

Échange physique d'oxygène et production primaire dans la couche homogène en zone équatoriale de l'Océan Atlantique Est

Claude OUDOT (1)

RÉSUMÉ

En saison chaude, un maximum subsuperficiel d'oxygène est relevé sur une large bande de la zone équatoriale. Ce maximum situé dans la partie supérieure de la thermocline n'est pas un niveau où le pourcentage de saturation en oxygène est très élevé, contrairement à ce que soulignent la plupart des exemples rapportés pour des régions de climat tempéré. La comparaison des distributions verticales d'oxygène entre la saison chaude et la saison froide précédente nous conduit à relenir la première hypothèse de Reid (1962) selon laquelle la formation du maximum subsuperficiel d'oxygène est le résultat du réchauffement saisonnier de la couche de surface océanique. Ce maximum est d'ailleurs plus prononcé au sud de l'Équateur où l'on relève un plus grand changement thermique saisonnier qu'au nord. La similitude du profil vertical d'oxygène avec celui d'azote moléculaire, gaz conservatif, nous conforte dans l'idée que le maximum subsuperficiel d'oxygène n'est pas d'origine biologique mais plutôt le résultat d'un processus physique. Le départ d'oxygène vers l'atmosphère à la suite du réchauffement saisonnier conduit à des ordres de grandeur tout à fait acceptables pour les coefficients d'échange d'oxygène : $0,04 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour le coefficient de diffusion turbulente au sommet de la thermocline et $2,4 \text{ m} \cdot \text{j}^{-1}$ pour la vitesse de transfert à l'interface air/mer.

La vitesse d'échange d'oxygène à la surface de la mer peut également être estimée à partir de l'équilibre qui s'établit entre la production photosynthétique et l'évasion dans l'atmosphère et qui maintient un taux constant de saturation d'oxygène dans la couche homogène. C'est à l'Équateur proprement dit, où le mélange vertical turbulent est le plus intense, que cet échange paraît être le plus rapide.

Il est montré enfin que l'augmentation systématique relevée entre matin et soir de la teneur en oxygène de la couche homogène au cours d'une station de longue durée à l'Équateur est compatible avec le taux de production primaire brut mesuré. Pendant la journée les échanges physiques (invasion principalement compte tenu de l'état de sous-saturation du moment) constituent une faible part (au maximum 8 %) du bilan d'oxygène dissous de la couche homogène.

MOTS-CLÉS : Oxygène — Azote — Couche homogène — Thermocline — Interface Air/Mer — Diffusion turbulente — Échange gazeux — Production primaire — Équateur — Atlantique.

ABSTRACT

PHYSICAL EXCHANGE OF OXYGEN AND PRIMARY PRODUCTION IN THE MIXING LAYER IN EQUATORIAL AREA OF THE EASTERN ATLANTIC OCEAN

In warm season, a subsurface oxygen maximum is found widely spread in low latitudes of the equatorial area. This maximum located in the upper layer of the thermocline is not a level of high saturation ratio, contrary to what show the most examples related in area with temperate climate. The comparison of the oxygen vertical distributions between the warm season and the preceding cold season agrees well with the first hypothesis of Reid (1962) according

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

to the cause of the subsurface oxygen maximum is the seasonal warming of the surface layer. Besides the O_2 increment (O_2 concentration at the maximum less O_2 concentration at the surface) is greater south of the Equator where occurs a greater seasonal range of sea surface temperature than in the north. The similarity of the oxygen vertical profile with the molecular nitrogen one, permanent gas, confirms us in the idea that the subsurface oxygen maximum has not a biological origin but rather a physical one. The oxygen departure to the atmosphere in consequence of the seasonal warming leads to quite probable magnitudes for the oxygen exchange rates : $0.04 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ for the eddy diffusion coefficient at the top of the thermocline and $2.4 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ for the rate of transfer of oxygen across the sea surface.

The rate of oxygen exchange at the sea surface can be also evaluated from the equilibrium which sets up between the photosynthetic production and the escape into the atmosphere and which keeps a constant degree of supersaturation of oxygen in the mixing layer. It is at the Equator properly so called, where the eddy vertical mixing is the greatest, that the exchange appears to be the fastest.

At last it is showed that the systematic oxygen increase observed between the morning and the evening in the mixing layer during a long time station at the Equator is consistent with the measured gross rate of primary production. During the day the physical exchanges (mainly escape because of the state of undersaturation at this moment) form a small part (less than 8 %) of the dissolved oxygen balance in the mixed layer.

KEY WORDS : Oxygen — Nitrogen — Mixing layer — Thermocline — Sea surface — Eddy diffusion — Gas exchange — Primary production — Equator — Atlantic.

INTRODUCTION

L'oxygène dissous dans la mer est sans aucun doute le constituant gazeux qui depuis fort longtemps a le plus retenu l'attention des océanographes. Sa distribution est gouvernée par un équilibre entre divers processus soit physiques (échange avec l'atmosphère, effets thermiques, mélange vertical turbulent, advection horizontale) soit biologiques (production photosynthétique et consommation respiratoire). Suivant le niveau de profondeur considéré et les conditions spatio-temporelles, tel ou tel processus l'emportera : d'où l'intérêt parfois, à travers l'étude des profils d'oxygène de pouvoir définir les processus qui interviennent çà et là au sein de l'océan et de les évaluer quantitativement dans certain cas favorables.

Le maximum subsuperficiel d'oxygène, rencontré généralement en été, est un bon exemple pour illustrer la compétition des processus précédents. Ce maximum décrit en diverses régions de l'océan est interprété différemment suivant les auteurs :

— REID (1962) dans le Pacifique Nord l'attribue au réchauffement estival de la couche de surface océanique. Après un refroidissement hivernal accompagné d'une oxygénation physique sur toute l'épaisseur de la couche de mélange vertical, le réchauffement estival entraîne un abaissement de la solubilité des gaz et la couche de surface voit de l'oxygène s'échapper vers l'atmosphère tandis que la partie inférieure de la couche de mélange hivernal reste inchangée. Le maximum subsuperficiel d'oxygène est donc un résidu de l'aération hivernale, qui se maintient d'autant mieux qu'il y a stratification thermique. MINAS et COSTE (1964) retiennent cette même hypothèse pour les eaux le long de la côte méditerranéenne.

— Un peu plus tard GOSTAN (1968) d'abord, puis MINAS (1970) étudiant la distribution de l'oxygène entre la Riviera et la Corse trouvent que certaines années les valeurs maximales d'oxygène sont nettement supérieures aux valeurs de saturation hivernale et établissent que le processus photosynthétique contribue également à la formation du maximum subsuperficiel d'oxygène. Ce point de vue est repris plus tard par de nombreux auteurs (GALLARDO *et al.*, 1974; VOITURIEZ et DANDONNEAU, 1974; HERBLAND et VOITURIEZ, 1977) pour des zones océaniques différentes. Dernièrement SHULENBERGER et REID (1981) tirent argument de l'origine photosynthétique du maximum subsuperficiel d'oxygène pour conclure que les mesures de production primaire par la méthode au ^{14}C sous-estiment largement la productivité réelle de l'océan.

Au vu de l'ensemble des travaux, il semble bien cependant que les deux argumentations soient rarement exclusives l'une de l'autre et qu'elles concourent simultanément à la création du maximum subsuperficiel d'oxygène. A la lumière des résultats du récent programme CIPREA nous examinerons dans quelle mesure telle ou telle interprétation paraît le mieux convenir au maximum subsuperficiel d'oxygène (MSSO) rencontré dans la partie orientale de l'Atlantique équatorial en saison chaude.

L'eau de surface océanique ne présentant que très rarement un excès ou un défaut d'oxygène par rapport à l'équilibre avec l'atmosphère il est communément admis (BROECKER, 1974) qu'à l'échelle de l'océan mondial, la vitesse d'échange d'oxygène avec le réservoir atmosphérique est plus rapide que les processus prenant place au sein de l'océan et qui libèrent ou consomment de l'oxygène. Il existe cependant des régions océaniques limitées où l'équilibre à l'interface air-mer est momentanément rompu.

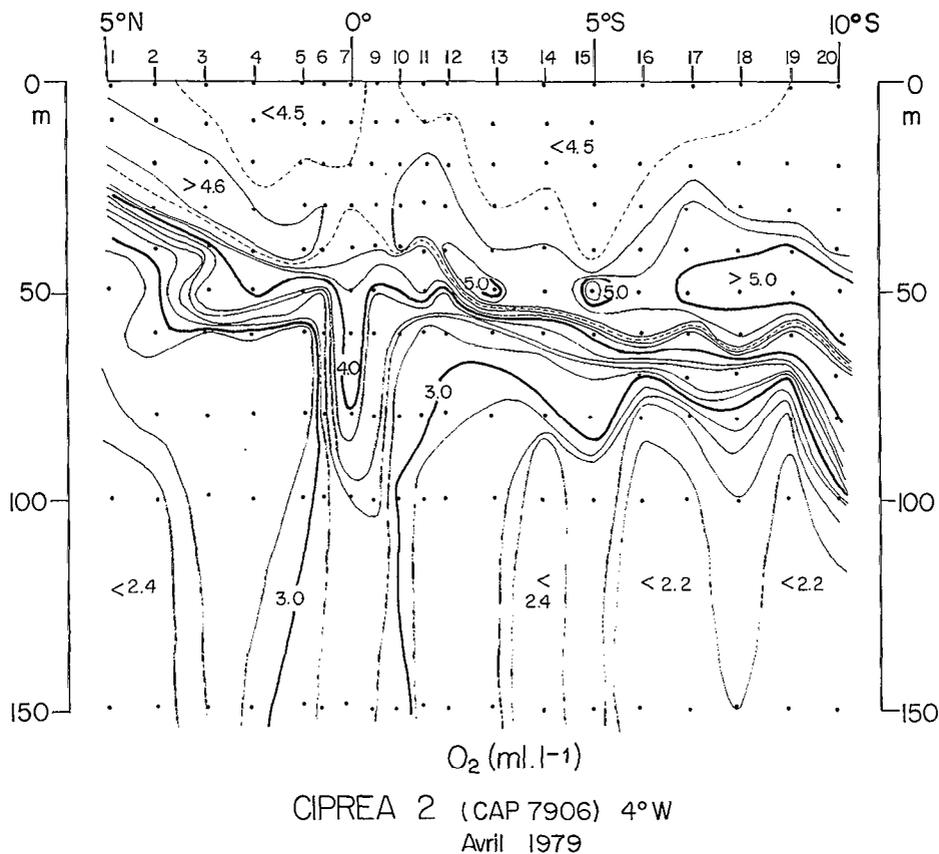


FIG. 1. — Distribution méridienne de l'oxygène dissous (ml.l⁻¹) pendant la saison chaude au sud d'Abidjan (Côte d'Ivoire), le long de 4° W.

Meridian distribution of dissolved oxygen (ml.l⁻¹) during warm season south of Abidjan (Ivory Coast), along 4° W.

La zone équatoriale fournit encore un cas de figure favorable pour exprimer le rôle prépondérant de l'activité biologique sur l'échange physique dans le cycle journalier de l'oxygène à la surface de l'océan.

1. MÉTHODES ET DONNÉES DE BASE

Les données d'oxygène qui servent de base à l'étude qui suit, ont été recueillies au cours des diverses campagnes du programme CIPREA, menées par le N.O. Capricorne et qui se sont déroulées d'août 1978 à janvier 1980 dans le golfe de Guinée, principalement le long du méridien 4° W entre 5° N et 10° S.

L'oxygène était mesuré par voie chimique suivant la méthode classique de Winkler (O₂^w) (STRICKLAND et PARSONS, 1968), avec titrage ampérométrique de l'iode libéré. Il était dosé également simultanément à l'azote moléculaire par chromatographie en phase gazeuse (O₂^g) (OUDOT et WAUTHY, 1978). Les solubi-

lités utilisées pour définir les pourcentages de saturation sont calculées à partir de l'équation de WEISS (1970).

2. DISTRIBUTION MÉRIDienne DE L'OXYGÈNE DISSOUS : COMPARAISON ENTRE SAISON CHAUDE ET SAISON FROIDE

Durant la campagne CIPREA 2, réalisée en avril 1979, la distribution méridienne de l'oxygène (fig. 1) fait apparaître en subsurface une couche, quasiment ininterrompue de 5° N à 10° S, où la teneur en oxygène dissous est maximale et supérieure à 4,6 ml.l⁻¹. C'est dans la partie sud que ce maximum subsurface est le plus élevé : au niveau du maximum la concentration dépasse de 0,7 ml.l⁻¹ et parfois plus celle de surface. À l'Équateur, le maximum vertical est très atténué (concentration inférieure à 4,6 ml.l⁻¹) et disparaît même complètement à 0°30' S (St. 9).

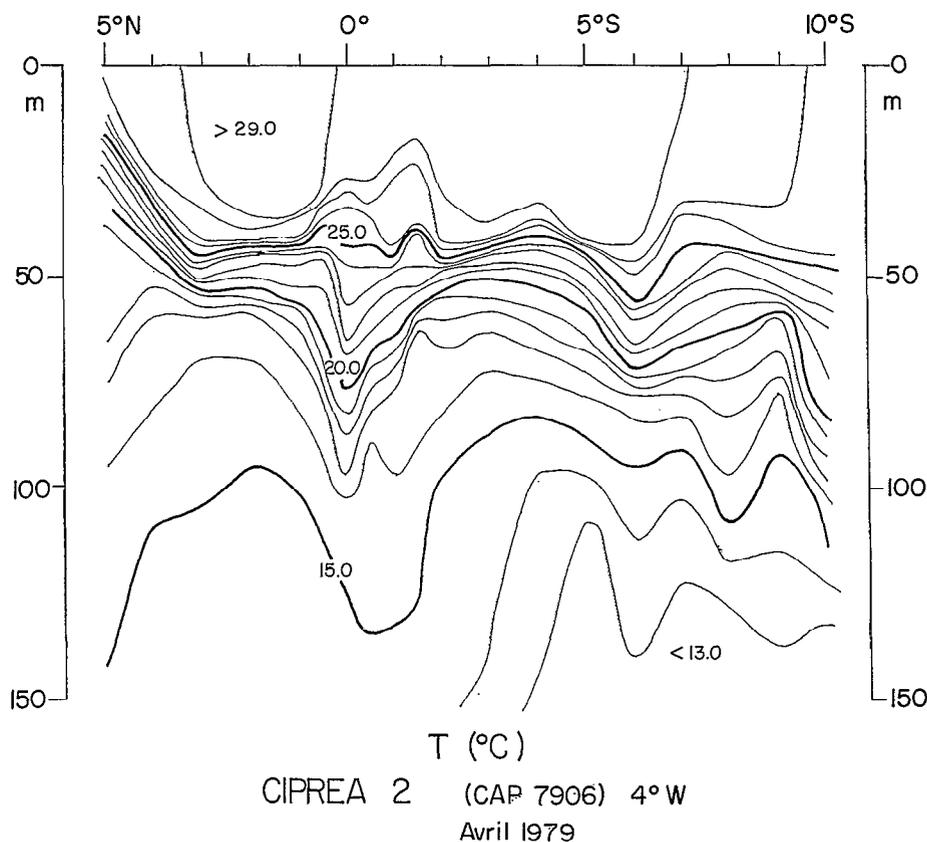


Fig. 2. — Distribution méridienne de la température (°C) pendant la saison chaude au sud d'Abidjan (Côte d'Ivoire), le long de 4° W.
Meridian distribution of temperature (°C) during warm season south of Abidjan (Ivory Coast), along 4° W.

Du nord au sud, le MSSO se répand sous la couche homogène, dans la partie supérieure de la thermocline (fig. 2) : à ce niveau, tout échappement d'oxygène dans l'atmosphère est donc empêché par la barrière de densité liée au sommet de la thermocline. Il n'y a qu'à l'Équateur où le Sous-Courant Équatorial, provoquant l'éclatement de la thermocline, peut rompre partiellement cette barrière et développer un intense mélange turbulent avec le Courant Équatorial de surface (HISARD *et al.*, 1977). Ce mélange turbulent pourrait expliquer la disparition du maximum à l'Équateur (fig. 1).

De toutes les campagnes CIPREA conduites aux diverses époques de l'année (janvier-avril-juin-août-novembre), seule celle d'avril, point culminant de la saison chaude dans cette région, présente un MSSO aussi prononcé et aussi largement répandu en latitude. Le MSSO absent en saison froide (fig. 3 : août) apparaît sporadiquement à l'intersaison (novembre-janvier) (Anonyme, 1980).

La teneur en oxygène au niveau du MSSO en avril est très proche de celle mesurée sur toute la profondeur de la couche homogène, juste saturée,

durant la saison froide précédente : 4,6 ml.l⁻¹ au nord de l'Équateur et 4,8 ml.l⁻¹ au sud (fig. 3). Les quelques valeurs supérieures à 5,0 ml.l⁻¹ en avril (fig. 1) sont à rapprocher des observations relevées lors d'une deuxième traversée de la zone équatoriale au cours de laquelle la teneur en oxygène de la couche homogène au sud de l'Équateur est un peu plus élevée (fig. 4) sans que cette couche soit pour autant sursaturée.

3. DISTRIBUTION VERTICALE DE L'OXYGÈNE : COMPARAISON AVEC L'AZOTE

Sur une verticale, de la surface jusqu'au niveau du maximum de concentration, l'augmentation de l'oxygène est parallèle à celle de l'azote moléculaire (N₂), gaz permanent (fig. 5) : cet accroissement traduit l'augmentation bien connue de la solubilité des gaz dissous quand la température diminue. Il s'ensuit donc que le MSSO n'est pas un niveau de sursaturation très élevé en O₂.

Comme cela est illustré figure 5 (à droite), le pourcentage de saturation de O₂ n'est pas supérieur à

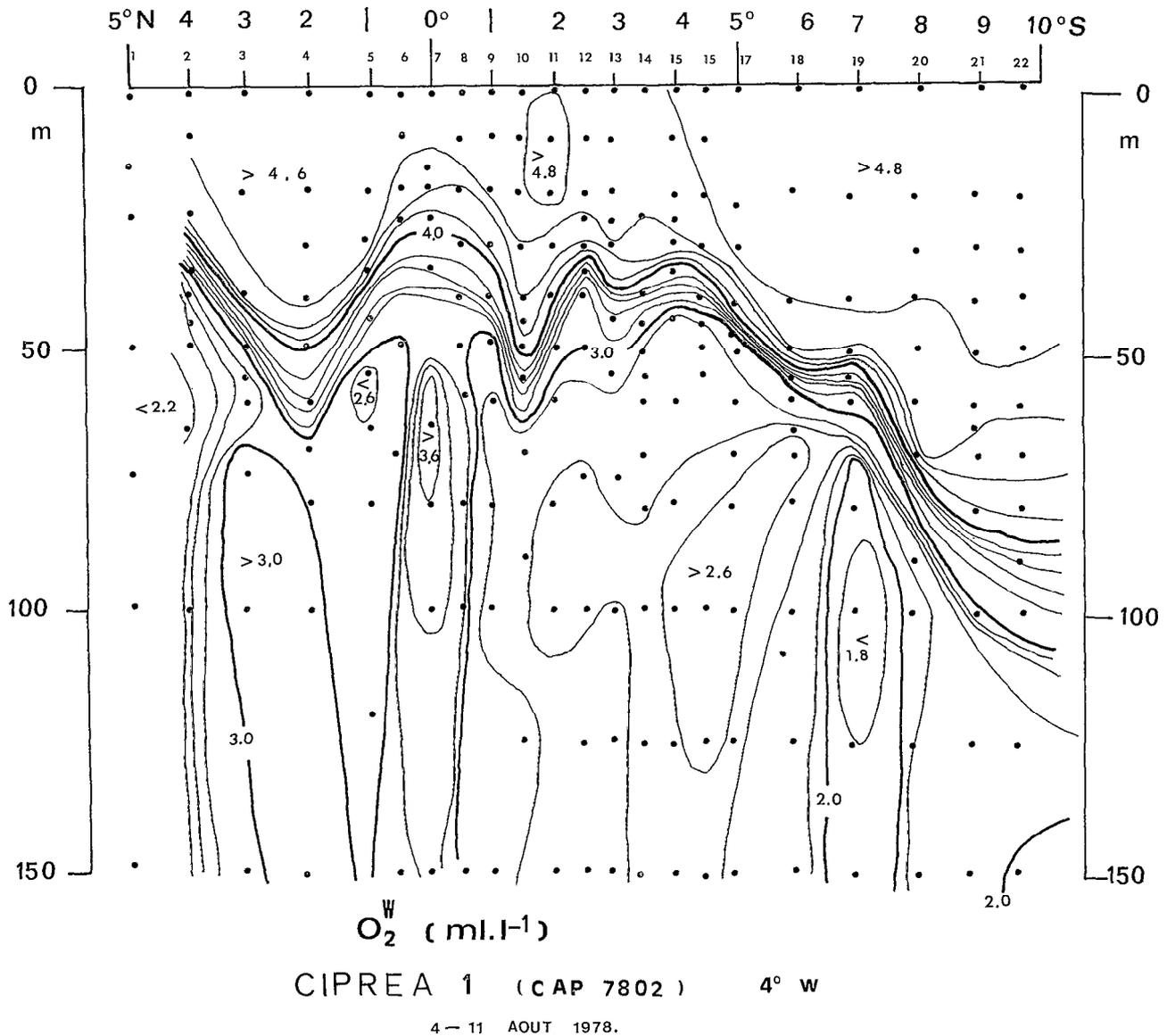


FIG. 3. — Distribution méridienne de l'oxygène dissous (ml.l⁻¹) pendant la saison froide au sud d'Abidjan (Côte d'Ivoire), le long de 4° W (1^{re} section).

Meridian distribution of dissolved oxygen (ml.l⁻¹) during cold season south of Abidjan (Ivory Coast), along 4° W (1st section).

celui de N₂. Au niveau du MSSO, la légère augmentation du pourcentage de saturation de O₂ est du même ordre que celle de N₂, elle-même le reflet de processus physiques (OUDOT, 1982).

Cette distribution parallèle d'oxygène et d'azote est un trait commun à toutes les stations sud-équatoriales où le MSSO est très prononcé (fig. 1). Cette comparaison des variations d'oxygène et d'azote depuis la surface jusqu'au niveau du MSSO est

représentée sur le diagramme de la figure 6. De 1° S à 9° S, l'augmentation de O₂ est proportionnelle à celle de N₂ (r = 0,94) et le rapport de proportionnalité (0,60) n'est pas significativement différent du rapport des solubilités (0,61). Par contre à 10° S, le rapport de proportionnalité est significativement plus élevé (0,88) que le rapport des solubilités, et traduit par conséquent un accroissement d'oxygène supérieur à celui d'azote.

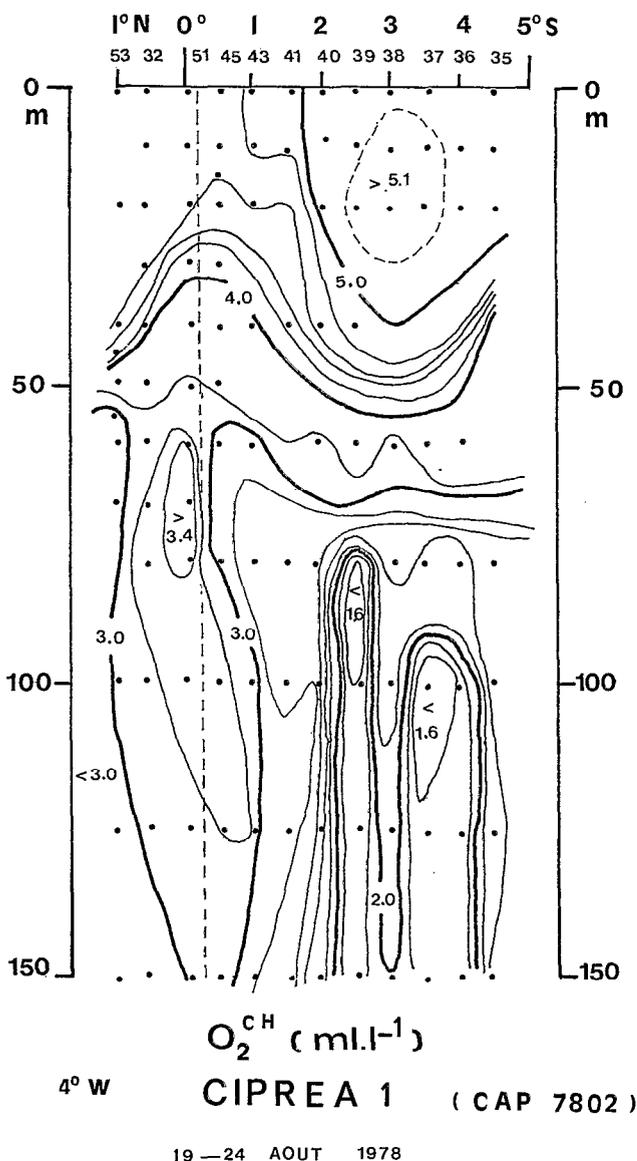


FIG. 4. — Distribution méridienne de l'oxygène dissous (ml.l⁻¹) pendant la saison froide au sud d'Abidjan (Côte d'Ivoire), le long de 4° W (2^e section).

Meridian distribution of dissolved oxygen (ml.l⁻¹) during cold season south Abidjan (Ivory Coast), along 4° W (2nd section).

4. INTERPRÉTATION : DISCUSSION DE L'HYPOTHÈSE DU RÉCHAUFFEMENT SAISONNIER DE LA COUCHE DE SURFACE POUR LA CRÉATION DU MSSO

La cause du maximum subsuperficiel d'oxygène estival a été largement débattue, comme cela a été signalé dans l'introduction. Pour la plupart des auteurs, ce maximum, parce qu'il traduit un état

de sursaturation avancé (au moins 110 %) est attribué à la production photosynthétique. Si GALLARDO *et al.* (1974) dans le dôme de Angola, VOITURIEZ et DANDONNEAU (1974) dans le dôme de Guinée et HERBLAND et VOITURIEZ (1977) dans le golfe de Guinée se contentent de l'argument « sursaturation » pour expliquer la formation du MSSO par la production photosynthétique, GOSTAN (1968) et MINAS (1970) avancent en plus la supériorité du maximum d'oxygène sur la valeur de saturation hivernale précédente. Ils ont même utilisé cet écart pour estimer la production nette de la communauté planctonique et montrer les premiers qu'elle pouvait être supérieure à la production primaire de la méthode au ¹⁴C. La situation décrite précédemment en revanche ne révèle pas de sursaturation prononcée et généralisée au niveau du MSSO. En outre les concentrations maximales d'oxygène ne sont pas plus élevées en saison chaude que celles relevées en saison froide.

C'est en constatant qu'en été boréal la concentration maximale d'oxygène dissous est trouvée à une profondeur correspondant à la limite inférieure de la couche de mélange hivernal, restée juste saturée en O₂ d'un bout à l'autre de l'année, que REID (1962) a proposé son explication physique du MSSO : le réchauffement estival de la couche de surface et l'équilibrage ultérieur entre la couche superficielle réchauffée et l'atmosphère réduit sa teneur en O₂, tandis qu'en profondeur les eaux bien oxygénées par le brassage hivernal, restées thermiquement plus stables, gardent la même teneur en O₂ devenue de fait un maximum subsuperficiel. Il résulte naturellement de cette hypothèse que plus le refroidissement hivernal est intense plus l'écart de concentration en O₂ entre le MSSO et la couche de surface (« increment » *in* REID, 1962) est grand. La distribution méridienne analysée précédemment (fig. 1) répond parfaitement à cette nécessité : le MSSO est plus élevé au sud de l'Équateur où l'écart thermique entre saison froide et saison chaude est de 7 à 8 °C (22-21 à 29 °C) qu'au nord où l'écart est de 4 °C (25 à 29 °C). Outre le fait qu'une eau plus froide laissera une concentration plus élevée en oxygène, une plus grande variation thermique saisonnière à la surface de la mer fournira une plus grande stratification en saison chaude qui empêchera tout échappement d'oxygène vers l'atmosphère et contribuera au maintien du MSSO. Pour toutes ces raisons il est logique de relever au sud de l'Équateur les maximums subsuperficiels les plus élevés.

L'analyse du MSSO a surtout été présentée pour des zones tempérées où le refroidissement hivernal est bien établi et régulier et la circulation des masses d'eau moins importante qu'en zone tropico-équatoriale. A l'Équateur le mécanisme de refroidissement n'est bien sûr pas le même qu'en Méditerranée ou

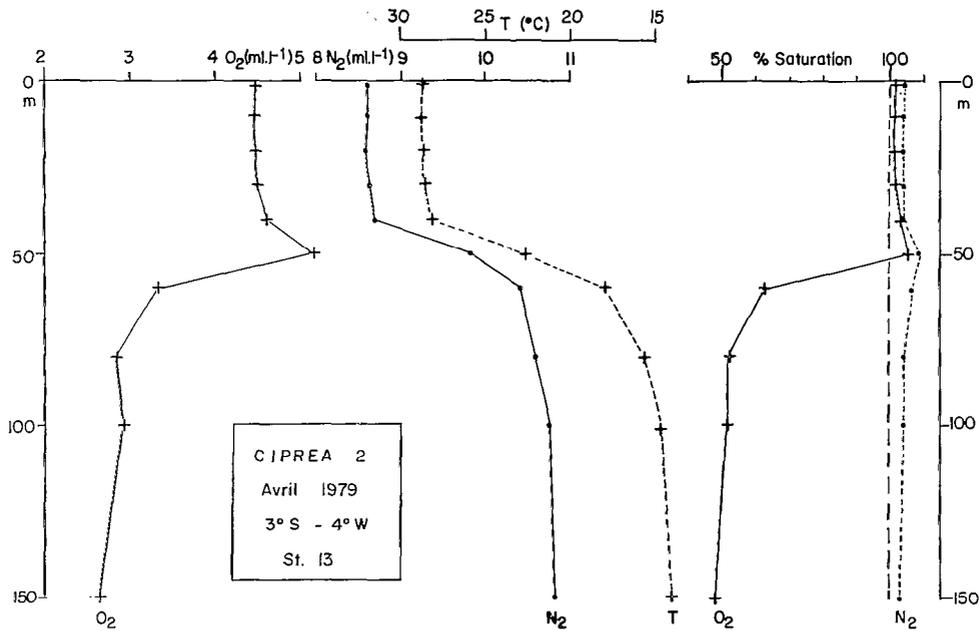


Fig. 5. — Distributions verticales de l'oxygène, de l'azote moléculaire, de la température et des pourcentages de saturation d'oxygène et d'azote en saison chaude.

Vertical distribution of oxygen, molecular nitrogen, temperature and saturation ratios of oxygen and nitrogen in warm season.

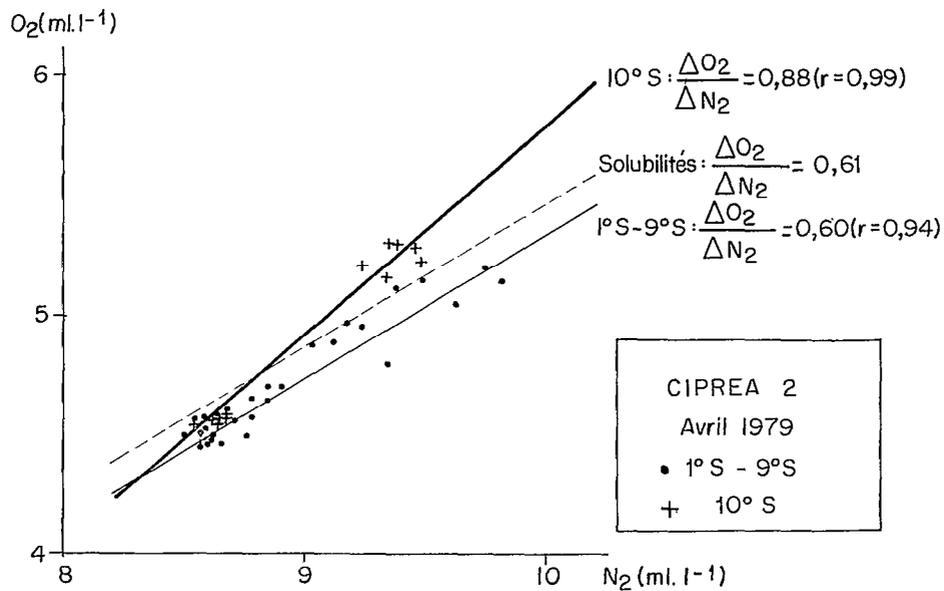


Fig. 6. — Diagramme oxygène-azote de la surface au maximum subsuperficiel d'oxygène.
 Oxygen-nitrogen diagram from the sea surface to the subsurface oxygen maximum.

entre 25 et 45 °N dans le Pacifique nord : la source de froid est ici d'origine interne (upwelling local). Mais le long de 4° W, la bande équatoriale refroidie par l'upwelling en août est limitée à 0° et 5° S. Au nord de l'Équateur on observe pourtant aussi un refroidissement (de l'ordre de 4 °C) entre avril et août, de même qu'au sud de 5° S (supérieur à 6° C), qui n'est pas la conséquence directe de l'upwelling local mais plutôt l'effet d'une rétroaction climatique exercée sur les zones avoisinantes. Le refroidissement général de toute la zone du golfe de Guinée de

juillet à septembre induit par le refroidissement climatique de la bordure orientale atlantique s'accompagne d'un accroissement de la solubilité des gaz atmosphériques (oxygène-azote) comme cela se produit dans les régions tempérées. La distribution de l'azote dissous, paramètre conservatif, et l'analyse d'un diagramme T.S montrent la conservation des propriétés de la masse d'eau porteuse du MSSO entre août et avril. A partir du niveau du MSSO la distribution verticale de l'azote est identique d'une saison à l'autre (fig. 7), attestant par là la conservation

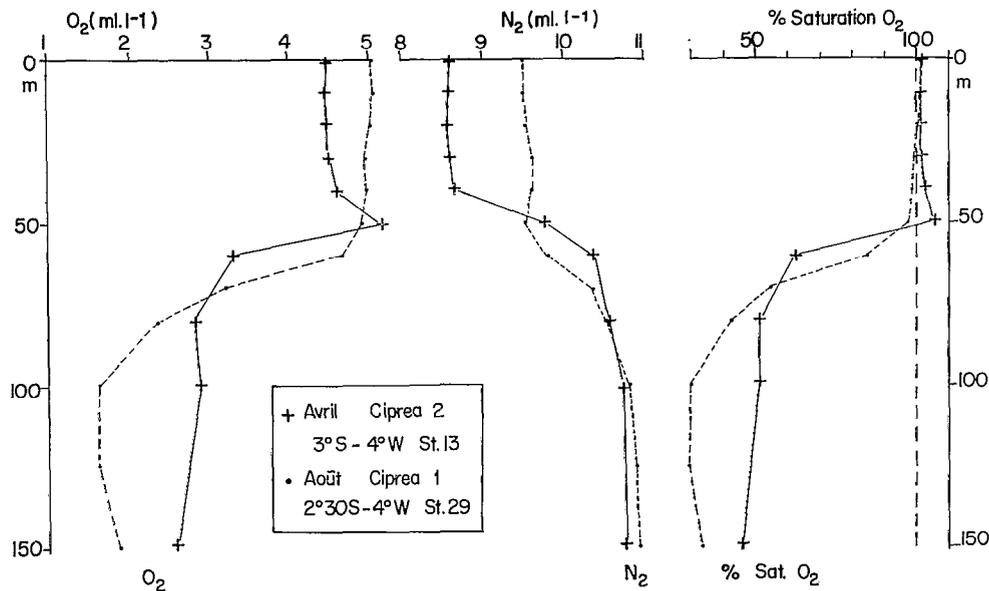


FIG. 7. — Comparaison entre saison chaude et saison froide des distributions verticales de l'oxygène, de l'azote moléculaire et du pourcentage de saturation d'oxygène.

Comparison between warm season and cold season of the vertical distributions of oxygen, molecular nitrogen and oxygen saturation ratio.

physique des gaz dissous. Dans un plan T.S (fig. 8), les points figuratifs du maximum de O₂ (MSSO) sont situés dans la zone de recouvrement des courbes T.S du mois d'août et du mois d'avril, apportant l'assurance d'une certaine continuité hydrologique du MSSO d'été avec la masse d'eau correspondant au même niveau en saison froide. Malgré la longueur de l'intervalle de temps séparant les situations d'hiver et d'été, il nous a semblé acceptable, sur la base de l'analyse des propriétés physiques (azote-température-salinité) de pouvoir adopter pour la région étudiée le principe de comparaison énoncé par REID (1962). Il apparaîtra plus loin avec les conclusions de l'application du concept de REID (1962) que celles-ci demeurent valables quel que soit l'intervalle de temps considéré. Mais il n'est toutefois pas exclu dans certains cas (à 10° S par exemple) d'autres

processus vraisemblablement biologiques viennent s'ajouter aux processus physiques pour déterminer certaines particularités du profil vertical d'oxygène.

5. RAISONNEMENT : DIFFUSION D'OXYGÈNE

PYTKOWICZ (1964), reprenant l'interprétation de REID (1962), utilise la distribution estivale d'oxygène pour calculer la vitesse d'échange de ce gaz entre l'océan et l'atmosphère, faisant l'hypothèse que le maximum subsurface de O₂ est le résultat d'une perte d'oxygène dans les couches supérieures avec le réchauffement de surface en été. Si le MSSO est bien la conséquence du réchauffement saisonnier, il devient possible d'évaluer le départ d'oxygène des couches supérieures vers l'atmosphère pendant la durée du

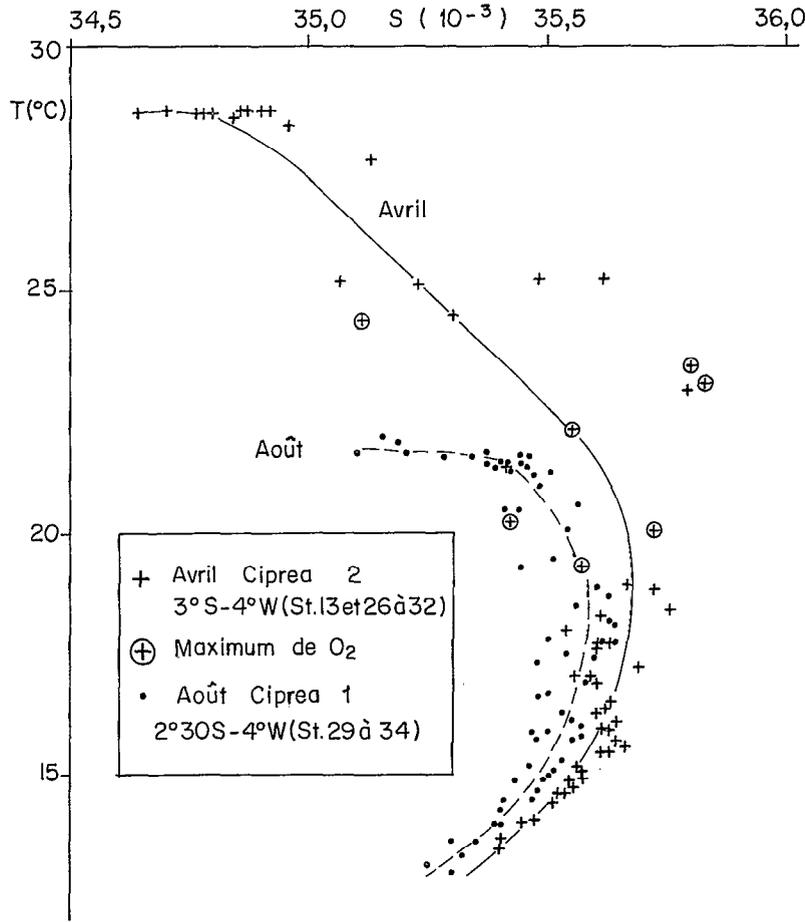


Fig. 8. — Diagramme Température-Salinité en saison froide (CIPREA 1) et saison chaude (CIPREA 2) au niveau du maximum subsuperficiel d'oxygène.

Temperature-Salinity diagram in cold season (CIPREA 1) and warm season (CIPREA 2) at the level of the subsurface oxygen maximum.

réchauffement. Suivant le raisonnement de PYTEKOWICZ (1964) nous avons dressé pour les stations les plus typiques, les corrélations entre oxygène et phosphate aux deux saisons extrêmes (août et avril) pour évaluer la perte d'oxygène des couches supérieures par diffusion dans l'atmosphère entre ces deux dates, soit sur une période de 8 mois (240 jours). Ces corrélations sont présentées sur les diagrammes des figures 9 et 10 qui regroupent les observations en un point respectivement en saison froide et en saison chaude.

Les réactions biochimiques modifient les concentrations d'oxygène et de phosphate selon la stoechiométrie des réactions de photosynthèse et d'oxydation (REDFIELD *et al.*, 1963). En saison froide (fig. 9), dès la surface O_2 et PO_4 sont liés linéairement ($r = 0,996$)

dans un rapport ($- 2,50$) proche du rapport théorique ($- 276$) exprimé dans les mêmes unités soit $- 3,09 \text{ ml } O_2 / \mu\text{mol } PO_4$ (1). En saison chaude (fig. 10), les concentrations d'oxygène proches de la surface (jusqu'à 30 m de profondeur) sont plus faibles que celles attendues de la linéarité de la corrélation O_2-PO_4 . Les distributions de O_2 et PO_4 en saison chaude étant très éloignées de la normalité, il est difficile de leur appliquer le test statistique de corrélation et la droite de la figure 10 a donc été tracée avec la même pente que celle de la figure 9. L'écart entre les points représentatifs de la couche homogène de surface et la droite exprime la perte d'oxygène par diffusion dans l'atmosphère, au-dessus de la thermocline, soit dans les 30 premiers mètres (fig. 10). Les concentrations de la surface en août

(1) Si l'on adoptait pour la composition de la matière organique un rapport C/N = 5, plus représentatif de la région que le rapport 6,6 de Redfield *et al.* (1963) (OUBOT, 1983), le rapport théorique $\Delta O_2 / \Delta PO_4$ serait de $- 2,52 \text{ ml } O_2 / \mu\text{mol } PO_4$.

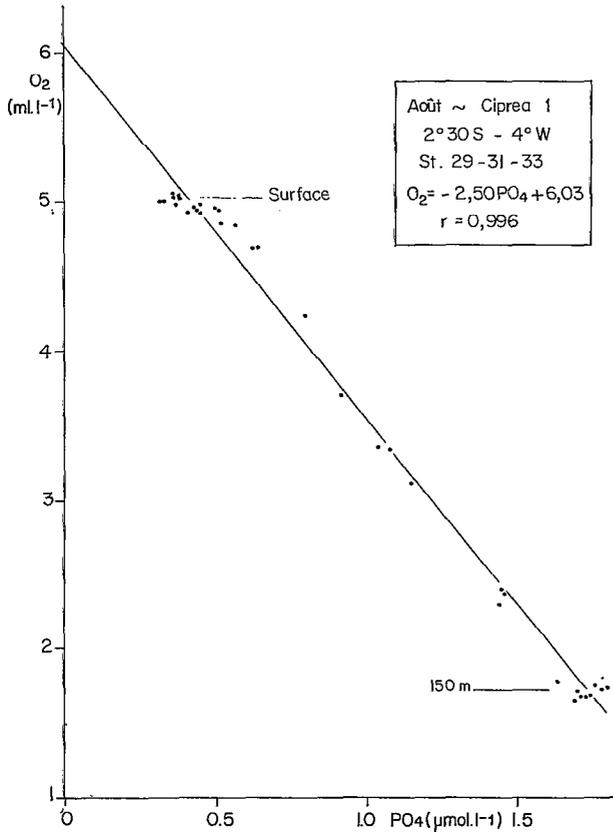


FIG. 9. — Corrélation oxygène-phosphate en saison froide (août : CIPREA 1).

Oxygen-phosphate correlation in cold season (August : CIPREA 1).

étant très proches de la droite de corrélation (fig. 9), on suppose qu'à cette époque la diffusion vers l'atmosphère est négligeable et ce mois sera considéré comme l'origine temporelle du processus de diffusion.

Selon la première loi de diffusion de Fick, le flux d'oxygène à un niveau donné est relié linéairement au gradient vertical d'oxygène par le coefficient de diffusion K_z :

$$(1) F = K_z \frac{dO_2}{dz}$$

La valeur de ce flux est donnée par la quantité d'oxygène perdue par unité de temps à la suite du réchauffement saisonnier. Le tableau I rassemble le traitement des données recueillies à 2°30' S en août et en avril (fig. 9 et 10). La durée du processus de diffusion est estimée à 240 jours; le gradient vertical d'oxygène dans la couche homogène étant très faible en août (fig. 7), le gradient moyen de O_2 entre août et avril est pris égal à la moitié de celui d'avril. La dernière colonne présente la stabilité de la colonne d'eau dans les 30 premiers mètres.

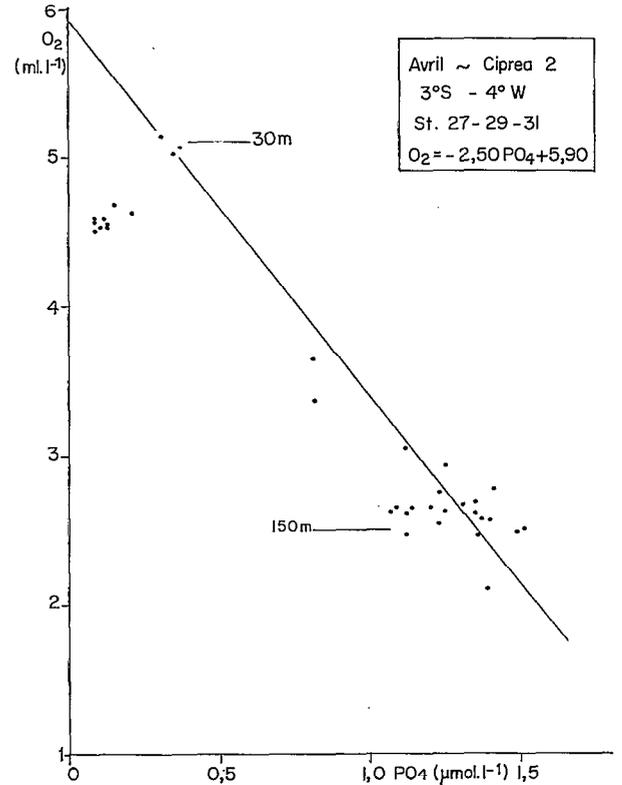


FIG. 10. — Corrélation oxygène-phosphate en saison chaude (avril : CIPREA 2).

Oxygen-phosphate correlation in warm season (April : CIPREA 2).

Le coefficient de diffusion turbulente ainsi calculé diminue beaucoup à l'approche de la thermocline : à 25 m, sommet de la thermocline, le calcul conduit à une valeur de $0,04 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Le même traitement appliqué à une période plus courte, de janvier à avril (90 jours), à 5° S conduit à une valeur de K_z égale à $0,09 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ à la base de la couche homogène. Ces résultats, même s'ils n'ont pas une valeur bien définie au sens absolu, constituent tout de même un ordre de grandeur représentatif pour une zone de stabilité verticale élevée telle que la thermocline en milieu tropical. PYTKOWICZ (1964) au large de la côte d'Orégon a déterminé avec le mode de calcul précédent un coefficient de diffusion turbulente de $0,1 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Des estimations de K_z à partir des distributions de traceurs radiochimiques (PENG *et al.*, 1974; ROETHER *et al.*, 1970; ROTH et OSTLUND, 1972) conduisent à des résultats de l'ordre de $0,15$ à $0,20 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. EPPLEY *et al.* (1979) et KING et DEVOL (1979) ont calculé à partir des vitesses d'assimilation de nitrate marqué (^{15}N) par le phytoplancton des coefficients de diffusion qui varient entre $0,05$ et $1,10 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Les mesures d'assimilation de ^{15}N

TABLEAU I

Calcul du coefficient de diffusion turbulente moyen entre août et avril à 2°30' S-4° W.
Calculation of the eddy diffusion coefficient averaged between August and April at 2°30 S-4° W.

Profondeur et intervalle de profondeur (m)	1 O ₂ obs.	2 O ₂ th.	3 Q obs.	4 Q th.	5 Δ Q	6 ΔQ/ Δt	7 F	8 dO ₂ /dz	9 Kz	10 10 ⁵ E
0	4,52	5,65					122,1			
0-10			45,3	56,5	11,2	46,7 × 10 ⁻³				1
10	4,53	5,64					75,4	0,5	24,5	
10-20			45,4	56,4	11,0	45,8 × 10 ⁻³				1
20	4,54	5,63					29,6	3,3	1,0	
20-25			22,9	27,8	4,9	20,4 × 10 ⁻³				120
25	4,60	5,50					9,2	26,5	0,04	
25-30			24,2	26,4	2,2	9,2 × 10 ⁻³				477
30	5,07	5,05								

- 1 : O₂ obs. = teneur en O₂ mesurée (ml.l⁻¹) en avril ;
 2 : O₂ th. = teneur en O₂ estimée (ml.l⁻¹) à partir de l'équation de la droite de la figure 10 et de la concentration de PO₄ ;
 3 : Q obs. = quantité de O₂ observée (l.m⁻²) dans l'intervalle de profondeur en avril ;
 4 : Q th. = quantité de O₂ estimée (l.m⁻²) avant diffusion dans l'atmosphère ;
 5 : Δ Q = quantité de O₂ perdue (l.m⁻²) depuis août (5 = 4 - 3) ;
 6 : ΔQ/Δt = vitesse moyenne de perte (l.m⁻².j⁻¹) entre saison froide (août) et saison chaude (avril) (6 = 5/240) ;
 7 : F = flux ascendant de O₂ (ml.m⁻².j⁻¹) : somme des vitesses moyennes de perte au niveau considéré ;
 8 : dO₂/dz = gradient moyen de O₂ entre août et avril (ml.m⁻⁴) (gradient du mois d'avril divisé par 2) ;
 9 : Kz = coefficient de diffusion turbulente (cm².s⁻¹) ;
 10 : 10⁵E = stabilité (E = 10⁻³.dσt/dz) en avril.

pendant la première campagne CIPREA (HERBLAND et LE BOUTELLER, comm. pers.) nous permettent d'évaluer Kz à partir de la stabilité de la colonne d'eau pour notre zone d'étude. La relation ainsi établie pour la zone équatoriale :

$$(2) Kz = 293 (10^5 E)^{-1,66}$$

voisine de celle de KING et DEVOL (1979)

$$(3) Kz = 643 (10^5 E)^{-1,61}$$

établie dans le Pacifique Tropical Est, permet d'attribuer à Kz, pour le niveau 25 m, une valeur comprise entre 0,1 et 0,01 cm².s⁻¹ d'après la stabilité relevée au tableau I.

La bonne concordance entre notre estimation du coefficient de diffusion turbulente et les résultats obtenus par des méthodes de calcul différentes nous confortent dans l'idée que le maximum subsuperficiel d'oxygène est bien le résultat d'une diffusion d'oxygène de la couche superficielle vers l'atmosphère avec le réchauffement saisonnier.

D'après le tableau I, la quantité totale d'oxygène perdue entre août et avril (somme de la colonne 5) est de 29,3 l.m⁻². Ce départ d'oxygène de la couche de surface qui se réchauffe peut être appréciée approximativement et plus simplement sans avoir recours au diagramme O₂-PO₄. De même que MINAS et COSTE (1964) évaluent un ordre de grandeur de la quantité d'oxygène cédée à l'atmosphère (en suppo-

sant négligeables les processus biologiques) à partir de la variation de teneur en oxygène de la colonne d'eau, uniforme de la surface jusqu'au maximum, avec le réchauffement saisonnier, il est possible d'estimer cette quantité en considérant seulement l'accroissement de O₂ entre la surface et le MSSO (« increment » de REID, 1962). Le MSSO représente en effet la teneur de la couche de surface en saison froide (fig. 7). En avril, de 2° S à 9° S, la moyenne des accroissements de O₂ entre la surface et le MSSO à chaque station est de 0,56 ml.l⁻¹. La profondeur moyenne du MSSO étant voisine de 50 mètres (fig. 7), on peut admettre que la quantité totale d'oxygène qui s'est échappée vers l'atmosphère est approximativement de 0,56 × 50 l.m⁻² = 28,0 l.m⁻².

6. VITESSE D'ÉCHANGE D'OXYGÈNE À L'INTERFACE AIR/MER

Le flux d'oxygène arrivant en surface (tabl. I : F à 0 m) est égal au flux d'oxygène s'échappant à travers l'interface. Ce dernier est proportionnel à l'excès d'oxygène dissous sur la concentration normalement en équilibre avec l'atmosphère, c'est-à-dire la solubilité (BOLIN, 1960). Le flux traversant la surface est donné par l'équation :

$$(4) F = V_t (C - C^*) ;$$

F : flux de O₂ à travers l'interface (ml.m⁻².j⁻¹) ;

V_t : vitesse de transfert ($m.j^{-1}$), fonction de l'espèce gazeuse et de l'épaisseur du film stagnant (Bolin, 1960);

C : concentration d'oxygène dissous ($ml.l^{-1}$);

C^* : solubilité d'oxygène ($ml.l^{-1}$) à la température et à la salinité de surface.

D'après les calculs du tableau I, le flux moyen entre août et avril, F , est égal à $122,1 ml.m^{-2}.j^{-1}$ et d'après nos observations la sursaturation d'oxygène dissous dans la couche homogène de surface moyennée entre août et avril est égale à $0,05 ml.l^{-1}$ à $3^{\circ}S$. En appliquant ces valeurs à l'équation (4), on estime la vitesse moyenne de transfert d'oxygène dans l'atmosphère entre août et avril à $2,4 m.j^{-1}$. PYTKOWICZ (1964) au large de la côte d'Orégon rapporte une vitesse de $3,7 m.j^{-1}$ qu'il estime en accord avec le résultat de Redfield pour le golfe du Maine en été. BROECKER et PENG (1974) ont déterminé dans des conditions de vent semblables aux nôtres ($7 m.s^{-1}$) dans la zone de Bomex (La Barbade), à partir des mesures de radon, une vitesse de transfert d'oxygène de $3,0 m.j^{-1}$ et JOHNSON *et al.* (1979) dans le Stuart Channel (Colombie Britannique) évaluent l'échange d'oxygène air/mer à $1,4 m.j^{-1}$. Les derniers résultats du programme GEOSECS (PENG *et al.*, 1979) en

matière d'échange gazeux à l'interface indiquent pour la zone équatoriale Atlantique une vitesse normalisée à $20^{\circ}C$ de $2,0 m.j^{-1}$, c'est-à-dire convertie à $28^{\circ}C$ (température moyenne en saison chaude) de $2,5 m.j^{-1}$.

Un autre moyen d'évaluation de la vitesse d'échange d'oxygène va nous permettre de tester la validité du calcul précédent et de l'hypothèse de départ. Le maintien d'une sursaturation d'oxygène dans la couche homogène est le résultat d'un équilibre entre la production nette d'oxygène photosynthétique (respiration déduite) et le flux d'oxygène s'échappant à travers la surface de la mer (BROECKER et PENG, 1971). Soit P_n la production nette de O_2 (respiration déduite) exprimée en $ml.m^{-2}$; à l'équilibre :

$$(5) P_n = V_t (C - C^*)$$

La production nette de O_2 est estimée à partir de la mesure de la production primaire par la méthode au ^{14}C : pour ce faire, on suppose avec BROECKER et PENG (1971) que seulement $1/5$ de la production d'oxygène par les végétaux calculée à partir de l'assimilation de carbone échappe à la consommation par les animaux vivant dans les eaux proches de la surface.

TABLEAU II

Production primaire dans la couche homogène et vitesse de transfert d'oxygène dans l'atmosphère.
Primary production in the mixed layer and transfer velocity of oxygen into the atmosphere.

LATITUDE	$10^{\circ}S$	$3^{\circ}S$	0°	$2^{\circ}N$
Production primaire brute ($mgC.m^{-2}.h^{-1}$) dans la couche homogène (méthode au ^{14}C)	10,0	39,1	46,3	55,0
Production nette d'oxygène ($ml.m^{-2}.j^{-1}$)	44,8	175,2	207,4	246,4
Sursaturation moyenne en oxygène de la couche homogène ($ml.l^{-1}$)	0,02	0,07	0,05	0,07
Vitesse de transfert ($m.j^{-1}$)	2,2	2,5	4,1	3,5

Le tableau II rassemble les mesures recueillies au cours des 4 stations Production de la campagne CIPREA 2 (avril 1979), pour laquelle la couche homogène était généralement sursaturée. Les vitesses de transfert d'oxygène déterminées d'après les mesures de production primaire sont tout à fait comparables à celles exprimées précédemment. A $3^{\circ}S$, la vitesse d'échange de O_2 ($2,5 m.j^{-1}$) est pratiquement identique à celle estimée d'après le réchauffement saisonnier ($2,4 m.j^{-1}$). On notera, tableau II, que l'échange d'oxygène est le plus rapide à l'Équateur là où on sait le mélange turbulent être très intense dans la couche homogène et où le maximum subsuperficiel d'oxygène disparaît. Ainsi se

trouve vérifié le point de vue selon lequel la production nette d'oxygène photosynthétique dans la couche homogène en zone équatoriale, en saison chaude, est équilibrée par un transfert net de O_2 de la mer dans l'air.

7. VARIATION NYCTHÉMÉRALE DE LA TENEUR EN OXYGÈNE DE LA COUCHE HOMOGENE : RÔLE DE LA PRODUCTION PRIMAIRE

Le raisonnement précédent a introduit le rôle de la production primaire sur le cycle géochimique de l'oxygène dans la couche homogène de la zone équa-

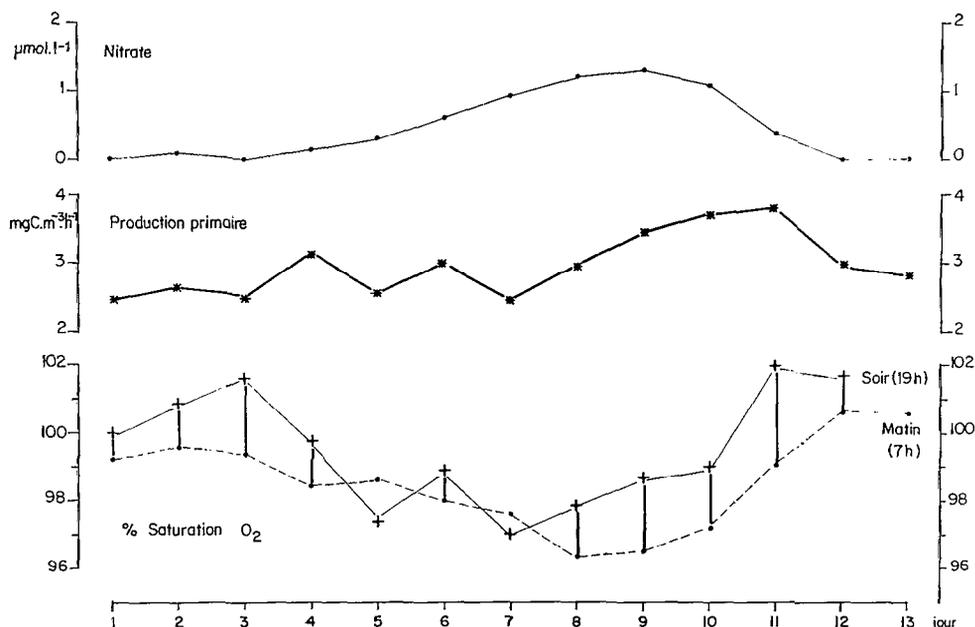


FIG. 11. — Variations du pourcentage de saturation d'oxygène, de la production primaire et de la teneur en nitrate de la couche homogène durant les 13 jours d'observations au point fixe équatorial (octobre-novembre 1979).

Variations of the oxygen saturation ratio, primary productivity and nitrate concentration of the mixing layer during the 13 days of observations at the Equator (October-November 1979).

toriale. Nous examinerons à présent l'impact de la production primaire sur le cycle journalier de la teneur en O_2 de la couche homogène au cours d'une station de longue durée à l'Équateur.

Durant la campagne CIPREA 4 (octobre-novembre 1979) des observations au même point (0° - 4° W) ont été recueillies sur une période de 13 jours pour étudier les variations temporelles à court terme de la production primaire et des paramètres physico-chimiques associés. Une station de production primaire avec incubation *in situ* pendant les 12 heures d'éclairément était assurée chaque jour, ainsi qu'une station de bathysonde avec prélèvements d'échantillons pour analyses chimiques matin et soir (7 h et 19 h). Durant la période d'observation le pourcentage de saturation en O_2 moyenné dans la couche homogène superficielle est en général plus élevé à la station du soir qu'à la station du matin (fig. 11). Le pourcentage du soir est significativement plus élevé, en moyenne de 1 %, que le pourcentage du matin :

Matin : $98,7 \% \pm 1,7 \% (n = 47)$

Soir : $99,7 \% \pm 1,9 \% (n = 39)$

On a contrôlé que cette différence est de nature biologique et non physique (réchauffement diurne) en considérant parallèlement le pourcentage de saturation d'azote, gaz conservatif. Il ne varie pas en moyenne entre matin et soir :

Matin : $103,3 \% \pm 1,3 \% (n = 45)$

Soir : $103,4 \% \pm 1,2 \% (n = 37)$

La production primaire peut-elle rendre compte de l'augmentation de la teneur en O_2 de la couche homogène entre matin et soir et quelle est la part des échanges physiques (invasion-évasion) à travers la surface? La figure 11 montre la variation moyennée sur l'épaisseur de la couche homogène de la production primaire et du pourcentage de saturation en O_2 au cours des 13 jours d'observation. Durant cette période les conditions hydrologiques en surface ont considérablement changé : la température à l'Équateur a baissé de $2,5^{\circ}\text{C}$, ce qui s'est traduit par une augmentation de la teneur en nitrate de 0 à $1,3 \mu\text{mol.l}^{-1}$ le 9^e jour et un abaissement de la saturation en O_2 à $96,5 \%$ (fig. 11). Au plan de la production primaire on peut décomposer la période de 13 jours en deux phases : la première de 7 jours, durant laquelle la production primaire moyennée dans la couche homogène est constante et basse ($2,5 \text{ mgC.m}^{-3}.\text{h}^{-1}$) et l'autre au cours de laquelle la production primaire atteint un maximum de $3,7 \text{ mgC.m}^{-3}.\text{h}^{-1}$, tandis que parallèlement augmente la saturation en O_2 . Durant ces deux phases, l'augmentation diurne (entre 7 h et 19 h) du pourcentage moyen de saturation en O_2 de la couche homogène est en moyenne respectivement de 1,0 et 1,8 %. Un taux de produc-

tion primaire de $2,5 \text{ mgC} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}$ libère en 12 heures, avec un quotient photosynthétique de 1,0 (SCHULENBERGER et REID, 1981) :

$$\frac{2,5 \times 22,4 \times 12}{12} \text{ ml O}_2 \cdot \text{m}^{-3}$$

soit $0,056 \text{ ml O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$. Pendant le même temps la concentration en O_2 dans le milieu a augmenté de $4,6 \times 1,0 \% = 0,046 \text{ ml O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$. Durant la deuxième phase la libération maximum d'oxygène photosynthétique, au plus fort de la production primaire (10^{e} et 11^{e} jours), est de $0,083 \text{ ml O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ pour une augmentation de teneur en O_2 de la couche homogène de $0,085 \text{ ml} \cdot \text{l}^{-1}$. La bonne concordance entre taux de production primaire et accroissement de la teneur en O_2 du milieu au cours des deux phases exprime la part prépondérante du processus photosynthétique dans le rythme diurne de l'oxygène au sein de la couche euphotique équatoriale.

Les jours qui précèdent la phase de production primaire maximum l'eau de mer de surface est notablement sous-saturée le matin (96,5 %) et par conséquent elle a pu être le siège d'une invasion d'oxygène. Compte tenu des vitesses de transfert calculées précédemment pour la zone équatoriale, confirmées par les travaux de PENG *et al.* (1979), dans des conditions de vent identiques, l'invasion d'oxygène atmosphérique dans la couche homogène sous-saturée durant les 12 heures d'éclairement peut accroître la teneur en oxygène de la couche homogène (35 m d'épaisseur moyenne) de :

$$\left(\frac{3}{24} \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}\right) \times (0,15 \text{ ml} \cdot \text{l}^{-1}) \times (12 \text{ h}) \times \left(\frac{1}{35} \text{ m}^{-1}\right)$$

soit $0,006 \text{ ml} \cdot \text{l}^{-1}$. Pendant la journée, au plus fort de l'activité photosynthétique, l'invasion d'oxygène atmosphérique dans la couche homogène

représente donc au maximum 8 % de la production photosynthétique et contribue donc pour une faible part à l'accroissement diurne d'oxygène du milieu.

CONCLUSIONS

Au cœur de la saison chaude (avril), la zone équatoriale de l'océan Atlantique Est est caractérisée par l'existence d'un maximum subsuperficiel d'oxygène largement répandu en latitude dans la partie supérieure de la thermocline. Ce maximum qui ne présente pas un pourcentage de saturation en O_2 très élevé est un reste consécutif aux conditions hydrologiques de la saison froide (août), protégé par une barrière de densité tandis que de l'oxygène a pu diffuser des couches sus-jacentes dans l'atmosphère avec le réchauffement de la surface de la mer. Il devient dans ces conditions possible d'évaluer une vitesse moyenne d'échange physique d'oxygène à la surface de l'océan en zone équatoriale, sur la durée de la période de réchauffement. Cette vitesse de transfert peut également être estimée à partir de l'équilibre qui s'établit entre la production photosynthétique et l'évasion dans l'atmosphère et qui maintient un taux constant de sursaturation d'oxygène dans la couche homogène.

A court terme à l'Équateur, c'est la production primaire qui gouverne le cycle journalier de l'oxygène dissous dans la couche homogène. Les échanges avec l'atmosphère (invasion essentiellement compte tenu de l'état de sous-saturation de la couche superficielle dans l'exemple étudié) représentent une faible part (au maximum 8 %) des variations journalières.

Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M.
le 14 février 1984

BIBLIOGRAPHIE

- ANONYME, 1980. — CIPREA 1978-1980. L'upwelling équatorial dans le Golfe de Guinée. *Doc. Tech. O.R.S.T.O.M.*, BC n° 15, juin 1980.
- BOLIN (B.), 1960. — On the exchange of carbon dioxide between the atmosphere and the sea. *Tellus*, 12 : 274-281.
- BROECKER (W. S.), 1974. — Atmospheric and volcanic gases. *In: Chemical Oceanography*, Harcourt Brace Jovanovich (Ed.), 214.
- BROECKER (W. S.) and PENG (T. H.), 1971. — The vertical distribution of radon in the Bomex area. *Earth Planet. Sci. Letters*, 11 : 99-108.
- BROECKER (W. S.) and PENG (T. H.), 1974. — Gas exchange rates between air and sea. *Tellus*, 26 : 21-35.
- EPPLEY (R. W.), RENGER (E. H.) and HARRISON (W. G.), 1979. — Nitrate and phytoplankton production in southern California coastal waters. *Limnol. Oceanogr.*, 24 : 483-494.
- 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. Centre Rech. Océanogr.* Abidjan, 5 : 1-51.
- GOSTAN (J.), 1968. — Conditions hydrologiques observées pendant l'été entre la Riviera et la Corse. *Cah. Océanogr.*, 20 : 37-66.
- 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.), CITEAU (J.) et VOITURIEZ (B.), 1977. — Equatorial undercurrent influences on enrichment processes of upper waters in the Atlantic Ocean. *GATE Workshop*, Miami, March 1977.
- JOHNSON (K. S.), PYTKOWICZ (R. M.) and WONG (C. S.), 1979. — Biological production and the exchange of oxygen and carbon dioxide across the sea surface in Stuart Channel, British Columbia. *Limnol. Oceanogr.*, 24 : 474-482.
- KING (F. D.) and DEVOL (A. H.), 1979. — Estimates of vertical eddy diffusion through the thermocline from phytoplankton nitrate uptake rates in the mixed layer of the eastern tropical Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, 24 : 645-651.
- MINAS (H. J.), 1970. — La distribution de l'oxygène en relation avec la production primaire en Méditerranée Nord-Occidentale. *Mar. Biol.*, 7 : 181-204.
- MINAS (H. J.) et COSTE (B.), 1964. — Étude de la structure hydrologique et de quelques aspects de la productivité de la zone euphotique en fin d'été au niveau d'une station fixe (Bouée-Laboratoire du COMEXO) en rade de Villefranche-sur-Mer. *Rec. Trav. St. Mar. End.*, 34 (50) : 133-155.
- OUDOT (C.), 1982. — La distribution de l'azote moléculaire N_2 dans l'Atlantique Équatorial oriental. *Mar. Chem.*, 11 : 573-588.
- OUDOT (C.), 1983. — Les gaz dissous (azote-oxygène) dans le golfe de Guinée : distribution, échanges physiques, relation avec la production primaire. *Océanogr. trop.*, 18 (2) : 201-221.
- 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.
- PENG (T. H.), TAKAHASHI (T.) and BROECKER (W. S.), 1974. — Surface radon measurements in the North Pacific Ocean Station Papa. *J. Geophys. Res.*, 79 : 1772-1780.
- PENG (T. H.), BROECKER (W. S.), MATHIEU (G. G.) and LI (Y. H.), 1979. — Radon evasion rates in the Atlantic and Pacific Oceans as determined during the Geosecs Program. *J. Geophys. Res.*, 84 : 2471-2486.
- PYTKOWICZ (R. M.), 1964. — Oxygen exchange rates off the Oregon Coast. *Deep Sea Res.*, 11 : 381-389.
- 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, Intersci. Publ., New York : 26-77.
- REID (J. L.), 1962. — Distribution of dissolved oxygen in the summer thermocline. *J. Mar. Res.*, 20 : 138-148.
- ROETHER (W.), MUNNICH (K. O.) and OSTLUND (H. G.), 1970. — Tritium profile at the North Pacific (1969) Geosecs intercalibration station. *J. Geophys. Res.*, 75 : 7672-7675.
- ROOTH (C. G.) and OSTLUND (H. G.), 1972. — Penetration of tritium into the Atlantic thermocline. *Deep Sea Res.*, 19 : 481-492.
- SHULENBERGER (E.) and REID (J. L.), 1981. — The Pacific shallow oxygen maximum, deep chlorophyll maximum, and primary productivity, reconsidered. *Deep Sea Res.*, 28 A : 901-919.
- STRICKLAND (J. D. H.) and PARSONS (T. R.), 1968. — A practical handbook of sea water analysis. *Bull. Fish. Res. Bd Canada*, 167 : 311.
- 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° 4 : 241-255.
- WEISS (R. F.), 1970. — The solubility of nitrogen, oxygen, and argon in water and sea water. *Deep Sea Res.*, 7 : 721-735.