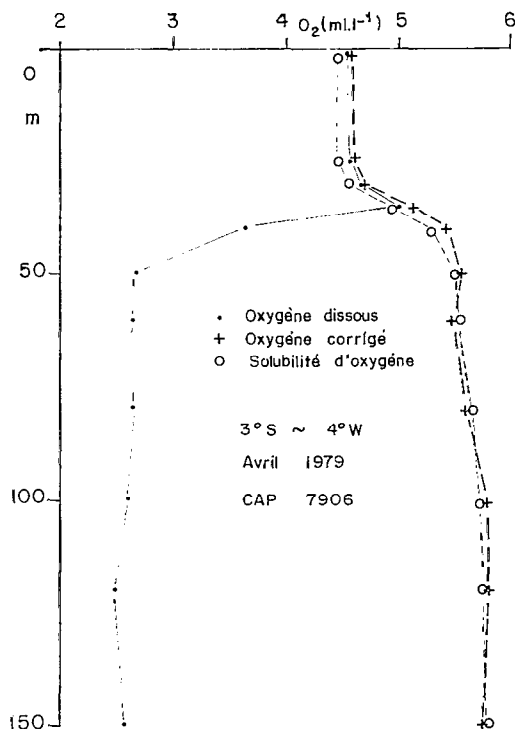


Fig. 21. — Distributions verticales de l'oxygène dissous, de l'oxygène corrigé de la respiration et de la solubilité d'oxygène (ml.l⁻¹) en avril 1979

Vertical distributions of dissolved oxygen, oxygen corrected by respiration and oxygen solubility (ml.l⁻¹) in April 1979

4. CONCLUSION

La distribution de l'azote moléculaire en zone équatoriale est le reflet parfait du champ thermique et les variations saisonnières sont en accord avec celles du champ thermique de surface. L'impact du Sous Courant Équatorial sur la distribution méridienne de l'azote dissous est particulièrement net en saison chaude (avril) à l'époque où ce courant est le plus puissant. L'azote dissous est toujours légèrement en excès sur la concentration attendue normalement de l'équilibre avec l'atmosphère (à la température et à la salinité mesurées de l'eau). L'anomalie de saturation d'azote est maximum à chaque latitude dans la couche de gradient vertical d'azote. Cette anomalie maximale peut traduire soit le mélange de masses d'eau à des températures différentes, soit l'advection d'une masse d'eau qui avait acquis lors de sa formation en surface une anomalie de saturation élevée (dissolution de bulles d'air consécutive à l'agitation par le vent). Le cœur du Sous Courant Équatorial, où le mélange turbulent est réduit, apparaît donc avec une anomalie de saturation plus faible que les eaux à la périphérie.

La distribution de l'oxygène dissous intègre à la fois les processus physiques et les processus biologiques. Parmi les processus physiques, le réchauffement saisonnier en surface et l'advection zonale en profondeur impriment leur marque à la distribution méridienne de l'oxygène dans le Golfe de Guinée. A l'Équateur la distribution verticale d'oxygène dans le Sous Courant Équatorial témoigne de l'importance du mélange turbulent, qui se développe en saison froide (août) avec les eaux environnantes. Les conséquences du réchauffement saisonnier sur la distribution verticale de l'oxygène peuvent être un moyen pour aborder l'étude des échanges au sommet de la thermocline et à l'interface air/mer. Quant à la distribution horizontale de l'oxygène dissous, elle est souvent d'un précieux secours pour suivre en profondeur les trajectoires des courants ouest et des contre-courants est. La thermocline agit comme un écran vis-à-vis du renouvellement d'oxygène dans les couches profondes à partir de la surface de la mer. En profondeur la seule possibilité de renouvellement reste l'advection de couches aérées. L'originalité de la distribution de l'oxygène tient aux processus biologiques *in situ*. La photosynthèse dans la couche euphotique et la respiration dans la thermocline et en dessous sont les facteurs majeurs qui façonnent la distribution verticale de l'oxygène dissous. Dans les

dômes (Angola dans l'Atlantique sud et Guinée dans l'Atlantique nord) la photosynthèse conduit à un pic de sursaturation d'oxygène, au sommet de la thermocline, pouvant aller jusqu'à 20 %. La consommation d'oxygène par la respiration des organismes vivants et l'oxydation des déchets organiques conduit à l'épuisement des couches subsuperficielles et profondes. Cet épuisement est très variable suivant les régions. Dans les dômes (Guinée par exemple) où la production de matière vivante en surface est abondante, l'épuisement est très accentué (concentration inférieure à 0,5 ml.l⁻¹) et proche de la surface (60 mètres de profondeur). Le même phénomène se retrouve dans les upwellings côtiers : le long de la Côte d'Ivoire par exemple, l'épuisement sans toutefois être aussi prononcé, est encore plus proche de la surface (20 mètres de profondeur). Le minimum principal d'oxygène qu'on retrouve largement répandu sur toutes les bordures orientales des océans, aussi bien dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, est plus profond (300 à 400 mètres) : il se situe à un niveau d'équilibre entre la consommation *in situ* et le renouvellement par advection et diffusion turbulente.

Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M.
le 1^{er} juillet 1983

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON (G. C.), 1969. — Subsurface chlorophyll maximum in the northeast Pacific ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 14 : 386-391.
- BENSON (B. B.) and PARKER (P. D. M.), 1961. — Nitrogen/argon and nitrogen isotopic ratios in aerobic sea water. *Deep Sea Res.*, 7 : 237-253.
- BOLIN (B.), 1960. — On the exchange of carbon dioxide between the atmosphere and the sea. *Tellus*, 12 : 274-281.
- BROECKER (W. S.), 1974a. — Atmospheric and volcanic gases. In: *Chemical Oceanography*, Harcourt Brace Jovanovich (Ed.), 214 p.
- BROECKER (W. S.), 1974b. — « N.O. », a conservative water mass tracer. *Earth Pl. Sci. Lett.*, 23 : 100-107.
- BUBNOV (V. A.), 1972. — Structure and characteristics of the oxygen minimum layer in the southeastern Atlantic. *Oceanology*, 12 : 193-201.
- CORNUS (H. P.) and MEINGKE (J.), 1979. — Observation of near surface layer changes related to the Atlantic equatorial undercurrent. *Deep Sea Res.*, 26 : 1291-1299.
- DUGDALE (R. C.), MENZEL (D. W.) and RYTHER (J. H.), 1961. — Nitrogen fixation in the Sargasso Sea. *Deep Sea Res.*, 7 : 297-300.
- DÜING (W.), HISARD (P.), KATZ (E.), MEINGKE (J.), MILLER (L.), MOROSHKIN (K. V.), PHILANDER (G.), RIBNIKOV (A. A.), VOIGT (K.) and WEISBERG (R.), 1975. — Meanders and long waves in the equatorial Atlantic. *Nature*, 257 : 280-284.
- GALLARDO (Y.), DANDONNEAU (Y.) et VOITURIEZ (B.), 1974. — Variabilité, circulation et chlorophylle dans la région du dôme d'Angola en février-mars 1971. *Doc. Sci. C.R.O. Abidjan*, 5 : 1-51.
- HERBLAND (A.) et VOITURIEZ (B.), 1977. — Production primaire, nitrate et nitrite dans l'Atlantique tropical. I — Distribution du nitrate et production primaire. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XV, n° 1 : 47-55.
- HISARD (P.) et MORLIÈRE (A.), 1973. — La terminaison du contre courant équatorial subsuperficiel Atlantique (Courant de Lomonosov) dans le Golfe de Guinée. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XI, n° 4 : 455-464.

- HISARD (P.), CITEAU (J.) et MORLIÈRE (A.), 1976. — Le système des contre courants équatoriaux subsuperficiels. Permanence et extension de la branche sud dans l'Océan Atlantique. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XIV, n° 3 : 209-220.
- HISARD (P.), CITEAU (J.) et VOITURIEZ (B.), 1977. — Equatorial undercurrent influences on enrichment processes of upper waters in the Atlantic Ocean, *GATE Workshop*, Miami, March 1977.
- KANWISHER (J.), 1963. — On the exchange of gases between the atmosphere and the sea. *Deep Sea Res.*, 10 : 195-208.
- KESTER (D. R.), 1975. — Dissolved gases other than CO₂. In: *Chemical Oceanography* 2nd edition, vol. 1, J. P. Riley and G. Skirrow (Eds), Academic Press, London, 497-556.
- KHANAICHENKO (N. K.), 1974. — Le système des contre courants équatoriaux dans l'océan, *Guidrometeoizdal*, Leningrad, 100 p., trad. P. Hisard et H. Rotschi.
- LE FLOCH (J.), 1974. — Mouvements verticaux associés au contre courant subsuperficiel équatorial dans le secteur est-atlantique. *Téthys*, 6 : 419-424.
- LEMASSON (L.) et RÉBERT (J. P.), 1973a. — Les courants marins dans le golfe ivoirien. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XI, n° 1 : 67-95.
- LEMASSON (L.) et RÉBERT (J. P.), 1973b. — Circulation dans la partie orientale de l'Atlantique Sud. *Doc. Sci. C.R.O. Abidjan*, 4 : 91-124.
- MENZEL (D. W.) and RYTHER (J. H.), 1968. — Organic carbon and the oxygen minimum in the South Atlantic Ocean. *Deep Sea Res.*, 15 : 327-337.
- MORLIÈRE (A.), 1970. — Les saisons marines devant Abidjan. *Doc. Sci. C.R.O. Abidjan*, 1 : 1-15.
- OUDOT (C.), 1978. — Intérêt du concept NO (oxygène corrigé de la respiration) pour l'étude de l'écosystème de l'upwelling équatorial. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XVI, n° 2 : 191-199.
- OUDOT (C.), 1982. — La distribution de l'azote moléculaire N₂ dans l'Atlantique Équatorial oriental. *Mar. Chem.*, 11 : 573-588.
- OUDOT (C.), 1984. — Échange physique d'oxygène et production primaire dans la couche homogène en zone équatoriale de l'Océan Atlantique Est. *Océanogr. trop* 19 (1) (à paraître).
- OUDOT (C.) et WAUTHY (B.), 1978. — Adaptation d'un chromatographe en phase gazeuse pour le dosage en mer des gaz dissous : azote, oxygène et gaz carbonique total. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XVI, n° 1 : 89-102.
- PITON (B.), MONTEL (Y.), GAUSTI (J. P.), 1978. — Compte rendu des campagnes effectuées par le « N.O. » NIZERY de mars à septembre 1977 dans le sud-est du Golfe de Guinée. *Doc. n° 623 C.R.O. Pointe Noire*, 39 p.
- PYTKOWICZ (R. M.), 1964. — Oxygen exchange rates off the Oregon Coast. *Deep Sea Res.*, 11 : 381-389.
- REID (J. L.), 1962. — Distribution of dissolved oxygen in the summer thermocline. *J. Mar. Res.*, 20 : 138-148.
- REDFIELD (A. C.), KETCHUM (H. B.) and RICHARDS (F. A.), 1963. — The influence of organisms on the composition of sea water. In: *The Sea*, vol. 2, Interscience Publ. New York : 26-77.
- RICHARDS (F. A.), 1965. — Dissolved gases other than carbon dioxide. In: *Chemical Oceanography*, vol. 1, J. P. Riley and G. Skirrow (Eds), Academic Press London : 197-225.
- SWINNERTON (J. W.), LINNENBOM (V. J.) and CHEEK (C. H.), 1962. — Determination of dissolved gases in aqueous solutions by gas chromatography. *Anal. Chem.*, 34 : 483-485.
- VERSTRAETE (J. M.), 1970. — L'oxygène au large de Grand Bassam. *Doc. Sci. C.R.O. Abidjan*, 1 : 19-35.
- VOITURIEZ (B.), 1981. — Les Sous Courants Équatoriaux nord et sud et la formation des dômes thermiques tropicaux. *Oceanol. Acta*, 4 (4) : 497-506.
- VOITURIEZ (B.) et DANDONNEAU (Y.), 1974. — Relations entre la structure thermique, la production primaire et la régénération des sels nutritifs dans le dôme de Guinée, *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XII, n° 3 : 241-255.
- VOITURIEZ (B.) et HERBLAND (A.), 1977. — Étude de la production pélagique de la zone équatoriale de l'Atlantique à 4° W. 1 — Relations entre la structure hydrologique et la production primaire. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XV, n° 4 : 313-331.
- VOITURIEZ (B.) et CHUCHLA (R.), 1978. — Influence of the Southern Atlantic Central Water on the distribution of salinity and oxygen in the northeast tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Res.*, 25 : 107-117.
- WEISS (R. F.), 1970. — The solubility of nitrogen, oxygen, and argon in water and sea water. *Deep Sea Res.*, 17 : 721-735.
- WYRTKI (K.), 1962. — The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep Sea Res.*, 9 : 11-23.