

INTÉRÊT DU CONCEPT NO (OXYGÈNE CORRIGÉ DE LA RESPIRATION) POUR L'ÉTUDE DE L'ÉCOSYSTÈME DE L'UPWELLING ÉQUATORIAL

CLAUDE OUDOT

Océanographe physicien O.R.S.T.O.M., C.R.O. B.P. V 18 - Abidjan (Côte d'Ivoire)

RÉSUMÉ

Le paramètre NO, qui représente la teneur en oxygène dissous d'une masse d'eau corrigée de la respiration, constitue un excellent traceur hydrologique dans l'écosystème de l'upwelling équatorial. L'aspect conservatif de NO met en lumière les processus physiques et biologiques qui fixent la teneur en oxygène dissous d'une masse d'eau, en particulier lors de son séjour dans les couches de surface. L'étude des distributions méridiennes de NO confirme l'idée formulée antérieurement sur la dynamique de l'upwelling équatorial et du cycle : production organique-régénération minérale qui lui est associée.

ABSTRACT

NO (RESPIRATION CORRECTED OXYGEN): A USEFUL CONCEPT FOR THE STUDY OF THE EQUATORIAL UPWELLING ECOSYSTEM

The parameter NO, which means the dissolved respiration corrected oxygen content of a water mass, is a good hydrological tracer in the equatorial upwelling ecosystem. The conservative aspect of NO brings to light the physical and biological processes which fix the dissolved oxygen concentration of the water mass, particularly at the time of its residence in the surface layers. An upwelled water mass, reaching the ocean surface, is rich in nutrients, but generally undersaturated in oxygen. After equilibrium of the partial oxygen pressures between gas and liquid phases by exchange of atmospheric oxygen across the sea surface, the oxygen content of surface water is again fast close to saturation. But the growth of phytoplankton in upwelled water releases photosynthetic oxygen and the upwelled water, more saline and cold, cannot remain at the surface for a long time; it sinks with its excess of oxygen. The study of NO meridional distributions confirms the idea previously put forward about the dynamics of equatorial upwelling and the cycle : organic production-reminceralization.

INTRODUCTION

A la surface de l'océan, la concentration des gaz dissous est en première approximation régie par l'équilibre avec l'atmosphère et par la température de l'eau de mer. En ce qui concerne l'oxygène viennent s'ajouter aux processus physiques la consommation par les animaux et les bactéries et la production par les algues photosynthétiques. Lorsqu'une masse d'eau perd le contact avec l'atmosphère et s'enfonce sous la couche euphotique, l'évolution de sa teneur en oxygène n'est plus gou-

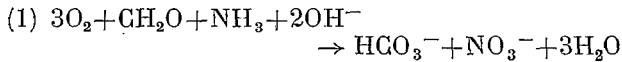
vernée que par la respiration des êtres vivants. Généralement, plus une masse d'eau est éloignée de la surface, plus elle est appauvrie en oxygène : ce fait a largement été mis à profit par les océanographes pour utiliser l'oxygène comme traceur de masse d'eau.

BROECKER (1974a) dans sa présentation des isotopes comme traceurs des masses d'eau, rappelle l'utilisation d'un traceur conservatif, non isotopique, proposé par des géochimistes du programme GEO-SECS, appelé NO.

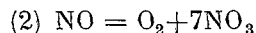
DÉFINITION ET CALCUL DE NO

Le paramètre NO représente par définition la concentration en oxygène d'une masse d'eau corrigée de la respiration des organismes vivant en son sein.

La réaction exprimant la transformation de CH_2O et NH_3 , formes majeures de carbone et d'azote dans les tissus organiques, au cours des processus de respiration et d'oxydation des débris de plancton marin est la suivante :



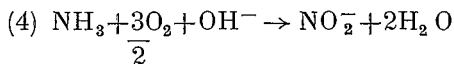
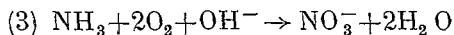
Suivant l'équation chimique précédente il faut 1 molécule d'oxygène pour oxyder un atome de carbone et 2 molécules d'oxygène pour un atome d'azote. Les autres constituants soumis à l'oxydation sont si peu abondants relativement au carbone que leur demande en oxygène peut être négligée. Puisqu'il y a environ 2 atomes de N pour 10 atomes de C dans les débris organiques (BRÖCKER, 1974b), il faut 14 molécules de O_2 pour oxyder 10 atomes de C et deux atomes de N. Ainsi donc chaque fois que 7 moles de O_2 sont consommées, il apparaît 1 mole de NO_3 . La somme $\text{O}_2 + 7\text{NO}_3$ au sein d'une parcelle d'eau ne devrait donc pas être affectée par le processus de respiration. Cette somme par définition est appelée NO :



les grandeurs NO, O_2 et NO_3 étant exprimées en moles.

Pour des raisons de commodité il est jugé préférable d'exprimer NO en ml/l, qui est l'unité habituellement retenue pour exprimer la teneur en oxygène d'une masse d'eau.

Toutefois il existe des régions de l'océan où l'oxydation de NH_3 n'atteint pas le stade NO_3 , mais est limitée au stade NO_2 : cela entraîne une consommation moindre de O_2 :



L'apparition de 1 mole de NO_2 correspond alors à la consommation de 6,5 moles de O_2 au lieu de 7 moles. Cependant l'erreur commise en négligeant cette différence est minime : au niveau de concentration maximale de nitrite rencontré dans le Pacifique tropical occidental ($3 \mu\text{mol NO}_2/\text{l}$) elle est inférieure à 1 %.

Nous retiendrons donc pour exprimer NO en ml/l la relation suivante :

$$(5) \quad \text{NO}_{\text{ml/l}} = \text{O}_2_{\text{ml/l}} + 0,157 (\text{NO}_3_{\mu\text{mol/l}} + \text{NO}_2_{\mu\text{mol/l}})$$

RÉALITÉ HYDROLOGIQUE DE NO : VÉRIFICATION DE L'HYPOTHÈSE DE TRAVAIL

Dans le Pacifique tropical sud, il existe une masse d'eau type fournissant un bon exemple pour tester la validité du traceur NO : l'Eau Subtropicale du Pacifique sud (E.S.P.S.), caractérisée par une salinité élevée (supérieure à 36,00 ‰), et formée en surface au sud-est de la Polynésie Française, dans une région où l'évaporation est particulièrement intense (ROTSCHI, HISARD et JARRIGE, 1972). Cette masse d'eau, depuis sa zone de formation en surface vers 140°W et 17°S , s'enfonce progressivement au cours de son écoulement vers l'ouest. Les campagnes du N.O. CORIOLIS qui se sont succédées depuis 1965 dans la région tropicale du Pacifique Sud fournissent l'occasion de décrire les caractéristiques physico-chimiques de l'E.S.P.S. en différents points de sa trajectoire zonale de 141°W à 156°E , soit sur près de 7.000 km.

Le diagramme de la figure 1 représente l'évolution des teneurs en oxygène et en nitrate+nitrite de

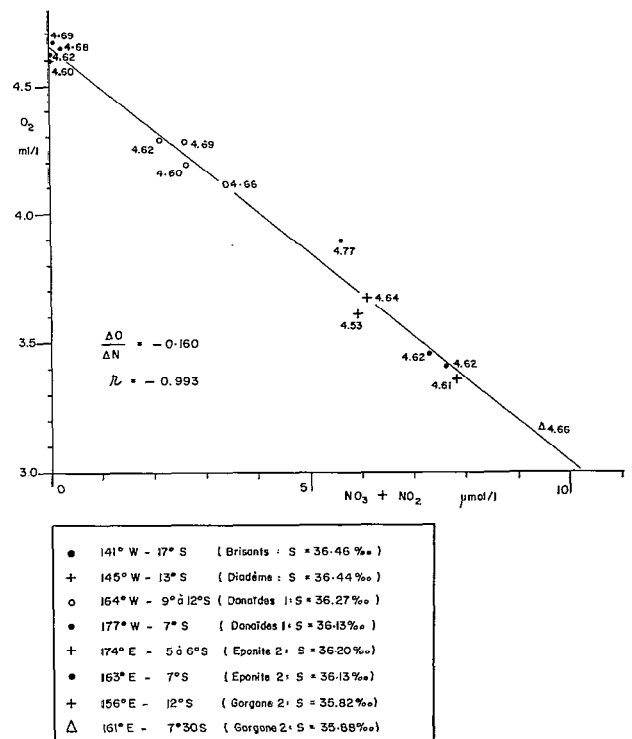


Fig. 1. — Diagramme Oxygène— Σ Nitrate+Nitrite dans l'Eau Subtropicale du Pacifique sud. Les valeurs affectant chaque point représentent NO.

Diagramm Oxygen— Σ Nitrate+Nitrite in the South Pacific Subtropical Water. The numbers assigned to points mean NO.

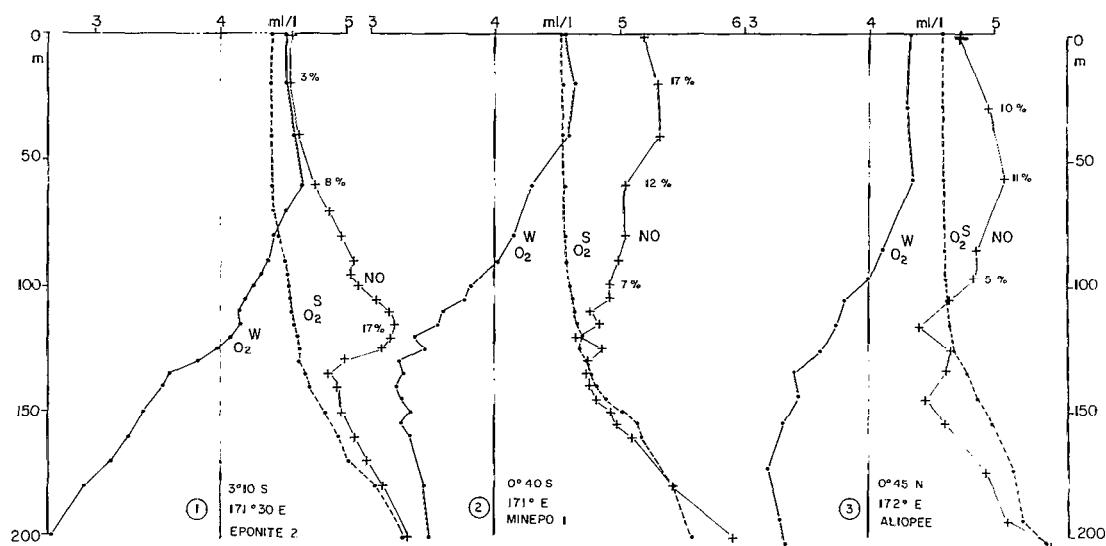


Fig. 2. — Profils verticaux comparés de NO, O₂ mesuré par la méthode de Winkler et de la solubilité d'oxygène dans trois situations hydrologiques différentes. Les valeurs indiquées sur les profils de NO représentent les pourcentages de sursaturation.

Vertical profiles of NO, O₂ by Winkler method and oxygen solubility in three different hydrological situations. The numbers on NO profiles mean supersaturation percentages.

l'E.S.P.S. au cours de son cheminement vers l'ouest. Les coordonnées géographiques des points d'observation de l'E.S.P.S. sont rapportées dans l'encadré de la figure 1. Il existe une corrélation négative, hautement significative ($r = -0,993$) entre les concentrations d'oxygène et de nitrate+nitrite de la masse d'eau : au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la source, la masse d'eau s'appauvrit en oxygène et s'enrichit en nitrate (+nitrite) dans un rapport constant. En d'autres termes la disparition d'oxygène est proportionnelle à l'apparition de nitrate, le coefficient de proportionnalité étant déterminé par la pente de la droite de régression $\frac{\Delta O}{\Delta N} = 0,160$.

Cette valeur (0,160) est très proche du facteur 0,157 (relation 5) établi précédemment pour corriger la perte en oxygène d'une masse d'eau par les processus de respiration et justifie les deux points de départ de notre hypothèse de travail : équation de respiration (1) et composition élémentaire des débris organiques. Sur la figure 1, le nombre affectant chaque point du diagramme représente la valeur de NO calculée à l'aide de la relation 5. Compte tenu de la régression linéaire O₂/NO₃+NO₂ et de la bonne concordance entre le coefficient déterminé expérimentalement (0,160) et le coefficient théorique (0,157), NO varie très peu et reste compris, à deux exceptions près (4,53 et 4,77), entre les valeurs 4,60 et 4,69, alors que la teneur moyenne en oxygène mesurée à la source est 4,66 ml/l, valeur très proche de la saturation (4,60 ml/l). On peut donc ainsi

vérifier que NO est constant sur le trajet de l'E.S.P.S. et égal à la valeur représentant la teneur en oxygène de la masse d'eau au moment où elle a acquis ses propriétés physiques en surface, avant de plonger.

DISTRIBUTION VERTICALES DE NO

Dans l'hypothèse d'un océan homogène, la distribution verticale de NO devrait être le reflet de la distribution verticale de la solubilité d'oxygène, c'est-à-dire de la température. La réalité est beaucoup plus complexe, et NO ne varie pas de façon monotone avec la profondeur, en particulier en zone tropicale où les mouvements verticaux sont nombreux dans les couches superficielles et subsuperficielles.

Bien évidemment, le profil vertical de NO dépend étroitement des conditions hydrologiques rencontrées dans la colonne d'eau. La figure 2 présente, en zone équatoriale, la distribution d'oxygène en trois situations hydrologiques différentes, schématisées par la température de surface : (1) une situation de convergence ($T = 29,4$ °C), (2) une situation d'upwelling relativement ancien ($T = 27,3$ °C) et (3) une situation d'upwelling plus récent, car plus froid ($T = 26,7$ °C). Suivant les conditions hydrologiques, les distributions verticales de l'oxygène dissous mesuré par la méthode de Winkler (O₂^w) et de NO diffèrent totalement :

— en situation de convergence, O_2^w dépasse la solubilité d'oxygène dans la couche superficielle (exemple 1 : $O_2^s = 4,40$ ml/l) et présente même un maximum vers 60 m, tandis que NO représente une sursaturation jusqu'à 180 m avec un maximum prononcé vers 120 m

— en situation d'upwelling ancien l'eau de surface a une teneur en oxygène à peine supérieure à la solubilité (exemple 2 : $O_2^s = 4,55$ ml/l) et l'écart maximum entre NO et la solubilité O_2^s est situé près de la surface

— en situation d'upwelling plus récent, l'eau de surface apparaît nettement sous-saturée (exemple 3 : $O_2^s = 4,60$ ml/l) et comme précédemment l'écart maximum positif entre NO et la solubilité O_2^s est situé dans les 100 premiers mètres.

C'est dans la couche superficielle, où la contribution de l'oxygène moléculaire à NO est la plus forte, que le profil de NO épouse le mieux celui de O_2^w . En profondeur, la valeur de NO approche de très près la valeur de solubilité O_2^s , sauf toutefois à $0^{\circ}45'N$ où des écarts négatifs de NO par rapport à O_2^s sont observés. En effet au sud de l'Équateur prédomine en subsurface l'E.S.P.S. (OUDOT et WAUTHY, 1976) dont on a montré précédemment la conservation de NO, alors qu'au nord de l'Équateur cette masse d'eau s'affronte, au sein du Courant de Cromwell, avec une masse d'eau de type nord où NO est nettement sous-saturé.

En dessous de 200 mètres, NO croît régulièrement avec la profondeur (tout au moins jusqu'à 500 mètres), suivant en cela l'augmentation de la solubilité d'oxygène quand la température diminue.

DISTRIBUTIONS MÉRIDIENNES DE NO

La distribution méridienne de NO en zone équatoriale, à l'instar des autres propriétés physico-chimiques, change totalement suivant qu'il existe ou non un upwelling à l'Équateur (fig. 3). La campagne MINEPO 1 décrit une situation d'upwelling bien marqué (fig. 4 A), caractéristique de la présence du Courant Équatorial portant à l'ouest (OUDOT et WAUTHY, 1976). Au contraire la campagne ÉPONITE 2 (fig. 4 B) pourtant réalisée à la même saison (hiver austral), traduit l'existence d'une convergence induite par un courant est coulant le long de l'Équateur (OUDOT, en préparation).

Comme l'ont déjà laissé entrevoir les profils verticaux (fig. 2), NO est maximum dans les couches superficielles aux stations où il y a upwelling et en subsurface aux stations où il y a convergence (fig. 3). Mais en fait au cours de MINEPO 1 (fig. 3 A), les valeurs maximales de NO (5,2 ml/l) s'étendent profondément sur les bords de l'upwelling plutôt que dans l'axe de la poussée verticale; contrairement à ce que laisse supposer la coupe méridienne de température (fig. 4 A) ce dernier, correspondant à la zone de divergence des composantes méridiennes du courant de surface, est situé, d'après les mesures de courant légèrement au nord de l'Équateur (OUDOT et WAUTHY, 1976), ce qui se traduit également dans le tracé de l'isoline NO = 5,0 ml/l au voisinage de la station 20. Il est à noter que les limites d'extension méridienne de l'isoline NO = 5,0 ml/l à $3^{\circ}N$ et $3^{\circ}S$ correspondent aux zones frontales nord et

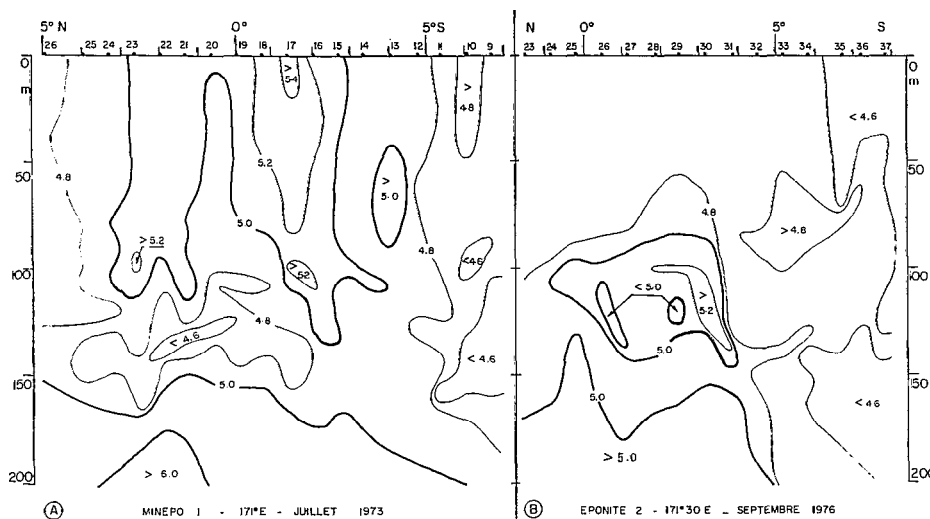


Fig. 3. — Distributions méridiennes de NO (ml/l) durant les campagnes MINEPO 1 et EPONITE 2.
Meridional distributions of NO (ml/l) during cruises MINEPO 1 and EPONITE 2

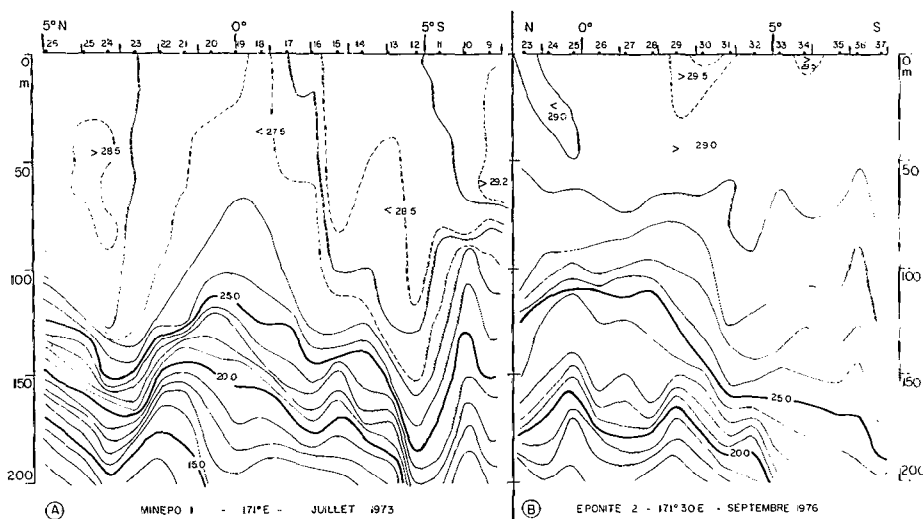


Fig. 4. — Distributions méridiennes de la température ($^{\circ}\text{C}$) durant les campagnes MINEPO 1 et EPONITE 2.
Meridional distributions of temperature ($^{\circ}\text{C}$) during cruises MINEPO 1 and EPONITE 2.

sud de plongée des eaux d'upwelling, et que les noyaux $> 5,2$ ml/l sont associés à des noyaux de salinité maximale, détachés de l'E.S.P.S. par l'upwelling équatorial (WAUTHY, 1975). Le noyau isolé $\text{NO} > 5,0$ ml/l à 4°S a été séparé de l'indentation sud-équatoriale par un petit flux est à $3^{\circ}30'\text{S}$ (cf. profil de l'isotherme $28,5^{\circ}\text{C}$).

En situation de convergence (fig. 3 B) la couche où les valeurs de NO sont maximales ($> 5,0$ ml/l) en subsurface est totalement coupée de la surface par des valeurs inférieures à $4,8$ ml/l correspondant à une masse d'eau chaude et dessalée coulant vers l'est. Mais les valeurs extrêmes ($> 5,2$ ml/l) restent aussi élevées qu'en période d'upwelling et il y a tout lieu de penser que la masse d'eau aux valeurs fortes de NO entre 100 et 150 mètres a été formée en surface lors d'une phase antérieure d'upwelling ; l'éclatement de la thermocline entre 100 et 150 mètres à l'approche de l'Équateur (fig. 4 B) témoigne d'un upwelling passé (OUDOT, en préparation).

DISCUSSION

Divers processus tant physiques que biologiques peuvent modifier la teneur en oxygène d'une masse d'eau superficielle et créer des sursaturations, si bien que la concentration en oxygène dissous à la surface de la mer est rarement en équilibre thermodynamique avec l'atmosphère, particulièrement dans une zone d'upwelling, éminemment instable.

L'eau « upwellée », eau relativement profonde

amenée en surface par des mouvements verticaux ascendants, est d'autant plus sous-saturée en oxygène qu'elle provient d'une immersion plus grande et qu'elle est récemment arrivée en surface, c'est-à-dire que sa température est plus basse. Ainsi c'est au cours de la campagne ALIOPÉE (fig. 2) que l'eau équatoriale est la plus froide en surface ($T = 26,7^{\circ}\text{C}$) et qu'elle présente la plus grande sous-saturation en oxygène (6 %). Mais il n'est pas rare de trouver des écarts à la saturation plus importants : KESTER (1975) rapporte que les masses d'eau d'upwelling peuvent atteindre une sous-saturation de 20 % et HERBLAND et VOITURIEZ (1974) ont observé dans l'upwelling Mauritanien une sous-saturation de 37 %. Toutefois l'échange d'oxygène à l'interface océan-atmosphère est un phénomène très rapide, en tous cas beaucoup plus rapide que les processus prenant place à l'intérieur de l'océan et qui libère ou consomme de l'oxygène (BROECKER, 1974 b). C'est ainsi que REDFIELD (1948, in KESTER, 1975), le premier à étudier les échanges d'oxygène à l'interface océan-atmosphère au cours de l'année, a calculé que le transfert d'oxygène de l'atmosphère dans la mer durant l'hiver est 3 fois plus rapide que le départ d'oxygène dans l'atmosphère résultant de la production photosynthétique durant le printemps et du réchauffement estival. Pour notre part, nous avons mesuré expérimentalement au laboratoire, la vitesse à laquelle un échantillon d'eau de mer totalement débarrassé de son oxygène dissous par une solution de sulfite du sodium et laissé en équilibre avec l'atmosphère, se charge d'oxygène atmosphérique (fig. 5) : en moins de 7 heures, l'échantillon

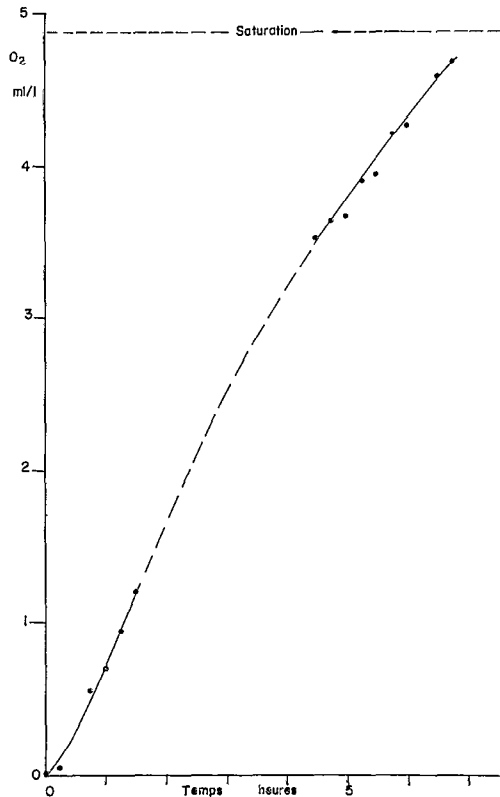


Fig. 5. — Dissolution d'oxygène atmosphérique dans un échantillon d'eau de mer désoxygéné.
Dissolution of atmospheric oxygen in a seawater sample cleared of oxygen.

a retrouvé sa teneur initiale en oxygène proche de la saturation. Ainsi donc il y a tout lieu de penser qu'une masse d'eau en surface ne peut rester longtemps sous-saturée et qu'elle retrouve très vite une teneur en oxygène proche de la saturation.

D'après BROECKER (1974 b) la surface de l'océan est sursaturée en oxygène d'environ 5 %. Nos observations dans le Pacifique tropical occidental révèlent généralement des sursaturations voisines de 3 à 4 %, à deux exceptions près : (1) l'étroite bande équatoriale proprement dite soumise à l'upwelling, généralement sous-saturée, et (2) les zones frontales au nord et au sud de l'Équateur où les teneurs en oxygène dissous dépassant 4,80 ml/l (OUDOT et WAUTHY, 1976) représentent une sursaturation atteignant 9 %. Pour BROECKER (1974 b) des sursaturations similaires à celles en oxygène étant trouvées également pour ce qui concerne l'argon et l'azote, ces sursaturations ne peuvent être attribuées à une productivité végétale et l'excès d'oxygène résulterait de l'entraînement de bulles

d'air créées à la crête des vagues et forcées d'entrer en solution dans la colonne d'eau. BIERI (1974) précise que la dissolution de bulles d'air dans l'eau crée une plus grande sursaturation pour les gaz à plus faible solubilité ; autrement dit, l'eau serait plus saturée en N₂ qu'en O₂.

Un autre mécanisme physique pouvant conduire à une sursaturation inégale en gaz dissous est le réchauffement de la masse d'eau en surface sous l'effet du rayonnement solaire. Des expériences de laboratoire sur un échantillon d'eau de mer refroidie, en équilibre avec l'atmosphère, montrent que le réchauffement conduit très rapidement à des sursaturations importantes (fig. 6) ; mais l'oxygène diffusant plus vite que l'azote dans l'eau (BROECKER, 1974 b), l'eau sera plus rapidement sursaturée en azote qu'en oxygène. Les processus physiques devraient donc conduire à des sursaturations de la mer en azote aussi importantes sinon plus élevées que celles en oxygène.

Des mesures d'azote moléculaire par chromatographie phase gazeuse (OUDOT et WAUTHY, 1978), au cours de la campagne ÉPONITE 2, révèlent que les mécanismes physiques ne sauraient seuls rendre compte des maxima de NO, car la sursaturation en NO en subsurface dépasse très largement celle en azote. Les distributions verticales comparées de NO et N₂ illustrées par l'exemple de la figure 7, révèlent très souvent un maximum de N₂, au niveau du maximum subsuperficiel de NO (150 m). Cette anomalie accentuée de saturation en azote (9 %), qui peut être le résultat du réchauffement signalé précédemment lors d'un passage en surface de la masse d'eau et de sa plongée avant que la pression partielle des gaz dissous n'ait pu s'équilibrer avec l'atmosphère, est cependant bien inférieure à la sursaturation en NO (15 %). Par contre la comparaison, à cette même station (fig. 7), des profils verticaux de O₂ et NO avec celui de Chl. *a*, dans les 100 premiers mètres, suggère que la production photosynthétique pourrait bien être responsable des écarts positifs de O₂ et de NO par rapport à la solubilité.

Le déclenchement du processus biologique de production primaire en zone d'upwelling est bien connu pour demander un certain temps après l'établissement du processus physique d'enrichissement en substances nutritives. HERBLAND et VOITURIEZ (1974) dans l'upwelling Mauritanien et OUDOT, RUAL et WAUTHY (sous presse) dans l'upwelling équatorial du Pacifique ouest évaluent ce temps de latence à 24 heures. Compte tenu des remarques précédentes, ce laps de temps est largement suffisant pour permettre à une masse d'eau sous-saturée en oxygène de s'équilibrer avec l'atmosphère, avant la libération d'oxygène photosynthétique ; celle-ci,

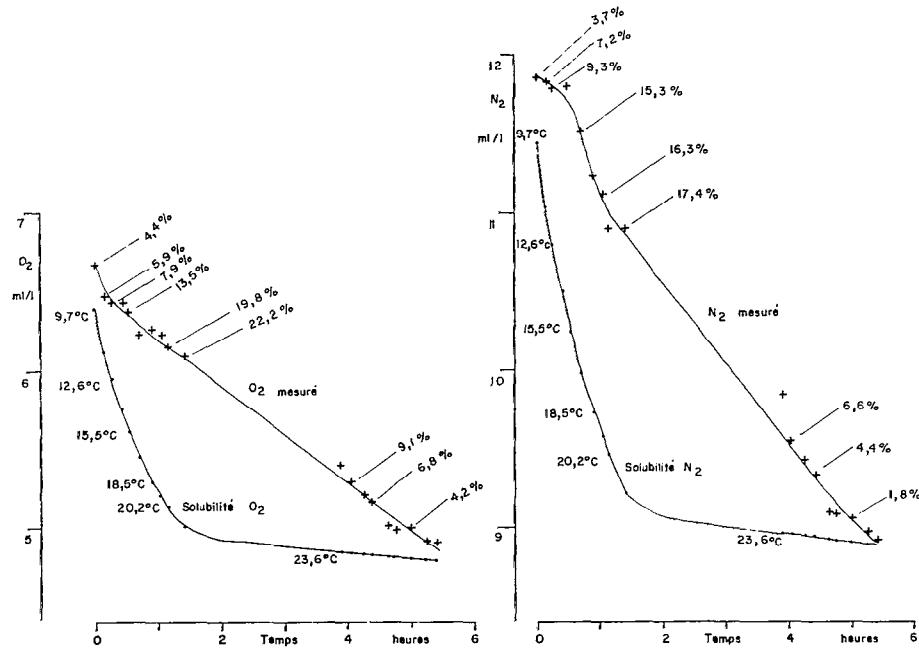


Fig. 6. - - Variation de la saturation en oxygène et en azote au cours du réchauffement d'un échantillon d'eau de mer. Les valeurs indiquées représentent le pourcentage de sursaturation et la température de l'échantillon.
 Variation of oxygen and nitrogen saturation during the heating of a seawater sample. The indicated values mean supersaturation percentages and sample temperatures.

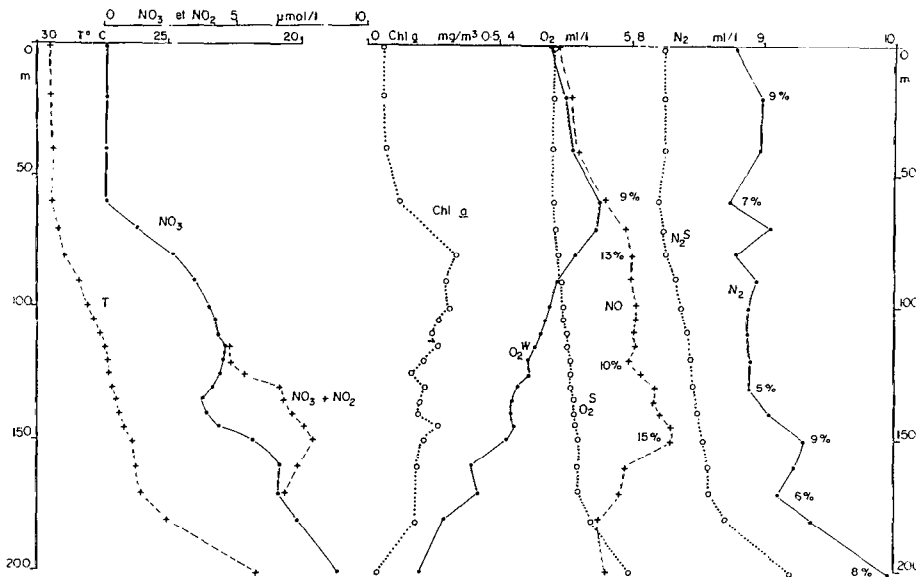


Fig. 7. — Profils verticaux comparés de température, nitrate, nitrite, chlorophyll a, oxygène (mesuré par la méthode de Winkler, corrigé de la respiration et solubilité) et d'azote (mesuré par chromatographie en phase gazeuse et solubilité) à une station de la campagne EPONITE 2 (5° S - 166° E). Les valeurs indiquées sur les profils de NO et N₂ représentent les pourcentages de sursaturation.

Vertical profiles of temperature, nitrate, nitrite, chlorophyll a, oxygen (measured by Winkler method, corrected of respiration and solubility) and nitrogen (measured by gas chromatography and solubility) at a station of EPONITE 2 cruise (5° S - 166° E). The numbers on NO and N₂ profiles mean supersaturation percentages.

fonction de la croissance de la biomasse végétale, elle-même tributaire de la richesse en sels nutritifs, entraîne par conséquent une sursaturation en oxygène de la masse d'eau. Cette sursaturation se maintient d'autant mieux que la production photosynthétique maximale est localisée généralement en subsurface à une cinquantaine de mètres et non en surface même où elle pourrait être réduite par un départ d'oxygène dans l'atmosphère. Il est opportun de vérifier si la sursaturation maximale en O_2 avant respiration ou le pourcentage de sursaturation en NO peuvent être réellement attribués à la production d'oxygène photosynthétique. Celle-ci est en effet directement fonction de la richesse en nitrate de la masse d'eau productive. Les sursaturations maximales de NO calculées en subsurface, de l'ordre de 15 à 17 % (fig. 2 et 7), nécessitent la consommation d'environ 4 à 5 $\mu\text{mol NO}_3/\text{l}$, seuil généralement atteint dans la couche euphotique en présence d'un upwelling intense à l'Équateur (OUDOT et WAUTHY, 1976). Ce seuil de nitrate est d'ailleurs surestimé, car en fait comme nous l'avons vu précédemment, la sursaturation en oxygène n'est pas due uniquement à la production photosynthétique mais également à des processus physiques. Il est cependant difficile de faire la part des deux processus, car les sursaturations physiques en oxygène et en azote ne sont pas identiques.

En situation de convergence (fig. 7), on pourrait être tenté de croire que le maximum de NO à 150 m qui coïncide avec le maximum de nitrite, créant à ce niveau un maximum de la somme $\text{NO}_3 + \text{NO}_2$ utilisée pour le calcul de NO, est un artifice de calcul. Il n'en est rien car la valeur de NO à ce maximum n'est pas supérieure à celles relevées en surface lors d'un upwelling, et de plus la distribution verticale de O_2 mesuré par la méthode de Winkler montre généralement à ce même niveau un léger maximum.

La distribution méridienne de NO (fig. 3 A), à l'instar de celle de chlorophylle *a* (OUDOT et WAUTHY, 1976), établit de façon évidente que la production photosynthétique se développe beaucoup plus sur les bords de l'upwelling que dans l'axe où l'apport de sels nutritifs est pourtant le plus élevé. D'autre part les valeurs élevées de NO à une centaine de mètres de profondeur, à MINEPO 1, comme à ÉPONITE 2, traduisent le cheminement en subsurface de la masse d'eau « upwellée » productive et confortent notre première hypothèse de circulation méridienne de la production organique équatoriale et de ses déchets (OUDOT et WAUTHY, 1976).

CONCLUSION

En zone équatoriale le paramètre NO, de par son aspect conservatif et sa distribution verticale particulière, se révèle être un bon traceur de masse d'eau. Les valeurs maximales de NO dans les 200 premiers mètres, très largement en excès sur la concentration normale de l'oxygène attendue d'un équilibre avec l'atmosphère, résultent cependant du passage en surface de la masse d'eau à un moment donné. En effet, cette masse d'eau amenée en surface par l'upwelling équatorial est généralement sous-saturée en oxygène dissous et riche en sels nutritifs. Par le jeu du rééquilibrage des pressions partielles d'oxygène entre les phases liquide et gazeuse, la masse d'eau superficielle retrouve rapidement par dissolution d'oxygène atmosphérique une teneur proche de la saturation. Mais cette masse d'eau riche en substances nutritives est sujette à une intense production primaire libérant de l'oxygène par photosynthèse et créant par là-même un excès d'oxygène dissous. Cette masse d'eau « upwellée » relativement plus froide et salée que les eaux adjacentes au nord et au sud ne peut cheminer très longtemps en surface ; elle plonge assez rapidement en conservant ses propriétés acquises en surface (salinité et oxygène) et constitue une zone frontale soit au nord soit au sud de l'Équateur. Ce mouvement méridien se prolongeant en subsurface peut expliquer qu'on trouve assez loin de l'équateur, près des zones de convergence, des valeurs élevées de NO, représentant en subsurface des sursaturations importantes en oxygène corrigé de la respiration identique à celle relevées en surface à l'upwelling équatorial.

NO, constitue donc un outil précieux pour l'étude du cycle de production de l'écosystème de l'upwelling équatorial. Il souligne en outre, l'importance d'une étude approfondie des échanges gazeux à l'interface océan-atmosphère pour chiffrer le bilan d'oxygène à la surface de la planète. D'après le schéma proposé pour expliquer la distribution de NO, l'upwelling équatorial constituerait un piège pour l'oxygène atmosphérique, contrairement au gaz carbonique dont le flux, à l'Équateur, a lieu dans le sens océan-atmosphère.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 30 juin 1978.

BIBLIOGRAPHIE

- BIERI (R. H.), 1974. - - Dissolved conservative gases in sea water. *In The Sea*, vol. 5, Ed. E. D. Goldberg, Wiley Interscience, 895 p.
- BROECKER (W. S.), 1974 a. --- Isotopes as water mass tracers. *In Chemical Oceanography*. Harcourt Brace Jovanovich Ed. 214 p.
- BROECKER (W. S.), 1974 b. --- Atmospheric and volcanic gases. *In Chemical Oceanography*. Harcourt Brace Jovanovich Ed 214 p.
- HERRLAND (A.) et VOITURIEZ (B.), 1974. -- La production primaire dans l'upwelling Mauritanien en mars 1973. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Océanogr.*, vol. XII, n° 3 : 187-201.
- KESTER (D. R.), 1975. --- Dissolved gases other than CO₂. *In Chemical Oceanography*, 2nd Ed., vol. 1, Ed. J. P. Riley and G. Skirrow, Academic Press, 606 p.
- OUDOT (C.) et WAUTHY (B.), 1976. — Upwelling et dôme dans le Pacifique tropical occidental : distributions physico-chimiques et biomasse végétale. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Océanogr.*, vol. XV, n° 1 : 27-48.
- 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 : 89-99.
- OUDOT (C.), REAL (P.) et WAUTHY (B.), sous presse. - Upwelling équatorial du Pacifique ouest : distributions physico-chimiques et biomasse végétale durant une poursuite de drogue dérivante. A paraître dans *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Océanogr.*
- OUDOT (C.), en préparation. - Continuité zonale et circulation méridienne du maximum de nitrite dans le Pacifique équatorial sud-ouest. I - Description de l'évolution spatiale du maximum de nitrite dans le contexte hydrologique. A paraître dans *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Océanogr.*
- ROTSCHI (H.), HISARD (Ph.) et JARRIGE (F.), 1972. - - Les eaux du Pacifique occidental à 170° E entre 20° S et 4° N. *Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M.*, n° 19, 113 p.
- WAUTHY (B.), 1975. -- Equatorial upwelling originality. Pacific Science Association : 13th Pacific Science Congress. Record of Proceedings, vol. 1, Univ. British Columbia, Vancouver B.C. Canada.