

Oxygène  
Méditerranée  
Aération  
Photosynthèse  
Consommation

Oxygen  
Mediterranean Sea  
Ventilation  
Photosynthesis  
Consumption

# Oxygénation physique et biologique de la Méditerranée nord-occidentale en hiver et au printemps

Hans Joachim MINAS, Marie-Claude BONIN

Centre d'Océanologie de Marseille, Faculté des Sciences de Luminy, Case 901, 13288 Marseille Cedex 9, France.

Reçu le 28/2/86, révisé le 20/3/87, accepté le 15/4/87.

## RÉSUMÉ

L'oxygénation relativement bonne de l'eau profonde de la Méditerranée occidentale résulte d'une aération, au moment de sa formation en hiver dans les parages du golfe du Lion. Une colonne d'eau en cours de mélange turbulent sur toute sa hauteur, arrive à accroître son contenu d'oxygène d'une quantité pouvant atteindre en fin d'hiver de l'ordre de mille litres par mètre carré de surface marine.

L'application des équations de flux selon Redfield *et al.* (1963) et Broecker et Peng (1982) conduit à un taux journalier d'invasion d'oxygène atmosphérique d'une dizaine de litres par mètre carré. Devant ces quantités, les bilans de production ou de consommation biologiques sont extrêmement faibles dans ces zones de mélange profond. Dans les zones frontales par contre, la production d'oxygène biologique par photosynthèse est importante en hiver. Les conditions d'application du modèle d'oxygène de Broenkow (1965), qui analyse les variations biologiques et physiques d'oxygène dans un mélange, sont examinées en Mer Ligure. L'application du modèle met en évidence sur la coupe Nice-Calvi :

— la production photosynthétique hivernale dans les deux zones frontales symétriques de part et d'autre de la divergence centrale ;

— la forte production printanière qui s'enchaîne ensuite dans la divergence centrale.

Un bilan de production déduit de la consommation de phosphore minéral est comparé à celui obtenu à partir de mesures par la méthode au  $^{14}\text{C}$ .

L'étude des différents processus qui régissent la distribution de l'oxygène facilite l'interprétation d'un diagramme général salinité-oxygène et sa comparaison avec un diagramme salinité-phosphate.

On peut conclure que le processus hivernal d'oxygénation par simple aération physique compense approximativement la consommation d'oxygène qui accompagne la régénération des éléments nutritifs.

*Oceanol. Acta*, 1988. Océanographie pélagique méditerranéenne, édité par H. J. Minas et P. Nival, 123-132.

## ABSTRACT

Physical and biological oxygen fluxes during winter in the North-western Mediterranean Sea

Strong vertical mixing during winter in the northwestern Mediterranean Sea occurs with simultaneous ventilation of water masses. In the high turbulent deep water formation chimneys, with homogenous density from the sea surface to the bottom, the oxygen input, limited to the most intense winter period, reaches almost  $10^3 \text{ l O}_2 \text{ m}^{-2}$ . From Redfield's exchange coefficient, an oxygen flux of about  $12 \text{ l m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  can be calculated. Nearly the same flux can be derived from Broecker and Peng's piston velocity data, but in order to reach this value one has to assume

that the sea surface film thickness (defined according to their stagnant film model) averages 10  $\mu\text{m}$ .

Biological oxygen fluxes produced by photosynthesis or respiration are almost negligible in comparison with the atmospheric oxygen input. But this is not the case in the frontal zones surrounding the turbulent mixing zone. A high photosynthetic oxygen production takes place in these frontal zones, and this high production invades the deep water formation area at spring time. These oxygen fluxes can be nicely demonstrated by the application of Broenkow's oxygen model to a Nice-Corsica section. The average oxygen production along this section during a one-month interval represents a flux of  $0.62 \text{ l m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . In terms of carbon, this value constitutes a net community production of  $0.247 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , i.e. 36 % of the average productivity measured with the  $^{14}\text{C}$  method.

The knowledge of physical and biological oxygen fluxes facilitates analysis of a general oxygen-salinity diagram and its comparison with an earlier published phosphate-salinity diagram. It can be concluded that winter ventilation approximately balances the oxygen consumption of the deep water.

*Oceanol. Acta*, 1988. Océanographie pélagique méditerranéenne, édité par H. J. Minas et P. Nival, 123-132.

## INTRODUCTION

La distribution de l'oxygène dans les principales masses d'eau de la Mer Méditerranée et sa dépendance des grands traits de la circulation est connue depuis fort longtemps (Nielsen, 1912 ; Wüst, 1960 ; Tchernia, Fieux 1971). Une des principales caractéristiques des eaux méditerranéennes est leur bonne oxygénation. C'est là tout d'abord, le reflet de l'oligotrophie générale conditionnée par une capacité nutritive modeste des eaux méditerranéennes, mais c'est aussi le reflet d'une bonne aération qui, en hiver, accompagne la formation de l'eau profonde.

La concentration moyenne en oxygène de la grande masse des eaux profondes (EP) est de  $4,60 \text{ ml l}^{-1}$  environ, mais comme cette valeur est le résultat d'une évolution au terme d'un certain nombre d'années de temps de résidence, on doit admettre l'existence d'une concentration d'oxygène supérieure dans l'eau profonde nouvellement formée. La différence  $-\Delta\text{O}_2$  qui du point de vue concentration sépare l'EP de néoformation de l'EP ancienne, peut être rapprochée de son équivalent  $+\Delta\text{SN}$  de la fraction nutritive régénérée. En dehors de l'oxygénation par simple aération physique, des quantités d'oxygène prennent naissance par photosynthèse au moment, et surtout immédiatement après la formation des eaux profondes. Par suite de l'important enrichissement nutritif, c'est en effet dans ces zones que la poussée planctonique est maximale (Gostan, 1968 ; Minas, 1968 ; Coste *et al.*, 1972 ; Jacques *et al.*, 1973). Détecter et mesurer les apports d'oxygène photosynthétique n'est pas aisé, car les interférences avec l'oxygène de l'atmosphère sont permanentes. Il est nécessaire d'avoir recours à l'évaluation de la consommation nutritive. Mais cette dernière est masquée par les effets de mélange intense entre les masses d'eau. Seule une analyse des différents diagrammes de paramètres conservatifs (salinité) et non conservatifs (oxygène, sels nutritifs, température en régime hivernal) permet de clarifier et de

quantifier les phénomènes. La controverse qui existe depuis quelques années sur la réelle productivité des eaux oligotrophes a motivé notamment des efforts de recherche envisageant l'oxygène comme indicateur de la production. La problématique est bien posée en Mer des Sargasses qui en tant qu'entité oligotrophe a été érigée en modèle d'étude par des auteurs anglo-saxons : Jenkins (1982), Jenkins et Goldman (1984), Platt et Harrison (1985). Il faudra aussi considérer le présent travail comme un élément complémentaire et un préalable à l'analyse plus générale de la problématique de l'oligotrophie méditerranéenne, qui est au cœur de la discussion de l'article de Minas *et al.* (1988).

## PÉNÉTRATION D'OXYGÈNE ATMOSPHÉRIQUE

Les mélanges verticaux hivernaux de grande amplitude au large des côtes françaises engendrent en surface des états de sous-saturation en oxygène qui sont principalement la conséquence d'une arrivée en surface d'eau intermédiaire à faible concentration en oxygène ( $4,20 \text{ ml l}^{-1}$ ). En effet, l'eau intermédiaire entre massivement dans les mélanges et peut même surgir « en bloc » en surface, comme l'ont montré les divers travaux hydrologiques de l'année Médoc-Médiprod en 1969.

Pour se faire une idée du bilan de pénétration d'oxygène atmosphérique dans une zone de mélange intense nous avons choisi, dans le matériel d'observation de différentes campagnes, une station qui présente des propriétés hydrologiques très homogènes surtout du point de vue de la répartition verticale des densités (fig. 1 B). Si l'on compare le contenu en oxygène d'une colonne de 2 500 m de hauteur et de un mètre carré de section d'une telle station à celui d'une station dans laquelle la structure classique à trois couches est conservée (1 A) on évalue une différence de  $\sum \Delta\text{O}_2$  égale à  $906 \text{ l m}^{-2}$ . Dans l'évaluation de cet

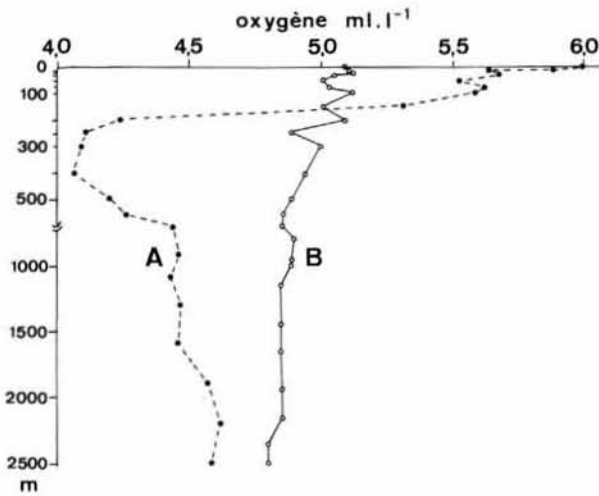


Figure 1  
Concentration d'oxygène en fonction de la profondeur pour deux stations au large des côtes méditerranéennes françaises. A) Profil classique d'une structure à trois couches (station 6090, Atlantis II, d'après Miller *et al.*, 1970). B) Profil après effacement des structures par le mélange vertical hivernal (station 04, Médiproduct II, 1970) montrant l'accroissement de la teneur en oxygène.

Oxygen concentration vs. depth at two stations off the French Mediterranean coast. A) Profile corresponding to an undisturbed 3-layer system (station 6090, Atlantis II, from the Mediterranean Sea Atlas of Miller *et al.*, 1970). B) Profile after strong vertical mixing (station 04, Médiproduct II, 1970) showing the increase of the oxygen content.

accroissement du contenu d'oxygène, il n'a pas été tenu compte de l'incidence des effets biologiques, à savoir le bilan net d'oxygène résultant de la production par photosynthèse et de la consommation par respiration ; mais, comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, ces effets sont négligeables vis-à-vis des quantités engagées dans la pénétration atmosphérique. Si une telle quantité d'oxygène correspondait à une pénétration s'étalant sur un mois, le taux d'invasion serait de  $30 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ , mais il ne serait plus que de  $15 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}$  si le laps de temps était de deux mois. Que signifient de tels ordres de grandeur du taux d'invasion par rapport à ce que l'on peut calculer à partir des constantes physiques établies pour les flux d'échange des gaz entre la mer et l'atmosphère ?

On peut avoir recours à deux procédés d'évaluation du flux d'échange : 1) le premier est l'application du coefficient d'échange de Redfield (1948) qui avait été établi lors d'une étude d'invasion d'oxygène en hiver dans les eaux du golfe du Maine ; 2) le deuxième est l'utilisation de la « piston velocity » définie par le modèle du « film stagnant » (*cf.* Broecker, Peng, 1982). Pour ce qui est du coefficient d'échange de Redfield, il existe en fait deux valeurs. En effet, le premier coefficient d'échange de Redfield (1948), soit  $E = 13 \times 10^6 \text{ ml O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ mois}^{-1} \text{ atm}^{-1}$  avait été établi sur la base d'un rapport d'oxydation  $\Delta\text{O}/\Delta\text{P} = -239$ . Redfield *et al.* (1963) ont donné une nouvelle valeur de ce coefficient en le recalculant sur la base du rapport  $\Delta\text{O}/\Delta\text{P} = -276$ . Or cette valeur

$$E = 20 \times 10^6 \text{ ml O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ mois}^{-1} \text{ atm}^{-1}$$

a été largement surestimée par suite d'une erreur dans le calcul des effets biologiques. Une révision des

calculs aboutit à la valeur corrigée de  $E = 14,1 \times 10^6 \text{ ml O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ mois}^{-1} \text{ atm}^{-1}$  (Minas, Minas, non publié). Si on la recalcule sur la base du nouveau rapport d'oxydation de Broecker *et al.* (1985) et de Takahashi *et al.* (1985),  $\Delta\text{O}/\Delta\text{P} = -350$ , cette valeur de  $E$  devient

$$15,5 \times 10^6 \text{ ml O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ mois}^{-1} \text{ atm}^{-1}.$$

En utilisant donc la première valeur corrigée ( $E = 14,1 \times 10^6 \dots$ ) et en prenant un pourcentage de saturation de l'eau de surface de 87,3 % (calculé d'après Weiss, 1970 pour  $S = 38,4$  et  $T = 12,77^\circ\text{C}$  et avec une valeur observée de  $[\text{O}_2] = 5,09 \text{ ml l}^{-1}$ ) on aboutit à un flux de  $12,6 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ . Avec la valeur déduite du nouveau rapport d'oxydation de Broecker *et al.*, le flux s'élève à  $13,8 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ .

Depuis l'époque de Redfield, les connaissances sur les flux gazeux et leurs mécanismes ont évolué et se sont modernisées avec le concept du « stagnant film model », les notions de « piston velocity » ( $V = D/z = \text{Cte}$  de diffusion moléculaire des gaz/épaisseur du film). La valeur du flux est sous la dépendance directe de l'épaisseur  $z$ , elle-même réglée par la force du vent. Grâce à une méthode dite au radon, un nombre considérable d'observations des différentes valeurs océaniques de  $z$  a été récolté. Le contexte scientifique de ces connaissances est clairement exposé dans le traité « Tracers in the sea » par Broecker et Peng (1982), qui concluent toutefois que beaucoup reste à faire sur ces problèmes de flux d'échange et de leur dépendance du vent.

Afin d'appliquer l'équation du flux, nous avons évalué la valeur de la constante de diffusion ( $D$ ) pour notre température de surface par interpolation des données du tableau de Broecker et Peng, soit  $D = 1,78 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Pour la valeur océanique moyenne de  $40 \mu\text{m}$  du film de surface, la vitesse de piston est  $3,85 \text{ m j}^{-1}$ . L'équation du flux  $F = D/z$  ( $[\text{Gas}]_{\text{sup}} - [\text{Gas}]_{\text{inf}}$ ) dans laquelle intervient la différence de concentration du gaz aux limites supérieure et inférieure du microfilm de surface conduit avec nos données à

$$F = 0,1271 \text{ mole m}^{-2} \text{ j}^{-1} \text{ ou } 2,85 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}.$$

Une valeur double de  $5,70 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ , ou encore double de cette dernière, soit  $11,41 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ , correspondrait à des épaisseurs de film de 20 et  $10 \mu\text{m}$  respectivement. Or en consultant les données de  $z$  en fonction des vitesses de vent présentées par Broecker et Peng (1982), il semble que des valeurs de  $z$  de 10 ou  $20 \mu\text{m}$  ne soient pas incompatibles avec le régime des vents très forts du golfe du Lion en hiver. On constate alors que l'on rejoint à peu près la gamme des valeurs déduites du coefficient de Redfield, à condition de supposer un régime de vents très forts en permanence.

## LES FLUX D'OXYGÈNE BIOLOGIQUE

Pour examiner les flux d'oxygène biologique nous reprenons les résultats de la campagne Médiproduct I, seule campagne d'hiver au cours de laquelle l'ensem-



ble des paramètres hydrochimiques et biologiques de la production pélagique ont été étudiés à une échelle suffisamment grande pour être représentative du bassin nord-occidental. Cette campagne comportait des observations d'abord sur un grand réseau de stations dans la zone de formation des eaux profondes dans le golfe du Lion et ensuite en Mer Ligure le long d'une radiale Nice-Calvi (fig. 2) notamment. L'ensemble des stations a été exécuté à deux reprises, lors d'une première partie de la campagne (1-14 mars 1969) et d'une deuxième partie (3-17 avril 1969). Cette stratégie devait permettre de rendre compte de l'influence des mélanges verticaux hivernaux sur la circulation des sels nutritifs et d'apprécier l'importance de la poussée planctonique printanière. Les données numériques et les résultats d'interprétation ont fait l'objet d'une série d'articles : Boutler (1971) ; Minas (1971 a ; b), Coste *et al.* (1972), Jacques *et al.* (1973), Berland *et al.* (1973), Laborde et Minas (1974), Nival *et al.* (1975).

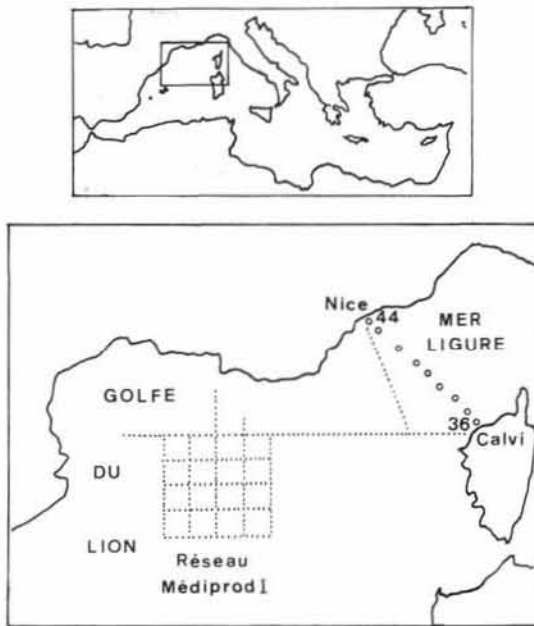


Figure 2

Carte de la campagne Médiprod I comprenant un réseau de stations dans le sud du golfe du Lion et des radiales en mer Ligure dont la principale entre Nice et Calvi. L'ensemble des stations a été exécuté à deux reprises à un mois d'intervalle (1-14 mars et 3-17 avril 1969). Station chart of the Médiprod I cruise. A station grid was situated in the southern part of the Golfe du Lion and sections in the Ligurian Sea with the main one between Nice and Calvi. All stations were occupied during the two legs (1-14 March and 3-17 April 1969).

### Zone du réseau Médiprod

On a constaté que c'est au large des côtes, dans des colonnes d'eau très instables et fortement mélangées que la production primaire mesurée avec la méthode au  $^{14}\text{C}$  est la plus faible, soit environ  $0,1 \text{ gC m}^{-2} \text{ j}^{-1}$  ce qui, en terme d'oxygène produit par photosynthèse, représente  $0,23 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}$  (quotient photosynthétique : 1,25). Selon Sverdrup, compte tenu d'une profondeur critique faible devant une énorme couche de mélange (2 500 m) on ne doit s'attendre à aucun accroissement

net d'oxygène biologique. Pour se faire une idée de la consommation moyenne d'oxygène d'une telle colonne d'eau, on peut considérer, en suivant les mêmes raisonnements que Jenkins (1982) et Jenkins et Goldman (1984) qu'elle correspond approximativement à la production nette en terme d'oxygène (nouvelle production) de la zone euphotique. Une production nouvelle de  $0,25 \times 78 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (Minas, 1970 ; Minas *et al.*, 1988) représente donc en terme d'oxygène  $0,13 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}$  en transformant le carbone sur la base du rapport de Redfield ( $\text{C/O} = 106/276$ ). Mais on est en droit d'estimer à bien davantage la production nouvelle annuelle dans les zones fortement enrichies du large (soit de l'ordre de  $50 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  ; cf. Minas *et al.*, 1988) ; en terme de consommation moyenne de la colonne d'eau cela représente  $0,33 \text{ l m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ . Cette quantité dépasse donc la production d'oxygène biologique dans la zone euphotique et ceci d'autant plus que la production mesurée au  $^{14}\text{C}$  englobe production nouvelle et régénérée. Ces considérations permettent de conclure qu'au moment des plus fortes turbulences, les flux d'oxygène de nature biologique sont faibles et pratiquement négligeables devant ceux provenant de l'atmosphère.

Les deux parties de la campagne Médiprod I se prêtaient apparemment bien à une étude de la production photosynthétique d'oxygène, car l'intervalle de temps séparant les deux parties correspondait au grand démarrage de la production printanière. Nous avons entrepris l'étude des flux d'oxygène biologique et physique en appliquant le modèle de Redfield (1948), mais cette méthode devait être abandonnée car les mélanges verticaux dépassaient largement la profondeur maximale de prospection du réseau (1 000 m). Il a néanmoins été intéressant de faire les calculs d'intégration sur l'ensemble du réseau et par tranches de hauteur d'eau sélectionnées. Ceci nous a montré par exemple que la couche allant de 200 à 500 m voyait une variation (consommation) de phosphore minéral presque aussi grande que celle des 200 premiers mètres. Il est évident que seule une advection d'eaux pauvres en phosphate et riches en oxygène peut expliquer un tel changement. Le phénomène s'explique hydrologiquement car un reflux vers la profondeur des eaux à haute densité (phénomène d'ailleurs dynamiquement connu dans la zone de formation des eaux profondes) provoque un appel vers l'intérieur du système des eaux légères qui se trouvent à sa périphérie. Il est important de signaler cette advection, car de ce fait devient caduque un bilan de production en terme de phosphate consommé. Nous avons comparé ce dernier à la production photosynthétique mesurée avec la méthode au  $^{14}\text{C}$  (Coste *et al.*, 1972).

### Zone Nice-Calvi

Les flux biologiques d'oxygène et leurs interférences avec les flux d'échange avec l'atmosphère peuvent être mis en évidence et analysés avec une certaine facilité dans la zone orientale du bassin algéro-provençal. Nous nous appuyons pour cela sur les observa-

tions faites durant cette même campagne Médipro I sur la section Nice-Calvi (fig. 2). Nous nous proposons d'utiliser le modèle d'oxygène de Broenkow (1965) qui tout en étant basé sur le concept de Redfield (1948) tient compte des effets de mélange dans la détermination des productions photosynthétiques d'oxygène. Ce modèle avait déjà servi à plusieurs reprises dans les études des upwellings et son application s'était faite sous la forme d'une analyse de diagrammes salinité-oxygène (Minas *et al.*, 1982 ; 1986). Une des conditions de bonne utilisation de ce modèle est l'existence d'un mélange simple entre deux masses aux caractéristiques hydrochimiques définies. Or il se trouve que, d'une manière très générale, l'occurrence d'un tel mélange binaire ne peut être démontrée par la linéarité de la relation T-S. En effet, la température cesse d'être un paramètre conservatif dans le régime thermique de la couche superficielle, domaine d'application du modèle. Dans le cas particulier de la Méditerranée, où aucun doute n'existe sur les mélanges, de plus très intenses en hiver, les diagrammes T-S montrent une très forte dispersion des points représentatifs, surtout pour les caractéristiques relatives aux niveaux supérieurs. Ainsi sur un diagramme collectif correspondant à la phase des mélanges intensifs de l'hiver (fig. 3), on ne reconnaît

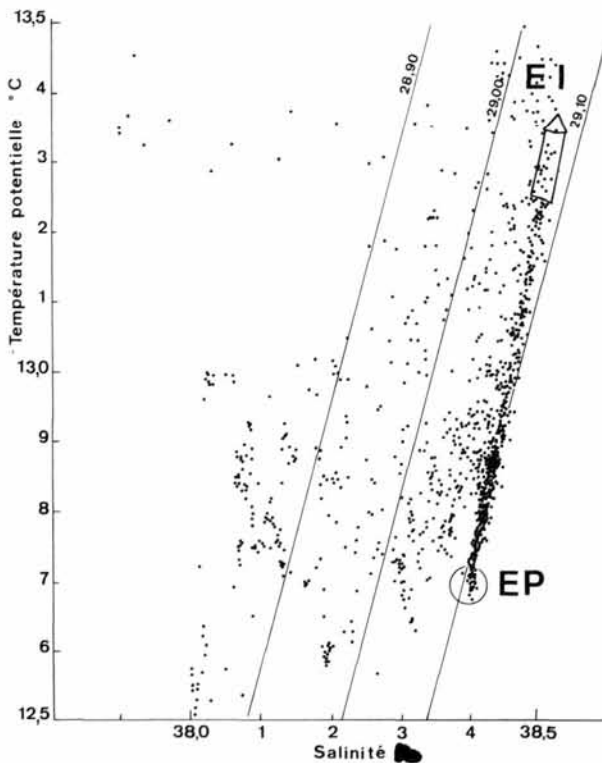


Figure 3  
Diagramme collectif T-S comprenant l'ensemble des données relatives à la première partie de Médoc. Un seul regroupement des points en une droite de mélange existe, entre l'eau intermédiaire (EI) et l'eau profonde. Les points représentatifs des niveaux supérieurs sont fortement dispersés avec un regroupement aux plus basses températures des eaux correspondant au minimum thermique.

T-S scatter diagram of the Médoc cruise data, first leg. The only straight-line relationship exists between the intermediate water (EI) and the deep water (EP). All points representing the upper layers show a broad dispersion whose limit at the lowest temperatures corresponds to the temperature minimum waters.

pas de portion rectiligne générale dans le domaine des températures et salinités concernant la couche superficielle ; il y a au contraire une forte dispersion des points représentatifs que nous examinerons de plus près par la suite. La seule droite de mélange reconnaissable est celle qui représente le gradient en profondeur entre l'eau intermédiaire (EI) et l'eau profonde (EP). Pour illustrer au mieux ceci, c'est le diagramme collectif T-S de la première partie de Médoc (30 janvier-28 février 1969, d'après les données de Tchernia et Fieux, 1971) que nous avons choisi car cette campagne correspond encore mieux que Médipro I à la pleine période des mélanges et comporte surtout des observations sur toute la colonne d'eau (2 500 m). Pour la couche superficielle, on peut alors tenter de montrer qu'une troisième ou même une quatrième eau ne vient pas interférer dans le mélange binaire. Qu'en est-il réellement ? La partie orientale du bassin nord-occidental, loin des influences de dilution du Rhône, est alimentée par deux eaux principales : 1) l'eau d'origine atlantique récente, à basse salinité (légèrement inférieure à 38) qui entre dans le système cyclonique de la Mer Ligure par un flux de surface au niveau des côtes nord-ouest de la Corse (zone de Calvi) ; 2) l'eau intermédiaire qui, à mi-profondeur entre 200 et 500 m, se répand dans le bassin liguro-provençal après un parcours vers le Nord le long des côtes corso-sardes. Une importante littérature et de nombreuses thèses soutenues au fil des années ont décrit les phénomènes hydrologiques des mélanges verticaux hivernaux : Lacombe et Tchernia (1960), Gostan (1968), Gascard (1977), Béthoux (1980), Lacombe *et al.* (1981), Béthoux et Prieur (1983), pour ne citer que certains travaux de synthèse. L'allure générale d'un diagramme T-S évolue au cours de la période hivernale. On constate que, pour le régime de la couche superficielle des 200 à 300 premiers mètres, la migration des points représentatifs dans le diagramme dessine approximativement la forme d'un V. La branche descendante (gauche) du V correspond aux premiers refroidissements rapides de la couche de surface qui va de pair avec un léger accroissement de la salinité (évaporation et effets du gradient de salinité en profondeur). Le refroidissement aboutit à la formation d'un minimum thermique. Avec la progression du mélange en profondeur, les eaux du minimum entrent dans le mélange avec les eaux chaudes et salées de l'eau intermédiaire. Comme les effets du refroidissement sur la couche de mélange faiblissent avec l'épaisseur croissante de cette couche, la température de cette dernière s'élève momentanément (apparition de températures plus élevées en surface). Sur le diagramme T-S, les points représentatifs de cette phase de mélange s'orientent selon la branche ascendante (droite) du V. C'est principalement cette phase que nous rencontrons dans la situation hydrologique qui règne sur la section Nice-Calvi (fig. 4) durant la première partie de la campagne Médipro I, qui, signalons-le, représente la situation de fin d'hiver. Il ressort de cette analyse que l'eau intermédiaire, tout en étant fortement entamée par le mélange sur la moitié supérieure de la couche qu'elle occupe, n'est à aucun moment complètement effacée, comme cela se produit dans le réseau Médipro dans

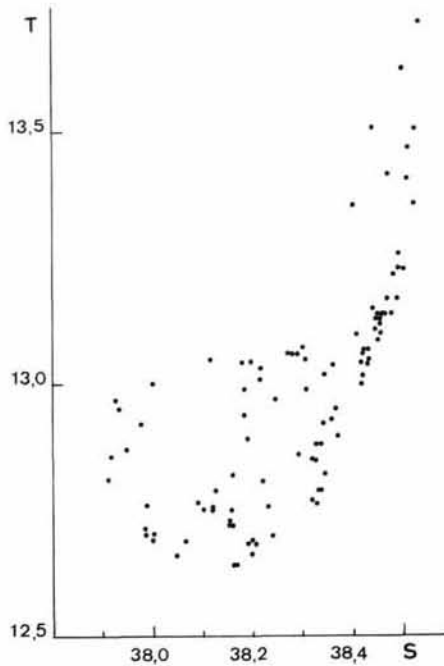


Figure 4  
 Diagramme T-S de l'ensemble des valeurs concernant la couche superficielle des 300 premiers mètres de la radiale Nice-Calvi durant la première partie de Médiprod I. Il correspond à la situation du gradient thermohalin existant en fin d'hiver entre les eaux du minimum thermique et l'eau intermédiaire.  
*T-S diagram of the data corresponding to the 300 m upper layer of the Nice-Calvi section (Médiprod I, First leg) showing, at the end of the winter, the thermohaline mixing status between the temperature minimum and the intermediate waters.*

le golfe du Lion. Précisons encore, pour illustrer davantage la situation, que si l'on considérait les diagrammes individuels représentatifs de toute la colonne d'eau (1 000 m pour la campagne Médiprod), ils seraient pour chaque station « en queue de scorpion » selon l'expression de Tchernia (1974). En effet la droite de mélange EI-EP est bien conservée, comme déjà mentionné précédemment. Tout cela nous conduit à la conclusion que dans cette zone du bassin nord-occidental, l'eau profonde ne vient pas interférer comme troisième eau dans les mélanges de la couche superficielle.

Le diagramme O<sub>2</sub>-S que nous représentons par la figure 5 illustre l'application du modèle de Broenkow, selon lequel les écarts + ΔO<sub>2</sub> de la droite de mélange hypothétique indiquent les effets biologiques et les effets d'oxygénation physique par l'atmosphère. Nous retrouvons ici le même type de diagramme que ceux utilisés dans nos travaux précédents. La représentation des 1<sup>re</sup> et 2<sup>e</sup> parties de Médiprod I par des symboles différents permet de montrer les effets de l'oxygénation importante intervenue entre les deux parties de la campagne, oxygénation à ce moment principalement biologique. Les équations ayant servi de base à la détermination de + ΔO<sub>2</sub> et - ΔPO<sub>4</sub> sont respectivement :

$$[O_2] = -1,923 S + 78,594$$

et  $[PO_4] = 0,3846 S - 14,5385$ .

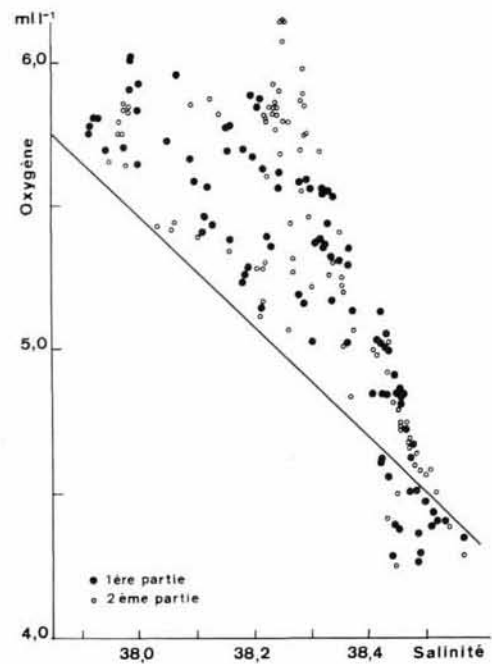


Figure 5  
 Diagramme O<sub>2</sub>-S avec les points figuratifs de l'ensemble des données de la couche superficielle (300 m) de la radiale Nice-Calvi. La droite de référence ( $[O_2] = 1,923 S + 78,594$ ) a servi à l'évaluation des accroissements + ΔO<sub>2</sub> dus à l'activité biologique et à l'invasion d'oxygène atmosphérique. La différenciation entre la 1<sup>re</sup> partie (cercles pleins) et la 2<sup>e</sup> partie (cercles vides) permet de constater un accroissement de ΔO<sub>2</sub> dû à l'activité photosynthétique printanière. Un diagramme PO<sub>4</sub>-S mettant en évidence la consommation de phosphate a été déjà publié par Jacques *et al.* (1973).  
*O<sub>2</sub>-S diagram containing all data points of the upper layer (300 m) in the Nice-Calvi section. The equation ( $[O_2] = 1,923 S + 78,594$ ) of the reference line has been applied to calculate the + ΔO<sub>2</sub> increments resulting from photosynthetic activity and from atmospheric oxygen input. The general shift of the O<sub>2</sub> data to higher values during the second leg (open circles) demonstrates the photosynthetic activity of the spring bloom. A PO<sub>4</sub>-S diagram showing the corresponding mineral phosphorus consumption has been already published by Jacques *et al.* (1973).*

Ces droites impliquent comme choix des propriétés chimiques à leurs extrémités S = 37,80 ; [O<sub>2</sub>] 100 % sat. = 5,85 ml l<sup>-1</sup> ; [PO<sub>4</sub>] = 0,00 μatg l<sup>-1</sup> pour l'eau de surface (ES) et S = 38,00 ; [O<sub>2</sub>] = 4,31 ; [PO<sub>4</sub>] = 0,30 pour l'eau intermédiaire (EI). On peut considérer que le système comporte une certaine imprécision dans la mesure où est saisie par l'évaluation une certaine consommation nutritive donc une oxygénation biologique résiduelle, c'est-à-dire beaucoup plus ancienne que celle qui précède la période des mesures. Ceci concerne principalement les effets productifs, existants mais faibles, qui se trouvent dans les niveaux profonds aux extrémités de la coupe Nice-Calvi, zones où séjournent les eaux du minimum thermique de l'hiver précédent. On a donc une légère surévaluation de la fraction biologique à partir du moment où on attribue cette fraction à la seule période hivernale en cours. Cette même remarque concerne aussi la fraction d'oxygénation atmosphérique dont une part résiduelle ancienne existe nécessairement. Par ailleurs, comme nous le verrons par la suite, notre intégration de la production sur l'ensemble du secteur et notre procédé d'évaluation par différence de deux situations



éliminent cet inconvénient pour ce qui est de la production printanière s'opérant entre les deux parties de la campagne. Les résultats de l'analyse de la première partie sont représentés par la coupe de la figure 6. La distribution de la fraction d'oxygène photosynthétique calculée à partir de la consommation de phosphate selon ce même modèle fait ressortir deux zones de forte activité de part et d'autre de la

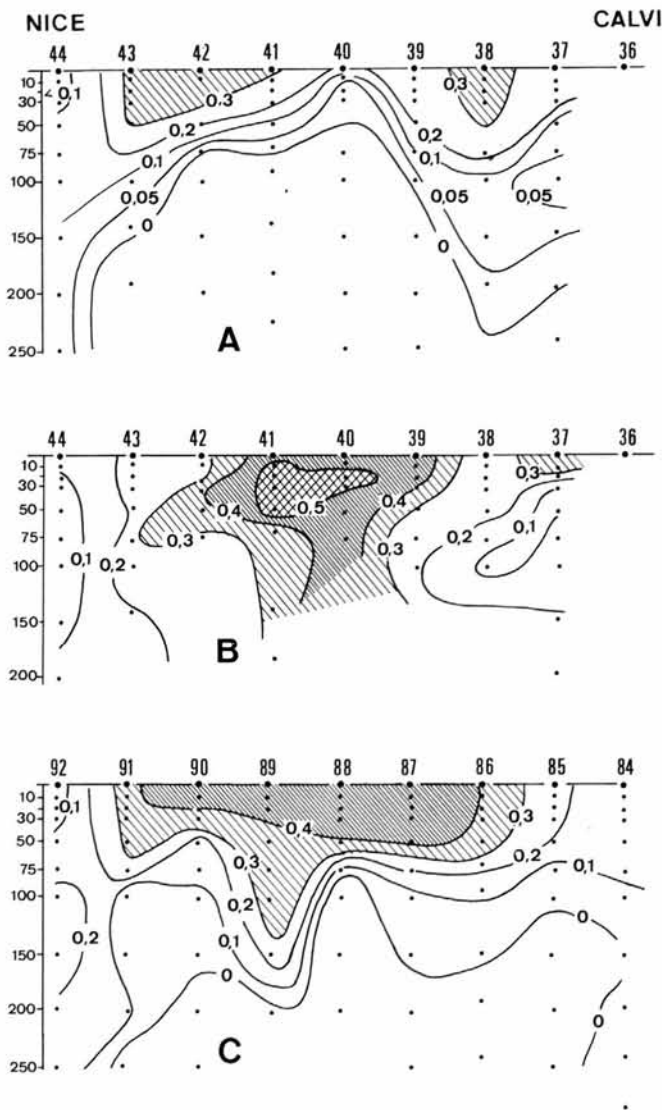


Figure 6

A) Distribution de la fraction d'oxygène biologique ( $\Delta O_2 \text{ bio}$ ) calculée à partir de la consommation de phosphate ( $\Delta PO_4$ ) conformément au modèle de Broenkow. Mise en évidence des deux zones frontales photosynthétiquement actives de part et d'autre de la zone de divergence centrale. B) Distribution de la fraction d'oxygène atmosphérique ( $\Delta O_2 \text{ atm}$ ) sur la coupe Nice-Calvi (Médiprod I, 1<sup>re</sup> partie), calculée par application du modèle de Broenkow (1965) : mise en évidence d'une plus forte aération de la zone centrale. C) Lors de la poussée phytoplanctonique printanière (Médiprod I, 2<sup>e</sup> partie), la production d'oxygène biologique ( $\Delta O_2 \text{ bio}$ ) envahit toute la zone centrale.

A) Distribution of the biological oxygen fraction ( $\Delta O_2 \text{ bio}$ ) calculated from phosphate consumption ( $\Delta PO_4$ ) according to Broenkow. Photosynthetically active frontal zones are shown on each side of the central divergence area. B) Distribution of the atmospheric oxygen fraction ( $\Delta O_2 \text{ atm}$ ) along the Nice-Corsica section (Médiprod I, First leg).  $\Delta O_2 \text{ atm}$  is calculated according to Broenkow (1965). Greatest ventilation occurs in the central area. C) During the phytoplankton spring bloom (Médiprod I, Second leg) the biological oxygen production invades the central area.

zone centrale qui, elle, est surtout aérée physiquement (fig. 6 A et 6 B). Les deux zones pratiquement symétriques ne sont pas autre chose que les zones frontales dont la complexité dans le détail a fait l'objet d'études approfondies ces dernières années (Prieur, 1981 ; Prieur, Tiberti, 1985 ; Boucher *et al.*, 1987). La distribution de la fraction biologique d'oxygène pour la deuxième partie de Médiprod I (fig. 6 C) montre clairement l'invasion de la zone centrale par de fortes productions. On retrouve donc ici, avec l'application du modèle de Broenkow, le bien-fondé de la théorie de la zonation de la production que les membres du Groupe Médiprod avaient développée dans leurs travaux.

La répétition de mesures avec un mois d'intervalle a été favorable à l'établissement d'un bilan d'oxygène biologique, comme nous le montrerons au paragraphe suivant. Par contre, pour l'établissement d'un bilan d'échange d'oxygène avec l'atmosphère, ce système d'évaluation ne convient guère car entre les deux parties de la campagne intervient le changement de saturation comme on l'a déjà mentionné pour la zone du réseau. Remarquons que la distribution des fractions atmosphériques pendant la deuxième partie (non présentée sur la figure) montre à des détails près le même état d'oxygénation en profondeur avec une diminution générale dans la zone centrale. Il est évident que dans cette zone se produit un flux de sortie vers l'atmosphère sous les effets de pression de l'oxygène photosynthétique.

#### RAPPORTS AVEC LA PRODUCTIVITÉ : BILAN DE « PRODUCTION NOUVELLE »

En intégrant sur  $1 \text{ m}^2$  le contenu d'oxygène photosynthétique de chaque station et en poursuivant cette intégration sur toute la radiale Nice-Calvi, on obtient une valeur moyenne représentative de la production d'oxygène. Cette valeur moyenne est pour la première partie de  $20,79 \text{ l m}^{-2}$  et pour la deuxième partie de  $38,82 \text{ l m}^{-2}$ . L'accroissement général sur un mois est de  $18,03 \text{ l m}^{-2}$ , d'où un flux de  $0,61 \text{ m}^{-2}$ . En termes de carbone, ce flux représente  $0,247 \text{ gC m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ . En mesurant par la méthode au  $^{14}\text{C}$  la productivité à chaque station et en l'intégrant sur toute la coupe, on obtient  $0,387 \text{ gC m}^{-2} \text{ j}^{-1}$  (1<sup>re</sup> partie) et  $0,982 \text{ gC m}^{-2} \text{ j}^{-1}$  (2<sup>e</sup> partie), soit  $0,685 \text{ gC m}^{-2} \text{ j}^{-1}$  en moyenne. En admettant que la production évaluée à partir de la consommation du phosphate, qui est la production nette de la communauté pélagique, soit aussi la nouvelle production, le facteur  $f$  d'Eppley et Peterson (1979) devient  $f = 0,247/0,685 = 0,36$ . Cette valeur peut paraître faible pour une poussée printanière dont la caractéristique même est d'être à base de production nouvelle. Quoi qu'il en soit, certains éléments évoqués ici méritent une discussion plus poussée, qui est faite dans l'article de Minas *et al.* (1988). Cette valeur de  $f$  est le résultat d'une nouvelle approche. Elle nous paraît moins criticable que notre précédente valeur de 0,72 (Coste *et al.*, 1972), qui de toute manière pourrait difficilement être maintenue pour les raisons évoquées plus haut.

INTERPRÉTATION DES DIAGRAMMES

L'examen que nous venons de faire des phénomènes provoquant les flux d'oxygène de nature physique et biologique nous a préparés à cet exercice interdisciplinaire qu'est la compréhension des diagrammes entre paramètres hydrologiques et chimiques. Le diagramme collectif O<sub>2</sub>-S contenant les valeurs de la première partie de Médiprod I (fig. 7) montre un

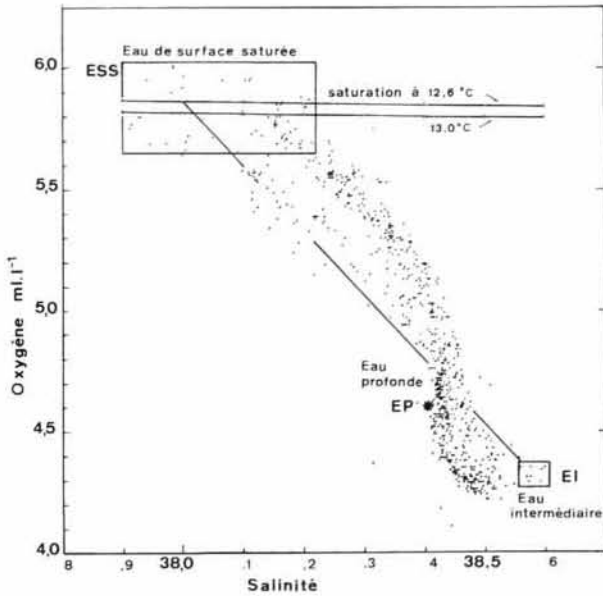


Figure 7  
Diagramme collectif oxygène-salinité correspondant à la première partie de Médiprod I. Les propriétés de l'eau intermédiaire (EI) sont celles prises au niveau de la Corse. Les valeurs de l'eau profonde (4,60 ml l<sup>-1</sup>; 38,405) sont indiquées par Tchernia et Fieux (1971).

Oxygen-salinity scatter diagram corresponding to the Médiprod I cruise data (First leg). The properties of the intermediate water (EI) are those near Corsica. The values for the deep water point (4,60 ml l<sup>-1</sup>; 38,405) are indicated by Tchernia and Fieux (1971).

nuage de points qui peut être assimilé en première approximation à une droite de mélange générale, mais déformée par le fait que le paramètre oxygène, non conservatif, subit les effets biologiques et physiques. On peut imaginer une droite de mélange théorique qui serait celle qui relie le point EI de l'eau intermédiaire au point ESS de l'eau de surface saturée. La salinité de cette dernière est assez variable (37,8 à 38,2) selon que l'on se trouve à la périphérie ou au centre de la divergence. En adoptant une valeur moyenne de 38,0 pour la salinité, la droite théorique imaginaire séparera une zone dans laquelle les points sont disposés au-dessus de la droite, d'une zone où ils sont au-dessous de cette droite et le nuage coupera la droite approximativement pour la salinité de l'eau profonde 38,4. La position des points, décalée par rapport à la droite de mélange, traduit les effets combinés de la pénétration atmosphérique et de la production biologique. L'oxygène atmosphérique prédomine dans les eaux du large (cf. fig. 1 et 6). Le diagramme de la deuxième partie de la campagne, non représenté ici (cf. Minas, 1979), ressemble à celui de la première mais avec la différence que de nom-

breux points correspondant à une salinité élevée (zone du large) sont déportés au-dessus de la droite de saturation. Ceci traduit l'effet de la forte production d'oxygène par la poussée planctonique printanière. La partie du nuage de points située sous la droite de mélange montre une disposition curviligne qui représente le gradient entre l'eau intermédiaire (EI) et l'eau profonde (EP). Cet arrangement curviligne qui, dans le diagramme T-S de la figure 3, correspond à une disposition parfaitement rectiligne (droite de mélange EI-EP) résulte des effets de la consommation biologique d'oxygène (cf. Minas, 1979).

En comparant le diagramme O<sub>2</sub>-S (fig. 8 A) schématisé d'après la figure 7 et le diagramme PO<sub>4</sub>-S (fig. 8 B) schématisé d'après le diagramme collectif de Jacques *et al.* (1973), on constate une dissemblance fondamentale qui vient du fait que le paramètre « oxygène » dans le régime hivernal est non conservatif à double titre. Aux variations biologiques s'ajoutent les effets d'interférence atmosphériques. Il y a des effets de compensation : le point représentatif de l'EP (S = 38,41 ; [O<sub>2</sub>] = 4,60 ml l<sup>-1</sup>) est proche de la grande droite de mélange ES-EP (fig. 8 A) alors que dans le diagramme PO<sub>4</sub>-S, EP (S = 38,41 ; [PO<sub>4</sub>] = 0,45 µatg l<sup>-1</sup>) en est fort éloigné (fig. 8 B). La pénétration d'oxygène atmosphérique a compensé la consommation. La distance de EP à la droite de mélange correspond à un ΔP-PO<sub>4</sub> d'environ 0,25 µatg l<sup>-1</sup>. L'équivalent d'oxygène est de 0,77 ml ou même 0,98 ml si l'on fait la conversion sur la base de ΔO/ΔP = -350. L'eau profonde de néoformation devrait avoir une concentration théorique de 5,37 ou même de 5,58 ml l<sup>-1</sup>. Si en réalité on n'observe pas des concentrations aussi élevées, c'est que les eaux profondes néoformées à l'état pur ne peuvent exister. Elles sont, en effet, plus ou moins masquées par leur effet de mélange avec l'eau profonde plus ancienne. De plus, cette dernière est reventilée d'année en année tant qu'elle reste dans la zone de formation. Dans tous les cas, la présence d'eau néoformée est

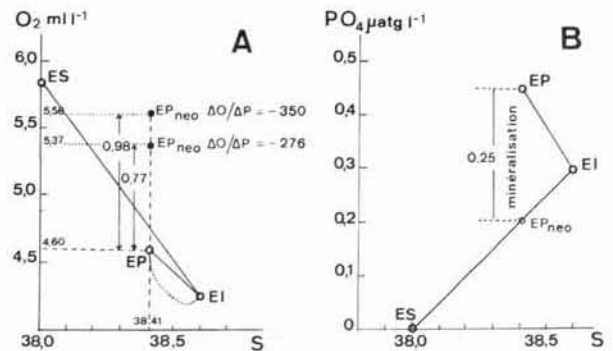


Figure 8  
Représentation schématique du diagramme oxygène-salinité de la figure 7 avec indication de la position théorique des points de l'eau profonde de néoformation (EPneo); les ordonnées des points ont été calculées (8 A) d'après le décalage de l'eau profonde EP par rapport à la droite de mélange dans le diagramme schématique phosphate-salinité (8 B).

Graphic representation of the principal characteristics of the oxygen vs. salinity plot of Figure 7 (8 A). Theoretical positions of the new deep water (EPneo) have been calculated by taking the distance (ΔPO<sub>4</sub> = 0,25 µatg) from EP to the mixing line in the phosphate vs. salinity scheme (8 B).



signalée par des concentrations d'oxygène plus élevées, même si celles-ci ne dépassent pratiquement pas  $5 \text{ ml l}^{-1}$ . Les distributions de l'oxygène données par l'atlas de Miller *et al.* (1970) montrent de telles enclaves plus oxygénées sans que les propriétés thermohalines en soient affectées. Si toutefois ces propriétés sont elles aussi affectées par un régime de variabilité à long terme (formation d'eau profonde précisée par Lacombe *et al.*, 1985), on doit s'attendre à ce que les propriétés géochimiques impriment de façon encore plus marquée leur signature (*cf.* article de Coste *et al.*, 1988).

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le présent travail développe et complète, pour ce qui est des conditions hivernales, une étude plus ancienne (Minas, 1970) sur les flux biologiques et physiques d'oxygène en Méditerranée nord-occidentale. L'état d'oxygénation de l'eau profonde, supérieur à celui de l'eau intermédiaire, provient d'une aération des masses d'eau dans la zone des grands mélanges verticaux. L'invasion d'oxygène atmosphérique, dont les vitesses maximales de transfert sont de l'ordre d'une dizaine de litres, est due à l'abaissement du taux de saturation d'oxygène en surface à la suite d'intrusion dans la couche superficielle de fractions d'eau intermédiaire. L'analyse comparée de diagrammes  $\text{PO}_4\text{-S}$  et  $\text{O}_2\text{-S}$

permet de conclure que la consommation biologique d'oxygène compense approximativement la quantité introduite par aération. Toutefois cette aération, probablement variable en fonction de la rigueur de l'hiver, n'affecte jamais la colonne d'eau sur toute sa hauteur. Les conditions d'application du modèle de Broenkow, très favorables en Mer Ligure, ont permis, grâce à la répartition spatio-temporelle des fractions d'oxygène d'origine biologique et physique, de confirmer nos connaissances déjà anciennes sur la zonation de la production et l'existence de deux poussées planctoniques : celle des zones frontales fonctionnant en hiver et celle, qui est générale, c'est-à-dire la grande poussée printanière. L'évaluation d'une moyenne générale de la production communautaire nette, donc de la production nouvelle (seule génératrice d'un bilan net d'oxygène positif !) permet aussi la détermination du facteur  $f$ , car la campagne Médiprod I comporte un matériel d'observation unique concernant des taux de production mesurés au  $^{14}\text{C}$ . Cette valeur de  $f$ , dont la signification n'est pas encore totalement établie, est paradoxalement faible car elle correspond à une période créatrice de matière organique nouvelle ; en revanche elle a le mérite d'exister et de constituer une approche différente de la mesure encore problématique à l'azote 15. Rappelons que le rapport production nouvelle-production régénérée, dont on sait encore peu de choses dans les milieux océaniques, est un des objectifs majeurs de la recherche future dans ce domaine.

## RÉFÉRENCES

- Berland B., Bonin D., Coste B., Maestrini S., Minas H. J., 1973. Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée Nord-Occidentale. III : Caractérisation des eaux de surface au moyen de cultures d'algues, *Mar. Biol.*, **23**, 267-274.
- Béthoux J.-P., 1980. Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities, *Oceanol. Acta*, **3**, 1, 79-88.
- Béthoux J.-P., Prieur L., 1983. Hydrologie et circulation en Méditerranée nord occidentale, *Pétri. Tech.*, **299**, 25-34.
- Boucher J., Ibanez F., Prieur L., 1987. Daily and seasonal variations in the spatial distribution of zooplankton populations in relation to the physical structure in the Ligurian Sea Front, *J. Mar. Res.*, **45**, 133-173.
- Boutler J., 1971. Photométrie sous-marine : mesures effectuées pendant la mission Médiprod I, *Invest. Pesq.*, **35**, 147-154.
- Broecker W. S., Peng T. H., 1982. *Tracers in the sea*, Lamont-Doherty Geological Laboratory, Palisades, N.Y., 690 p.
- Broecker W. S., Takahashi T., Takahashi T., 1985. Sources and flow patterns of deep-ocean waters as deduced from potential temperature, salinity, and initial phosphate concentration, *J. Geophys. Res.*, **90**, C4, 6925-6939.
- Broenkow W. W., 1965. The distribution of nutrients in the Costa Rica Dome in the eastern tropical Pacific Ocean, *Limnol. Oceanogr.*, **10**, 40-52.
- Coste B., Gostan J., Minas H. J., 1972. Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. I : Structures hydrologiques et distribution des sels nutritifs, *Mar. Biol.*, **16**, 320-348.
- Coste B., Le Corre P., Minas H. J., Morin P., 1988. Les éléments nutritifs dans le bassin occidental de la Méditerranée. Bilan des échanges avec l'Océan Atlantique à Gibraltar, in : *Océanographie pélagique méditerranéenne*, édité par H. J. Minas et P. Nival, *Oceanol. Acta*, n° sp., 87-94.
- Eppley R. W., Peterson B. J., 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature*, **282**, 677-680.
- Gascard J.-C., 1977. Quelques éléments de la dynamique de formation des eaux profondes méditerranéennes, *Thèse Doct. Sci. Univ. Paris VI*, 147 p.
- Gostan J., 1968. Contribution à l'étude hydrologique du bassin liguro-provençal entre la Riviera et la Corse : distribution et variations saisonnières de la température, de la salinité, de l'oxygène et des phosphates minéraux dissous dans les masses d'eau superficielles, intermédiaires et profondes, *Thèse Doct. Sci. Univ. Paris*, 206 p.
- Jacques G., Minas H. J., Minas M., Nival P., 1973. Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. II : Biomasse et production phytoplanctonique, *Mar. Biol.*, **23**, 251-265.
- Jenkins W. J., 1982. Oxygen utilization rates in the North Atlantic subtropical gyre and primary production in oligotrophic systems, *Nature*, **300**, 246-248.
- Jenkins W. J., Goldman J. C., 1985. Seasonal oxygen cycling and primary production in the Sargasso Sea, *J. Mar. Res.*, **43**, 465-491.
- Laborde P., Minas H. J., 1974. Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. IV : Distribution verticale des taux d'adénosine triphosphate et de production primaire, *Mar. Biol.*, **25**, 203-212.

- Lacombe H., Tchernia P., 1960. Quelques traits généraux de l'hydrologie méditerranéenne d'après diverses campagnes hydrologiques récentes en Méditerranée, dans le proche Atlantique et dans le détroit de Gibraltar, *Cah. Océanogr.*, **12**, 527-547.
- Lacombe H., Gascard J.-C., Gonella J., Béthoux J.-P., 1981. Response of the Mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasonal and interannual scales, *Oceanol. Acta*, **4**, 2, 247-255.
- Lacombe H., Tchernia P., Gamberoni L., 1985. Variable bottom water in the western Mediterranean basin, *Progr. Oceanogr.*, **14**, 319-338.
- Miller A. R., Tchernia P., Charnock H., 1970. *Mediterranean Sea Atlas of temperature, salinity, oxygen profiles and data from cruise of R.V. Atlantis and R.V. Chain*, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, 190 p.
- Minas H. J., 1968. Recherches sur la production organique primaire dans le bassin méditerranéen nord-occidental. Rapports avec les phénomènes hydrologiques, *Thèse Doct. Sci., Univ. Aix-Marseille*, 250 p.
- 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., 1971 a. Résultats de la campagne « Médiprod I » du Jean Charcot (1-14 mars 1969 et 3-17 avril 1969), *Cah. Océanogr., suppl. 1*, **23**, 93-144.
- Minas H. J., 1971 b. Résultats préliminaires de la campagne Médiprod I du Jean Charcot (1-15 mars-3-17 avril 1969), *Invest. Pesq.*, **35**, 137-146.
- Minas H. J., 1979. Analyse de diagrammes de facteurs hydrologiques et chimiques (température, salinité, oxygène, sels nutritifs) : application à l'étude du système production-régénération dans les résurgences côtières (côtes NW africaines) et les zones à fort mélange vertical (Méditerranée, Océan Antarctique), *Publ. CNEXO (Actes Colloq.)*, **10**, 21-36.
- Minas H. J., Packard T. T., Minas M., Coste B., 1982. An analysis of the production-regeneration system in the coastal upwelling area off N.W. Africa based on oxygen, nitrate and ammonium distributions, *J. Mar. Res.*, **40**, 615-641.
- Minas H. J., Minas M., Packard T. T., 1986. Productivity in upwelling areas deduced from hydrographic and chemical fields, *Limnol. Oceanogr.*, **31**, 1182-1206.
- Minas H. J., Minas M., Coste B., Gostan J., Nival P., Bonin M.-C., 1988. Production de base et de recyclage ; une revue de la problématique en Méditerranée nord-occidentale. in : *Océanographie pélagique méditerranéenne*, édité par H. J. Minas et P. Nival, *Oceanol. Acta*, n° sp., 155-162.
- Nielsen J. N., 1912. Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters, *Rep. Dan. Oceanogr. Exped. 1908-1910*, **1**, 77-192.
- Nival P., Nival S., Thiriot A., 1975. Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. V : Biomasse et production zooplanctonique. Relations phyto-zooplankton, *Mar. Biol.*, **31**, 249-270.
- Platt T., Harrison W. G., 1985. Biogenic fluxes of carbon and oxygen in the ocean, *Nature*, **318**, 55-58.
- Prieur L., 1981. Hétérogénéité spatio-temporelle dans le bassin liguro-provençal, *Rapp. Comm. Inter. Mer Médit.*, **27**, 177-179.
- Prieur L., Tiberti M., 1985. Identification et échelles des processus physiques et biologiques responsables de l'hétérogénéité spatiale près du front de Mer Ligure, *Rapp. Comm. Inter. Mer Médit.*, **29**, 35-36.
- Redfield A. C., 1948. The exchange of oxygen across the sea surface, *J. Mar. Res.*, **7**, 347-361.
- Redfield A. C., Ketchum B. H., Richards F. A., 1963. The influence of organisms on the composition of sea water, in : *The sea, ideas and observations on progress in the study of the sea, vol. 2*, édité par M. N. Hill, Interscience, New York, 26-77.
- Takahashi T., Broecker W. S., Langer S., 1985. Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces, *J. Geophys. Res.*, **90**, C4, 6907-6924.
- Tchernia P., 1974. De l'Antarctique à la Méditerranée, in : *Processus de formation des eaux profondes océaniques en particulier en Méditerranée occidentale*, *Colloq. Inter. CNRS*, **215**, 17-21.
- Tchernia P., Fieux M., 1971. Résultats des observations hydrologiques exécutées à bord du N/O « Jean Charcot » pendant la campagne Médoc 1969 (30 janvier-28 février ; 18-31 mars), *Cah. Océanogr. suppl. 1*, **23**, 1-91.
- Weiss R. F., 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater, *Deep-Sea Res.*, **17**, 721-735.
- Wüst G., 1960. Die Tiefenzirkulation des Mittelländischen Meeres in den Kernschichten des Zwischen- und des Tiefenwassers, *Dtsch. Hydrogr. Z.*, **13**, 105-131.