الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
المعهد الوطني لعلوم البحر و تهيئة الساحل
Institut National des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral

Mémoire de fin d'études

Pour l'obtention du diplôme d'ingénieur en sciences de la mer

Option : Environnement marin

Thème :

Etude des variations spatio-temporelles des sels nutritifs, de l'oxygène dissous et de la chlorophylle dans le bassin algérien

Réalisé par :
Lynda HAMAOUI

Soutenu le 04 Juillet 2006 devant le jury :

Présidente : Mme N. OULD-AHMED, MACC (ISMAL)
Examinatrice : Mme F. HOUMA-BACHARI, MACC (ISMAL)
Examinatrice : Mme H.S. KORICHI, MACC (ISMAL)
Encadreur : Mme F. LOUANCHI, MC (ISMAL)

Promotion 2006

SOMMAIRE

INTRODUCTION 1

CHAPITRE I : GENERALITES 2

I.1 La Méditerranée occidentale 2
I.1.1 Météorologie et interactions mer – atmosphère dans la Méditerranée occidentale.. 2
I.1.2 Circulation des eaux dans la Méditerranée occidentale 2
I.I.2.1 Circulation de surface 2
I.I.2.2 Eau levantine intermédiaire (LIW) 3
I.I.2.3 Eau méditerranéenne profonde 5
I.1.2.4 Mouvements verticaux ascendants : divergences et remontées 5
I.I.3 Les sels nutritifs et la production primaire dans la Méditerranée occidentale 6
I.2 Le bassin algérien 7
I.2.1 Situation géographique du bassin algérien..... 7
I.2.2 Hydrologie du bassin algérien 7
I.2.3 Réponse biologique à la dynamique des eaux 8
I.3 Les sels nutritifs 8
I.3.1 Définition, source et rôle des sels nutritifs..... 8
I.3.2 Différentes formes des sels nutritifs 8
I.3.2.1 Nitrites (NO_2^-) et nitrates (NO_3^-) 8
I.3.2.2 Orthophosphates 10
I.3.2.3 Silicates 11
I.3.3 Rapports de Redfield 11
I.4 L'oxygène dissous 11
I.5 Production primaire, chlorophylle et reminéralisation de la matière organique 12
I.5.1 Production primaire et Chlorophylle 12
I.5.1.1 Nouvelle production 12
I.5.1.2 Production régénérée 13
I.5.2 Reminéralisation 13

CHAPITRE II : MATERIEL ET METHODES... 14

II.1 Matériel 14
II.1.1 La base de données MEDAR/MEDATLAS 14
II.1.2 Les données CZCS pour la chlorophylle 14
II.2 Méthodes 15
II.2.1 Reconstitution des climatologies mensuelles des différents paramètres 15
II.2.1.1 Climatologie régionale 15
II.2.1.2 Climatologies mensuelles 16
II.2.2 Analyse de données et méthodes de calcul 18
II.2.2.1 Les diagrammes T-S 18
II.2.2.2 Rapports N/P..... 19
II.2.2.3 Calcul de la pression partielle du CO_2 dans l'eau de mer ($p\,CO_2$)..... 19
II.2.2.4 Calcul des flux d'oxygène et de gaz carbonique..... 20
II.2.2.5 Calcul de la production primaire à partir de la chlorophylle..... 20
II.2.2.6 Estimation des taux de la nouvelle production (NP) et de la

reminéralisation (RM)..... 20
II.2.2.7 *f*-ratio.....21

CHAPITRE III : RESULTATS ET INTRPRETATION

III. 1 Hydrologie du bassin algérien 22
III.1.1 Cycles annuels à 0 et 125 m et distribution verticale de la température et de la salinité 22
III.1.2 Diagrammes T/S 26
III.2 Les éléments biogéochimiques dans le bassin algérien 30
III.2.1 Sels nutritifs..... 30
III.2.1.1. Cycles annuels des nitrates/nitrites, des phosphates et des silicates à 0 et à 125 m 30
III.2.1.2 Les rapports ΔN/ΔP 35
III.2.2 Cycles annuels en surface de la chlorophylle .....
hn38
III.2.3 Oxygène dissous et UAO 40
III.2.4 Alcalinité Totale (AT) et pression partielle du gaz carbonique (pCO_2).....
..... 40
III.2.5 Les flux de gaz carbonique (FCO_2) et de l'oxygène (FO_2) 41
III.3 Production – Reminéralisation..... 46
III.3.1 Production primaire 46
III.3.2 Nouvelle Production et *f*–ratio 47
III.3.3 Taux et rapports de reminéralisation 48

CONCLUSION 52

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES
LISTES DES FIGURES ET TABLEAUX
ANNEXES

INTRODUCTION

Le bassin algérien, auquel on s'intéresse dans cette étude, est une région très importante de la Méditerranée, car il constitue une zone clé pour la circulation des eaux dans cette mer. De nombreuses études dans ce bassin ont essentiellement porté sur la physique et la circulation des eaux. Le bassin algérien est dominé par la dynamique du courant du même nom qui est vigoureuse et qui va contrôler le fonctionnement géochimique et biologique de toute la zone.

Dans le cadre de ce travail, nous nous basons sur l'ensemble des données historiques recueillies dans cette région pour construire une image climatologique de l'hydrologie et du fonctionnement bio-géochimique de cette zone de la Méditerranée.

Les objectifs que nous nous fixons sont de:

1) Caractériser les cycles annuels des paramètres hydrologiques et géochimiques disponibles
2) Identifier les processus qui font varier ces paramètres à l'échelle de l'année tant en surface qu'en subsurface
3) Estimer les productions biologiques à partir de méthodes indirectes pour avoir un aperçu de la fertilité de ce bassin
4) Reconstruire à partir des données disponibles, les paramètres qui n'ont jamais été mesurés dans cette région afin d'obtenir une première estimation de leur variabilité moyenne.

Pour ce faire, le travail présenté est subdivisé en trois parties :

- Un premier chapitre est consacré à une synthèse sur l'hydrologie de la Méditerranée Occidentale, en général, et du Bassin Algérien, en particulier, et sur certains éléments biogéochimiques, notamment les cycles des sels nutritifs dans l'eau de mer.
- Un second chapitre présente le matériel et les méthodes dans lequel nous présentons les bases de données utilisées, les étapes suivies pour la construction des climatologies et les méthodes de travail et de calcul.
- Un troisième chapitre est consacré aux résultats et à leur interprétation. Les climatologies ainsi obtenues sont utilisées pour mieux comprendre les variations saisonnières et spatiales (verticale et longitudinale) des différents paramètres considérés et d'estimer à partir de ceux-ci la fertilité du Bassin Algérien et son rôle dans le piégeage du gaz carbonique atmosphérique.

Une conclusion générale complétera cette contribution.

CHAPITRE I : *GENERALITES*

I.1 La Méditerranée occidentale :

Les études faites sur la méditerranée s'intéressent peu à ses ressources biologiques puisque c'est une mer oligotrophe. Par contre elle constitue un véritable océan en miniature, d'accès facile, qui permet d'observer certains événements fondamentaux de la circulation marine comme la circulation thermohaline mondiale, car il existe en Méditerranée, un système de "Tapis roulant" analogue, dont l'étude est plus aisée étant donné les zones d'occurrence en région accessible **(Jaques et Tréguer, 1986)**.

I.1.1 Météorologie et interactions mer – atmosphère dans la Méditerranée occidentale:

Etant une mer semi fermée et exposée à un climat sec et chaud, elle est sujette à une grande évaporation d'eau dépassant ainsi les apports fluviaux et les précipitations, elle est donc en déficit hydrique. L'équilibre du bilan hydrique est assuré par ses échanges avec l'océan atlantique.

Le climat joue un grand rôle dans l'établissement des principales conditions régnant sur le bassin qui déterminent la circulation de surface et l'existence de mélanges verticaux, selon Nielsen (1912) : « l'évaporation est maximale en hiver alors que la température superficielle est abaissée par l'action des vents froids continentaux. La densité superficielle augmente alors de telle sorte que les courants verticaux de convection se développent ; lorsque les conditions extrêmes sont rencontrées, elles peuvent s'étendre à l'ensemble de la colonne d'eau entraînant ainsi un renouvellement de l'eau profonde ».

Le bassin méditerranéen se situe au confluant de quatre masses d'air : l'anticyclone des Açores, les basses pressions d'Islande, les hautes pressions hivernales du nord de l'Europe et, quelques fois, les basses pressions sahariennes.

L'apparition de centres de basses pressions (causées par l'anticyclone des Açores et l'échauffement des surfaces continentales à l'est et au sud du bassin), en été, fait que le bassin oriental est battu par des vents de nord et que le bassin sud occidental est soumis à un régime de vents d'est. En hiver, à la bordure septentrionale du bassin, les vents sont de secteur nord, secs et froids (mistral et Tramontane) et de vastes mouvements de cyclose affectent la colonne d'eau, surtout dans le bassin liguro provençal **(Jacques et Tréguer, 1986).**

I.1.2 Circulation des eaux dans la Méditerranée occidentale:

I.1.2.1 Circulation de surface :

- **Circulation générale :**

La circulation générale de surface est gouvernée, globalement par la force de Coriolis. Toutes les masses d'eau (eau atlantique, AW et eau méditerranéenne MWs) qui circulent à l'échelle du bassin tendent à suivre, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, les isobathes à leur propre niveau et à décrire, dans les deux bassins, des gyres quasi permanentes de quelques dizaines de Km d'épaisseur et de quelques milliers de Km de long, le long de la pente continentale (Fig. 1) **(Millot and Taupier-Letage, 2004).**

- **L'eau atlantique :**

A cause de la diminution du niveau de la mer (déficit hydrique), une eau d'origine atlantique pénètre en surface dans le bassin méditerranéen, pour compenser ce déficit. L'eau atlantique (AW) est caractérisée par une température s'échelonnant de 15 à 16 °C, une salinité de 36-37 psu et une densité de 1,026-1,027. En progressant à l'intérieur de la mer, l'AW entrante est modifiée continuellement, d'où le nom de l'eau atlantique modifiée (MAW), premièrement à cause des interactions avec l'atmosphère, mais aussi à cause du mélange avec une eau atlantique ancienne restée en surface et avec des eaux sous-jacentes. Tout au long de son cheminement, l'AW est réchauffée saisonnièrement (jusqu'à 20-28 °C dans la couche de mélange) ou rafraîchie (descendre jusqu'à 13 °C ou moins localement), mais, dans l'ensemble, la salinité ne fait qu'augmenter (jusqu'à 38-39 psu) et l'eau devient plus dense (jusqu'à 1,028-1,029) (**Millot and Taupier-Letage, 2004**).

En entrant par le détroit de Gibraltar, l'eau Atlantique est , tout d'abord, dirigée vers le nord à cause de l'orientation du détroit, puis elle décrit une gyre dans le sens des aiguilles d'une montre à l'ouest de la Mer d'Alboran, entre l'Espagne et le Maroc. Elle décrit, généralement, une deuxième gyre à l'est de cette même mer, entre l'Espagne et l'Algérie. En dehors de la Mer d'Alboran, l'AW se restructure le long de la côte algérienne aux environs de 0°, notamment, à cause de la force de Coriolis. Ici, la gyre du Bassin Occidental commence à être nettement identifiée et montre des particularités qui permettent de reconnaître le Courant Algérien et le système spécifique associé. Le parcours de l'AW le long des côtes algériennes est détaillé plus loin (§ I.2.2). Annuellement, l'AW coule le long des côtes ouest de la Sardaigne et la Corse **(Millot and Taupier-Letage, 2004),** formant ainsi le Courant Ouest Corse **(Albérola et al., 1995).** Un tiers du flux de l'AW **(Millot, 1987)** circule dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour de la Mer Tyrrhénienne en longeant la côte nord de la Sicile et les côtes italiennes et franchît ensuite le Canal de Corse en formant le Courant Est Corse. Ces 2 courants fusionnent dans le golfe de Gênes pour donner naissance au courant nord dont la circulation est cyclonique et annuelle depuis la mer Ligure jusqu'à la mer catalane, le long du talus continental des côtes italiennes, françaises et espagnoles **(Albérola et al., 1995)**.

La circulation dans le golfe du Lion, dont le plateau continental est à une profondeur moyenne de 90 m jusqu'à l'aplomb du talus au sud, est influencée par le panache du Rhône, le vent et la circulation générale. L'influence du fleuve peut être négligée du point de vue dynamique. Celle du vent (vent nord-ouest, Mistral et Tramontane) fait apparaître des upwellings le long des côtes de Provence, de Camargue et du Languedoc. Par ailleurs, l'influence de la circulation générale se manifeste par le fait que le courant nord est perturbé par les différents canyons qui le coupent, entraînant ainsi une turbulence, une partie du courant se détache alors de la veine principale à l'est du golfe pour pénétrer dans le plateau continental et longer la côte (Fig. 1).

I.1.2.2 Eau levantine intermédiaire (LIW) :

La LIW se forme à partir de la convection hivernale dans la partie nord de la Mer Levantine, le long de la pente des îles de l'Arc Crétois,de Rhodes à Crète et au Péloponnèse **(Millot and Taupier-Letage, 2004)**.

Elle est située, au départ, entre 150 et 400 m de profondeur et est caractérisée par une température comprise entre 15 et 16°C et une salinité de 39,1 à 39,2 psu **(El-Gindy and El Din, 1986)**. La topographie et les côtes semblent avoir un rôle important sur la circulation, principalement due à la gravité, de l'eau levantine.

Une petite partie de cette eau entre dans le sud de la Mer Egée, où elle se mélange avec l'AW, en hiver, pour former l'AeDW (eau égéenne profonde). La majeure partie de la LIW circule le long de la pente au sud de l'île de Crète, dont une partie est entraînée par le système tourbillonnaire (au large du Péloponnèse et de lerapetra), induit par le vent, vers le large, et la partie qui continue de prolonger la pente, pénètre,en partie, dans le sud de l'Adriatique où elle se mélange avec l'AW, en hiver, pour former l'AdDW (eau adriatique profonde) et le reste de la LIW progresse vers l'ouest le long de la pente jusqu'au Canal de Sicile, où la grande partie passe dans le bassin occidental. Cependant, toute la LIW qui contourne le Canal de Sicile et qui demeure associée au gradient de pression,va recirculer le long de la pente autour du bassin oriental dans sa grande partie **(Millot and Taupier-Letage, 2004)**.

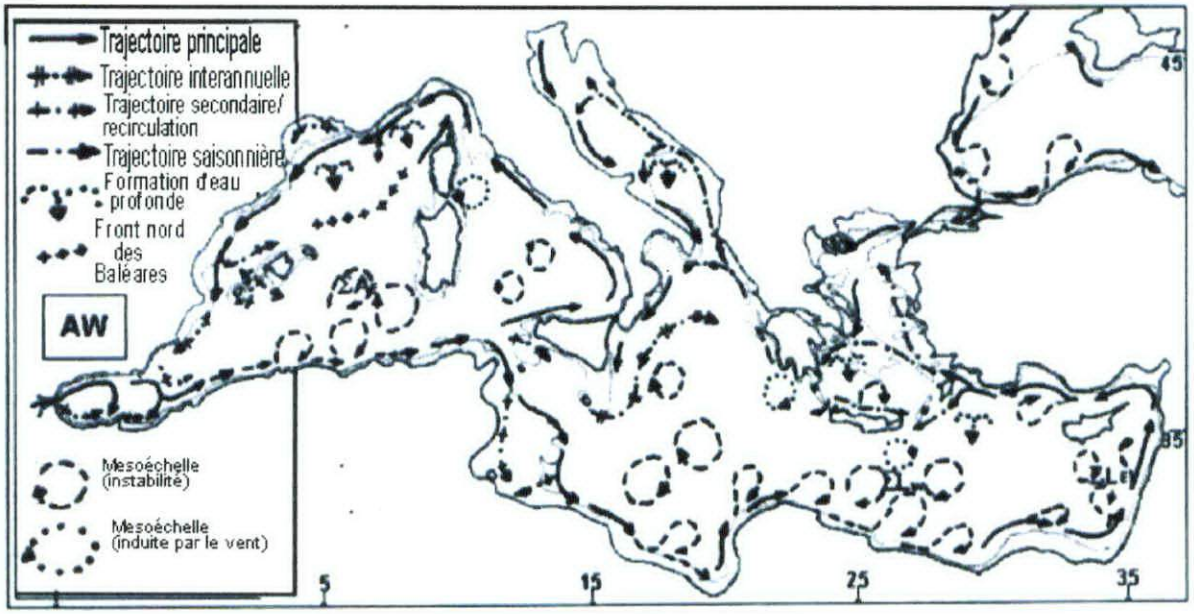


Fig. 1. Circulation de l'eau atlantique (AW) dans toute la Méditerranée. Le trait fin correspond à l'isobathe -200 m. $\sum A_E$, $\sum L_W$, $\sum L_E$ correspondent aux zones d'accumulation de tourbillons dans, respectivement, l'est algérien, l'ouest levantin et l'est levantin, **(Millot and Taupier-Letage, 2004)**.

A l'intérieur du Canal de Sicile, la LIW circule le long de la pente sicilienne et contourne la Sicile, s'accumule dans le Bassin Tyrrhénien en longeant la côte italienne. Une partie franchit le canal de Corse et la majeure partie suit un circuit cyclonique autour de ce bassin et sort par le canal de Sardaigne pour remonter, ensuite, vers le nord le long de la côte ouest de Sardaigne et de la Corse **(Millot and Taupier-Letage, 2004)** rejoignant la partie sortante par le canal de Corse. Le tout suit le talus continental le long des côtes françaises et espagnoles **(Millot, 1987)**, dont une partie sort par le détroit de Gibraltar et une autre partie entraînée par l'eau de surface d'origine atlantique venant de la mer d'Alboran, suit les côtes algériennes **(Millot, 1994)** (Fig. 2).

I.1.2.3 Eau méditerranéenne profonde :

En ce qui concerne le bassin méditerranéen, l'eau profonde se forme en mer Ligure et au large du golfe du Lion **(Millot, 1994)**. L'eau méditerranéenne profonde représente la plus grande quantité d'eau de l'ensemble de la Méditerranée occidentale. Sa formation est due à la convection hivernale intense sous l'influence de vents froids et secs **(Millot, 1994)** de secteur nord et nord-ouest : le Mistral et la Tramontane, qui entraînent l'augmentation de la

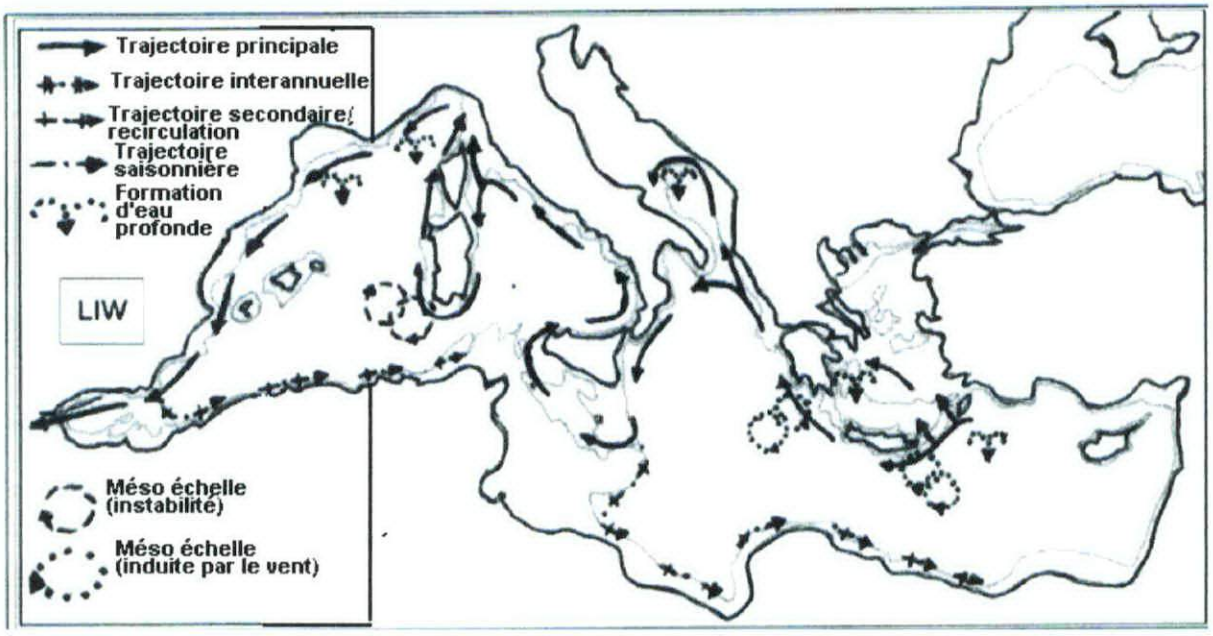


Fig. 2. Circulation de l'eau levantine intermédiaire (LIW) dans la Méditerranée. Le trait fin représente l'isobathe -500 m **(Millot and Taupier-Letage, 2004)**.

densité des couches superficielles de l'eau atlantique modifiée et de l'eau levantine qui deviennent plus denses que les couches inférieures, donc, plongent et se mélangent verticalement aux autres eaux. La masse d'eau profonde est composée de 1/4 à 1/3 d'eau d'origine atlantique et de 2/3 à 3/4 d'eau levantine par rapport au volume sortant de Méditerranée par le détroit de Gibraltar **(Millot, 1987)**. Elle se situe entre 800 et 3000 m de fond et est caractérisée par une température froide comprise entre 12,7 et 13,0 °C et une salinité relativement peu élevée variant de 38,40 à 38,48 psu. L'eau méditerranéenne profonde suit un circuit cyclonique le long du talus continental vers l'ouest pour sortir enfin de la Méditerranée en franchissant le détroit de Gibraltar **(Millot, 1994)** (Fig. 3).

Donc, la Méditerranée est une machine qui transforme l'eau atlantique qui est rencontrée juste à l'ouest du Détroit de Gibraltar en une eau plus dense qui est reconnue à 1000-2000 m dans l'Océan Atlantique Nord Ouest **(Millot and Taupier-Letage ; 2004).**

I.1.2.4 Mouvements verticaux ascendants : divergences et remontées :

Bien que la Méditerranée soit une mer oligotrophe, il existe quand même, quoique occasionnellement, des mouvements ascendants qui ramènent des sels nutritifs dans la couche euphotique.

Cet apport d'eau profonde peut s'expliquer par 4 mécanismes **(Jacques et Tréguer, 1986)**:

- La circulation cyclonique comme celle du Bassin Liguro-Provençal.
- Remontée d'eau à la bordure nord des tourbillons anticycloniques du courant atlantique (mer d'Alboran le long des côtes espagnoles).
- Remontées côtières par l'effet du vent, notamment, dans la partie septentrionale du bassin (vents du nord).
- Mélange vertical hivernal.

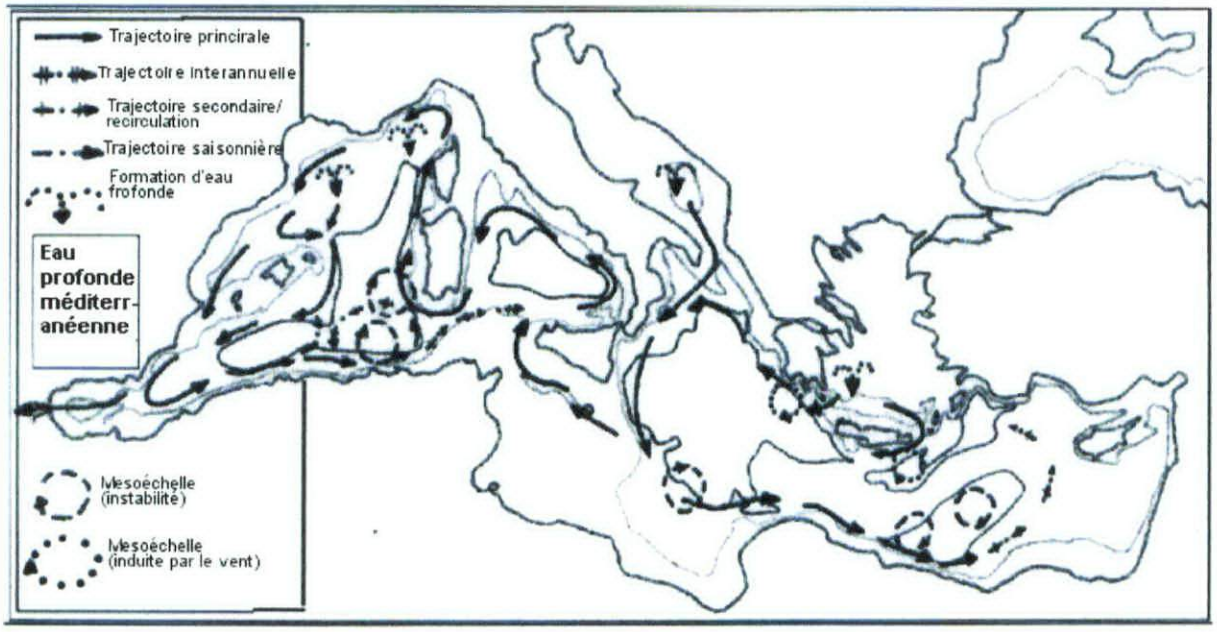


Fig. 3. Circulation de l'eau profonde en Méditerrané, les lignes fines représentent, respectivement, selon l'épaisseur croissante, les isobathes 1000 m et 2750 m **(Millot and Taupier-Letage, 2004)**.

I.1.3 les sels nutritifs et la production primaire dans la Méditerranée occidentale :

A l'exception des zones littorales situées au débouché des fleuves et celles de divergence, la Méditerranée est bien une mer oligotrophe. Cette oligotrophie est inhérente à la faiblesse des apports telluriques **(Jacques et Tréguer, 1986)**. A toutes les profondeurs, ses concentrations en sels nutritifs sont très faibles en la comparant avec l'océan mondial. Cela est dû à son régime hydrologique puisque, elle reçoit par le détroit de Gibraltar, un courant d'eau superficielle atlantique déjà appauvrie en nutriments par l'activité biologique.
A l'intérieur du bassin, les apports continentaux augmentent les teneurs initiales des eaux entrantes en sels nutritifs qui ne s'accumulent pas car, ils sont captés et précipités par les organismes marins, puis évacués par le contre courant profond sortant à Gibraltar, qui est nettement plus riche que l'eau atlantique entrante. Donc, les teneurs de la Méditerranée en sels nutritifs restent très inférieures à celles de l'océan avec lequel elle communique.
Le rapport N/P est voisin en Méditerranée occidentale de 20, alors qu'il n'est de 15 à 16 pour l'océan mondial. Cela peut être dû à un taux de fixation élevé de l'azote atmosphérique par l'écosystème méditerranéen : posidonie, bactério-plancton pélagique, ..., **(Copin-Montégut, 1996)**, ou bien à un déficit généralisé mais modéré en phosphates **(Jacques et Tréguer, 1986)**.

La Méditerranée est caractérisée par une production primaire faible, de l'ordre de 125 g C m^{-2} an^{-1} **(Antoine et al., 1996)**.

La nouvelle production en Méditerranée (*cf* p. 13) est liée aux apports de nutriments par l'eau atlantique de surface, les dépôts terrigènes et les flux marins ascendants **(Béthoux et al., 1998)**.

I.2 Le bassin algérien :

I.2.1 Situation géographique du bassin algérien :

Le bassin algérien est localisé au sud du bassin occidental méditerranéen à une latitude de 35° à 40° Nord pour une longitude de 2° Ouest à 7° 45 Est. Il est situé à l'est de la Mer d'Alboran, entre l'Algérie au sud, les Iles Baléares au nord ouest et la Sardaigne au nord est **(Benzohra and Millot, 1994)**.

I.2.2 Hydrologie du Bassin Algérien :

Le bassin algérien constitue une zone clé pour la circulation générale dans la Méditerranée occidentale **(Puillat et al., 2002)**, un réservoir où l'eau d'origine atlantique s'accumule avant de s'écouler vers le nord et vers l'est **(Millot, 1985)**.

Le courant algérien correspondant au flux de l'eau atlantique modifiée (MAW) le long du talus algérien où ses caractéristiques sont particulières, est initialement un courant côtier (aux alentours de 0°) de quelques dizaines de km de large et quelques centaines de km d'épaisseur. Ce courant est instable car il génère deux types de phénomènes à méso-échelle observés de ~ 0° à 8°E. La plupart du temps, il engendre des séries de tourbillons relativement peu importants et peu profonds qui n'ont pas de conséquences significatives sur la circulation des masses d'eau. Cependant, ce courant forme, occasionnellement, de larges méandres qui ont des conséquences dramatiques sur la circulation de ces masses d'eau **(Millot and Taupier-Letage, 2004)**. La trajectoire de ces tourbillons et méandres commence par une propagation vers l'est, le long de la pente algérienne, de quelques km/j, alors qu'en s'intégrant à l'intérieur d'un méandre, l'eau coule à une vitesse d'environ 50 km/j.

A proximité du canal de Sardaigne, quelques tourbillons se détachent de cette pente et se propagent le long de celle de Sardaigne. Il est supposé que les tourbillons suivent, ensuite, un circuit dans le sens des aiguilles d'une montre dans la partie orientale du bassin. Seuls les tourbillons anticycloniques peuvent se développer et atteindre un diamètre au dessus de 200 km avec une extension en profondeur. Par une étude interdisciplinaire au large de l'Algérie (ELISA, 1997-1998) et une étude d'une série d'images satellitaires NOAA/AVHRR pendant 3 ans, on a montré que la durée de vie de ces tourbillons peut atteindre 3 ans **(Puillat et al., 2002)**. Aux frontières de ces tourbillons, le long des côtes africaines, apparaissent des panaches d'eau froide indicateurs de résurgence. Ces remontées ne dépendent pas, en priorité, du vent ni ne sont attachées à la topographie de la côte ou du fond, mais étroitement liées aux formations tourbillonnaires **(Jacques et Tréguer, 1986)**.

En ce qui concerne la LIW, une partie de celle-là est arrachée de la veine principale, déjà décrite plus haut, par les tourbillons algériens à méso échelle. Puisque il y a souvent un de ceux-ci qui interagit avec la veine, des fragments sont presque constamment entraînés à l'intérieur des tourbillons, éventuellement à travers le bassin algérien centre. Les fragments sont finalement libérés dans le Bassin Central, ce qui est peut être dû à la disparition des tourbillons. Ils peuvent être identifiés pendant longtemps et/ou loin vers l'est, ce qui signifie que le mélange à l'intérieur du tourbillon est faible **(Millot and Taupier-Letage, 2004)**

I.2.3 Réponse biologique à la dynamique des eaux :

Les données des campagnes ELISA ont montré que les tourbillons algériens étaient, en général, des zones défavorables pour le développement phytoplanctonique, car anti-cycloniques. Ils peuvent cependant correspondre temporairement à des zones de plus forte biomasse phytoplanctonique. Les séries temporelles de CTD/Fluorescence couplées à l'imagerie satellitaire visible SeaWiFS ont en particulier montré que le bloom phytoplanctonique saisonnier n'intervient pas de façon homogène à l'échelle du bassin, car il est modulé par la dynamique de moyenne échelle. Le schéma qui semble se dégager est le suivant : en décembre - janvier le bloom est établi et limité au Courant Algérien, qui exclut , cependant, les zones centrales des tourbillons qui s'y trouveraient. En février le bloom s'établit dans les tourbillons côtiers, puis en mars dans les tourbillons du large. En règle générale le bloom est très peu prononcé dans la zone du large en dehors des tourbillons. Ce schéma d'ensemble est modulé par les interactions du Courant Algérien avec les tourbillons, d'où une grande variabilité spatiale et temporelle **(Millot and Taupier-Letage, sous presse)**.

I.3 Les sels nutritifs :

I.3.1 Définition, source et rôle des sels nutritifs :

Il a été mis en évidence que les éléments qui risquent, le plus, de limiter la photosynthèse sont l'azote, le phosphore et le silicium ; on les appelle les éléments nutritifs. La disparition complète de ces éléments fixe la valeur de fertilité des eaux de mer.
Les organismes photosynthétisent leur substrat à partir des éléments présents dans le milieu marin, essentiellement, sous leur forme oxydée : CO_2, H_2O, NO_3^-, PO_4^{3-} et aussi $Si(OH)_4$ pour les structures dures qui accompagnent certains de ces organismes **(Copin-Montégut, 1996)**.

Ils sont issus des continents par transport fluviatile et éolien, des sédiments par diffusion et du volcanisme sous-marin, mais l'origine principale est interne et correspond aux flux verticaux et à leur régénération à partir de la matière organique issue de la photosynthèse effectuée par les organismes autotrophes dans la couche euphotique **(Levitus et al., 1993)**.

Leur rôle en milieu marin réside dans le fait qu'ils forment un substrat chimique primordial pour le phytoplancton. Donc la richesse d'une eau marine en sels nutritifs reflète sa fertilité. Ce sont en outre des traceurs chimiques non conservatifs (gouvernés par les facteurs physiques, chimiques et biologiques) constituant un outil capital pour la caractérisation et l'identification des masses d'eau et la compréhension de certains phénomènes océaniques : circulation des eaux, production primaire marine, cycles biogéochimiques de certains éléments chimiques et autres, notamment, en Méditerranée **(Béthoux et al., 1998)**.

I.3.2 Différentes formes des sels nutritifs :

.I.3.2.1 Nitrites (NO_2^-) et nitrates (NO_3^-) :

Les nitrites résultent de l'oxydation de l'ammonium (NH_4^+) par des bactéries (nitrosomonas), appelée nitrosation qui s'effectue selon la réaction suivante :

$$NH_4^+ + OH^- + 3/2\ O_2 \longrightarrow NO_2^- + H^+ + 2H_2O$$

Ils sont issus aussi de la réduction des nitrates dans les milieux anoxiques ou pauvres en oxygène et aussi des excrétions des organismes. Puisque les nitrites sont des formes

intermédiaires relativement fugaces entre l'ammonium et les nitrates, leur concentration dans l'eau de mer varie de 0 à quelques micromoles par litre. Dans des cas rares, leurs teneurs peuvent atteindre 10 à 20 µmoles/l (phénomène de dénitrification). Les zones de remontée d'eau profonde où la production primaire est forte, sont enrichies en nitrites provenant de l'excrétion directe ou de la décomposition des composés azotés rejetés pas les organismes **(Aminot et Chaussepied, 1983)**.
Les nitrates résultent de l'oxydation des nitrites par des bactéries (nitrobacter) appelée nitratation qui s'effectue selon la réaction suivante :

$$NO_2^- + ½\ O_2 \longrightarrow NO_3^-$$

L'ion nitrate qui est thermodynamiquement stable est l'espèce la plus utilisée lors de la photosynthèse, **(Copin-Montégut, 1996)** et la plus répandue dans l'océan (environ 65% du stock de l'azote). Etant une substance nutritive, sa concentration varie très largement. Les teneurs les plus élevées se situent au niveau des eaux intermédiaires.

Cycle biogéochimique de l'azote dans l'eau de mer : **(Copin-Montégut, 1996)**

- **Photosynthèse :**

Les organismes autotrophes photosynthétisent, en captant et utilisant l'énergie lumineuse pour réduire les formes inorganiques de l'azote et du carbone, des composés organiques de l'azote et du carbone.
Les nitrates absorbés par les cellules sont réduits en deux étapes avant d'être incorporés dans la matière organique selon le schéma réactionnel suivant :

$$NO_3^- \longrightarrow NO_2^- \longrightarrow NH_4^+ \longrightarrow N_{org}$$

- **Nitrification :**

La décomposition des matières organiques azotées qui se fait par une réaction qui est globalement l'inverse de la photosynthèse, est spontanée en présence d'O_2. Différents phénomènes reflétant cette réaction (respiration, excrétion, prédation et passage à travers réseau trophique, attaque bactérienne) aboutissent à l'émission dans le milieu marin de composés azotés plus ou moins simples et d'ions ammonium.
La minéralisation va jusqu'au stade final par le biais de bactéries aérobies spécialisées. La transformation de N_{org} en NH_4^+ est appelée : *ammonification*. L'oxydation de NH_4^+ en NO_2^- puis en NO_3^- est dite nitrification qui se fait suivant deux étapes qui sont la nitrosation et la nitratation déjà décrites plus haut.

- **Fixation d'azote moléculaire :**

La fixation d'azote moléculaire est la réaction inverse de la dénitrification. Elle est assurée par le biais de micro-organismes, bactéries vraies et cyanobactéries. Elle s'effectue selon le schéma réactionnel suivant :

$$2\ N_2 + 4\ H^+ + 3\ CH_2O + 3\ H_2O \longrightarrow 4\ NH_4^+ + 3\ CO_2$$

Distribution verticale des nitrates :

La couche mélangée des océans est généralement appauvrie en nitrates, avec des teneurs souvent inférieurs à 1 $\mu mol.kg^{-1}$, ou parfois nulle. Lorsque c'est le cas, le phytoplancton cherche un compromis entre la lumière et la disponibilité des nutriments, d'où l'existence d'un pic de chlorophylle au niveau de la base de la couche de mélange. Dans les couches sous-jacentes, les concentrations augmentent jusqu'au niveau des eaux intermédiaires, vers 800 à 1000 m, où elles atteignent leurs valeurs maximales (10 $\mu mol.kg^{-1}$, au maximum, en Méditerranée). En profondeur, les teneurs sont un peu plus faibles par rapport à celles de la couche intermédiaire. Suivant le schéma de la circulation générale océanique, les eaux intermédiaires et profondes sont d'autant plus riches en nitrates qu'elles sont éloignées de leur lieu de formation **(Broecker and Peng, 1982)**.

- **Dénitrification** :

Dans les milieux anoxiques, après l'épuisement de l'oxygène, c'est l'ion nitrate qui est utilisé en tant qu'oxydant pour décomposer la matière organique selon une réaction qui est spontanée mais se fait par l'intermédiaire de micro-organismes anaérobies. La dénitrification s'effectue selon le schéma suivant :

$$NO3^- \longrightarrow NO2^- \longrightarrow N2O \longrightarrow N2$$

I.3.2.2 Orthophosphates :

Les orthophosphates sont la forme minérale majoritaire du phosphore **(Aminot et Chaussepied, 1983)**. Dans l'eau de mer, ils sont présents essentiellement sous les deux formes PO_4^{3-} (10%), HPO_4^{2-} (87%) ; $H_2PO_4^-$ représentant moins de 1% **(Riley et Chester, 1971 ; Jacques et Tréguer, 1986)**
Ces différentes formes sont issues de la dissociation de l'acide orthophosphorique selon les équilibres suivants :

$$H_3PO_4 \longrightarrow H_2PO_4^- + H^+ \longrightarrow HPO_4^{2-} + 2H^+ \longrightarrow PO_4^{3-} + 3H^+$$

La répartition des phosphates dans l'océan est très similaire à celle des nitrates, la concentration en phosphore étant inférieures d'un facteur de 15 à celle de l'azote ce qui n'est pas le cas en Méditerranée.
Dans la zone superficielle, le phosphore est très consommé par le phytoplancton au point que ses concentrations peuvent être non mesurables (bloom printanier) **(Copin-Montégut, 1996)**, généralement, elles sont de l'ordre de 0 à 1 $\mu mol.l^{-1}$. les teneurs augmentent avec la profondeur au dessous de la couche euphotique pour atteindre, avec une légère fluctuation selon la région océanique considérée, environ 3 $\mu mol.l^{-1}$.
Béthoux et al. (2002) montrent que dans les eaux profondes méditerranéennes (bassin algéro-provençal) les concentrations de phosphates ont augmenté de 0,38 $\mu mol.kg^{-1}$ à 0,47 $\mu mol.kg^{-1}$ en trente ans, et attribuent cette augmentation à l'augmentation d'apports terrigènes anthropiques.

I.3.2.3 Silicates :

Le silicium est un élément nutritif puisqu'il est utilisé par certaines espèces planctoniques (diatomées, radiolaires,...) pour l'élaboration de leur squelette siliceux **(Aminot et Chaussepied, 1983)**.
Le silicium est présent, en solution dans l'eau de mer sous forme de d'acide silicique $Si(OH)_4$ qui est un acide faible se dissociant de la façon suivante :

$$Si(OH)_4 \rightleftharpoons Si\,O(OH)_3^- + H^+ \qquad pk_1=9,5$$

$$SiO(OH)^-_3 \rightleftharpoons SiO_2(OH)_2^{2-} + 2H^+ \qquad pk_2=12,6$$

Au pH de l'eau de mer le $Si(OH)_4$ représente 96,2% du silicium total.

La distribution verticale du silicium est légèrement différente de celle du phosphore et de l'azote. Les concentrations augmentent progressivement avec la profondeur pour atteindre un maximum, généralement au fond. Les silicates sont régénérés à différentes vitesses et par différents processus et, à présent, il y a toujours une incertitude sur les facteurs qui contrôlent le budget marin des silicates **(Tréguer and al., 1995)**.

I.3.3 Les rapports élémentaires, dits de Redfield :

L'assimilation des composants nutritifs et leur régénération à partir du matériel biogénique se font dans des proportions bien déterminées qu'on a appelé rapports biogéochimiques de Redfield. Après plusieurs travaux, **Redfield et al. (1963)** ont donné les rapports suivants par l'analyse de la composition chimique de la matière organique:

P/N/C/-O2 = 1/16/106/138

Ils ont également montré que cette composition de la matière organique influençait la composition en C/N/P des eaux dans lesquelles ces organismes marins vivent, puisque la source principale des sels nutritifs dans l'océan global est le recyclage interne.
Néanmoins, ce rapport varie avec les saisons et selon les régions et décroît avec la profondeur **(Minster and Boulahdid, 1987)**.

Les rapports des éléments nutritifs dans le plancton et dans l'eau de mer et leurs changements peuvent être utilisés pour l'identification des particularités concernant la dynamique et le fonctionnement de l'écosystème et pour la modélisation des processus biogéochimiques **(Béthoux and al., 2002)**.

I.4 L'oxygène dissous :

L'oxygène moléculaire dissous est un paramètre important du milieu marin et le paramètre océanographique le plus documenté après la température et la salinité. Ses teneurs sont exprimées en mol/kg de solution, mais on utilise encore le mg/l ou ml/l.
Comme tous les autres gaz atmosphériques, sa solubilité, qui est la concentration à saturation de l'oxygène, dépend de la température et de la salinité des eaux. Elle augmente avec la diminution de ces deux paramètres et inversement **(Oudot, 1990).**
La concentration en oxygène dissous résulte des facteurs physiques, chimiques et biologiques qui sont :

- Echange à l'interface air-mer.

- Diffusion et mélange au sein de la masse d'eau.
- Utilisation dans les réactions d'oxydation chimique ou photo-oxydation.
- Consommation par les organismes pour la respiration et la dégradation bactérienne de la matière organique.
- Production in situ par la photosynthèse.

Les processus mécaniques tendent à porter l'eau à la saturation en oxygène, alors que les processus physico-chimiques et biologiques induisent les états de sous saturation et de sur saturation où les processus biologiques ont une influence prépondérante sur la concentration en oxygène dissous. Ainsi, les zones d'accumulation de matière organique en décomposition peuvent devenir complètement anoxiques, la nitrification de l'azote ammoniacal induit aussi un déficit important en oxygène dissous. En outre, en zones eutrophes, la photosynthèse qui produit l'oxygène dissous, effectuée par le phytoplancton, peut mener à des sur saturations importantes **(Aminot et Chaussepied, 1983)**.

En un lieu donné, les teneurs en oxygène dissous évoluent au rythme des fluctuations saisonnières de la température. Les eaux superficielles sont, en moyenne, légèrement sur saturées. Ces teneurs décroissent avec la profondeur. La concentration de l'O_2 dans les eaux profondes, complètement isolées de l'atmosphère locale, résulte d'un équilibre entre la consommation d'O_2 pour la dégradation de la matière organique en provenance de la surface et le renouvellement de l'oxygène essentiellement par la circulation horizontale à grande échelle. Il existe un minimum d'oxygène dans les eaux intermédiaires (où l'Utilisation Apparente de l'Oxygène, UAO, est importante). Ce minimum est attribué à deux faits **(Copin-Montégut, 1996)**:

- la plus grande partie de la pluie de la matière organique depuis la surface qui n'est pas recyclée dans la couche euphotique, se décompose en sédimentant à travers les couches intermédiaires, alors que les eaux profondes n'ont reçoivent qu'une partie.
- les eaux intermédiaires sont isolées de l'atmosphère locale, ce qui est le cas aussi des eaux profondes mais circulent moins vite que ces dernières et sont donc moins bien renouvelées.

En certaines zones, notamment en Méditerranée, la respiration de populations zooplanctoniques, inféodées à certaines immersions, entretient des couches avec un minimum d'oxygène.

I.5 Production primaire, chlorophylle, reminéralisation de la matière organique:

I.5.1 Production primaire et chlorophylle:

La production primaire est synonyme de production autotrophe qui signifie la synthèse de matière organique à partir de matière minérale par l'activité d'organismes photosynthétiques ou chimiosynthétiques, en transformant l'énergie lumineuse en énergie chimique potentielle stockée dans les composants organiques des tissus du vivant **(Frontier et Pichod-Viale, 1998)**, elle est quantifiée en $gC.m^{-2}.j^{-1}$.

La chlorophylle a est le pigment photosynthétique principal du phytoplancton qui est considéré comme étant un bon indicateur de la santé de l'océan et de son niveau de productivité **(Aminot et Chaussepied, 1983)**. La concentration de chlorophylle est utilisée pour l'estimation de la production primaire **(Eppley et Peterson, 1979)**.

La production primaire décrite est dite totale car, selon la source des sels nutritifs assimilés, elle comprend deux types de production :

I.5.1.1 *Nouvelle production* (PN) :

La production nouvelle est basée sur l'entrée de sels nutritifs dans la couche euphotique, qui sont issus des continents ou des eaux profondes riches en nutriments (qui ont pour source la reminéralisation de la matière organique qui a échappé à la chaîne trophique et chuté en profondeur par gravité). C'est cette production qui nous permet d'apprécier la fertilité d'une région marine donnée par le calcul de l'indice de fertilité (voir plus loin) **(Lacaze, 1996)**.

I.5.1.2 *Production régénérée* (PR) :

Dans cette production, les sels nutritifs utilisés sont ceux régénérés par les excrétions animales et la reminéralisation par les bactéries au sein de la couche euphotique, **(Lacaze, 1996)**. Elle est généralement associée à l'ammonium **(Dugdale et Goering, 1967)**, son importance reflète l'oligotrophie d'une zone océanique donnée.

I.5.2 La reminéralisation :

La matière organique produite dans la couche euphotique de surface subit une dégradation, soit par la respiration des organismes consommateurs, soit par l'attaque bactérienne au fur et à mesure qu'elle sédimente en consommant en parallèle l'oxygène (conditions aérobies) **(Broecker and Peng, 1982)** ou par l'intermédiaire d'un autre accepteur d'électrons (conditions anaérobies), les nutriments sont ainsi restitués au milieu pour effectuer ensuite un nouveau cycle.
La figure 4 résume le cycle biogéochimique des éléments décrits dans le milieu marin.

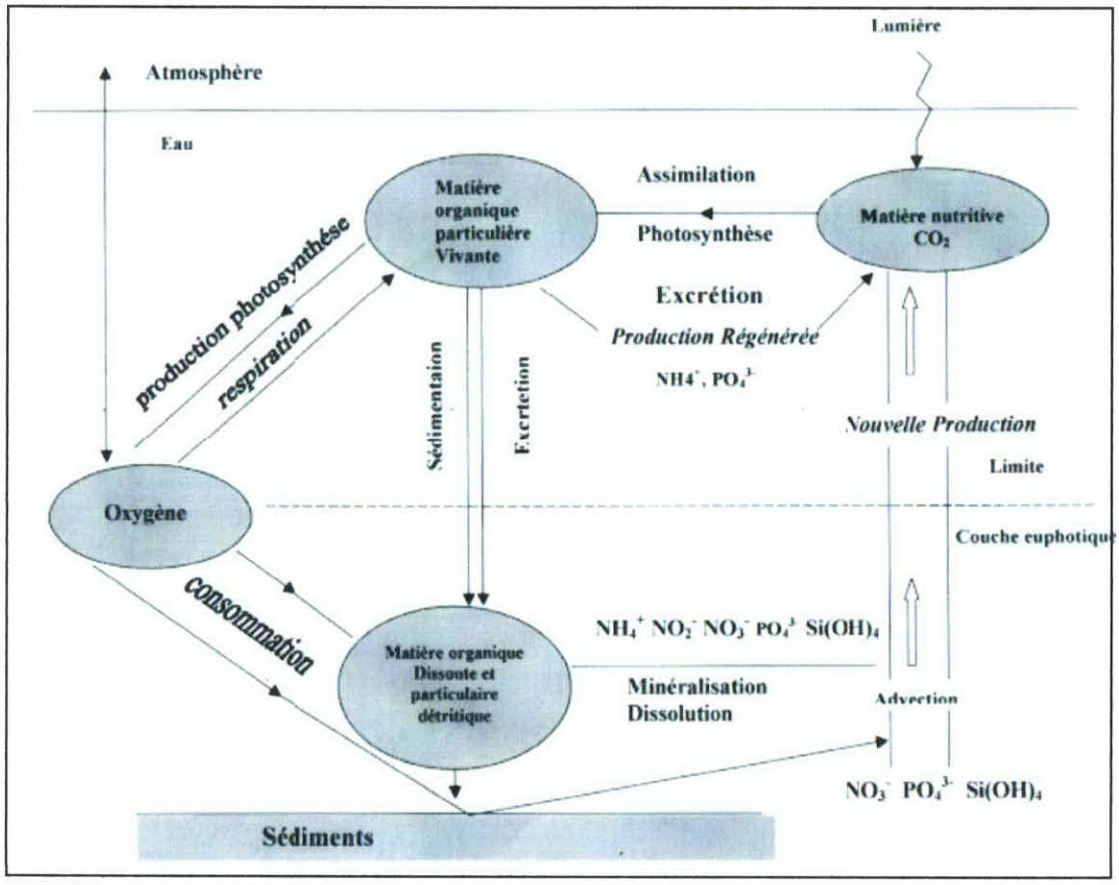


Fig. 4. *Cycle global des sels nutritifs : production et minéralisation de la matière organique,* **(Inspiré de Jacques et Tréguer, 1986)**.

CHAPITRE II : MATERIEL ET METHODES

II.1 Matériel

II.1.1 La base de données MEDAR/MEDATLAS :

Les données utilisées dans ce présent travail sont extraites de la base de données MEDAR/MEDATLAS (2002). Ces dernières ont été collectées pendant le projet MEDAR/MEDATLAS II (MEditerranean Data Archeology and Rescue) de "European Commission's MAST Program" avec la contribution de la Commission Océanographique Intergouvernementale (COI) de l'UNESCO, et l'inventaire des campagnes océanographiques faites dans la Méditerranée et la mer Noire.
Les objectifs de ce projet étaient de :

1- Collecter et sauvegarder des données historiques.
2- Rendre disponibles et comparables des profiles de température, salinité, oxygène, nitrates, nitrites, ammonium, azote total, phosphates, phosphore total, silicates, H2S, alcalinité et chlorophylle a par l'utilisation de protocoles communs pour la formatation et le contrôle de qualité.
3- Augmenter la communication entre les gérants de données et les scientifiques pour améliorer la circulation de ces données.

La base de données MEDAR/MEDATLAS comporte toutes les données in situ récoltées de 1989 à 2000 par toutes les institutions océanographiques travaillant sur la Méditerranée. L'essentiel des données a été récolté sur la période 1955 – 1999 avec un pourcentage important pour les années 70 et 80.

Selon le thème du mémoire, les paramètres pris en considération sont : température, salinité, oxygène dissous, nitrates + nitrites, phosphates et silicates. Les données se présentent sous forme de profils verticaux interpolés sur un maximum de 22 niveaux standard (0, 5, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1500, 2000, 2500). Pour la température et la salinité, hormis les observations obtenues sur des prélèvements bouteille, il existe également dans cette base de données, et pour chaque profondeur standard, les données issues du profileur continu CTD dont nous avons également tenu compte.
Dans cette étude, nous avons exclu l'ammonium puisque on s'intéresse q'aux eaux du large dont on veux étudier que l'hydrologie et la biogéochimie.

II.1.2 les données CZCS pour la chlorophylle :

Les concentrations en chlorophylle ont été obtenues des données satellitaires CZCS (Coastal Zone Color Scanner), lancé en Novembre 1978 à bord du vaisseau spatial Nimbus-7. Cet instrument a observé l'océan mondial d'une manière répétée pendant 8 ans (1979-1986), en se basant sur la possibilité de déduire la concentration en chlorophylle à partir de son influence sur la composition spectrale de la lumière diffusée par les couches superficielles océaniques, démontrée par Clarke et al, (1970, **in, Antoine and Morel, 1995**).
L'extraction de ces données s'est faite pour les années 1979-1985.

II.2 Méthodes :

II.2.1 Reconstitution des la climatologies mensuelles des différents paramètres :

II.2.1.1 Climatologie *Régionale :*

Le bassin algérien Sud a été divisé en 5 zones réparties longitudinalement d'ouest vers l'est, et dont les coordonnées géographiques sont présentées dans le tableau 1 et le positionnement sur la carte de la figure 5.
Nous avons considéré les trois (03) zones de pêche les plus importantes (EO, O, EE) et leurs deux (02) zones intermédiaires réputées pour leurs plateaux continentaux très étroits.

Zone	Nom	Longitude	Latitude
EO	Extrême Ouest	2°00W à 0°30E	35°50N à 37°00N
O	Centre Ouest	0°30E à 2°30E	36°30N à 37°30N
C	Centre	2°30E à 4°30E	36°50N à 38°00N
E	Centre Est	4°30E à 6°00E	37°00N à 38°00N
EE	Extrême Est	6°00E à 7°45E	37°10N à 38°20N

Tableau 1 *: Coordonnées géographiques des zones étudiées*

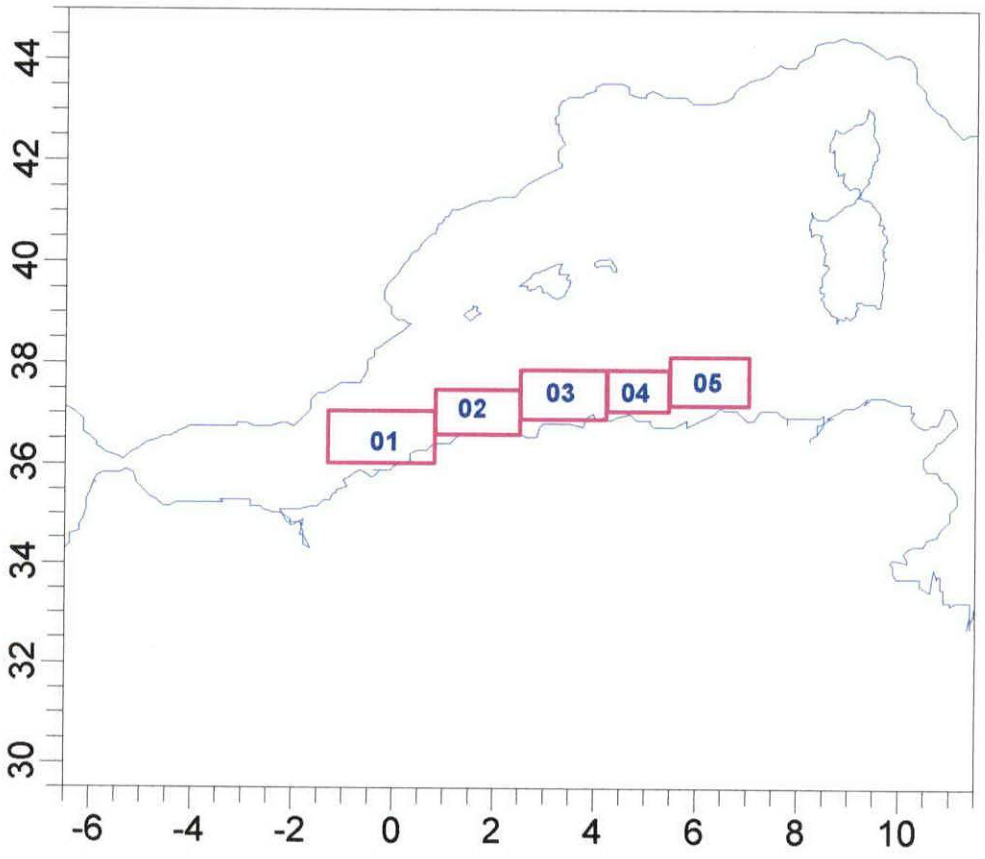


Fig. 5. Localisation des cinq zones étudiées dans le Bassin Algérien

La disponibilité de données, dans chacune de ces zones, varie dans le temps et selon le paramètre étudié. La figure 6 montre le nombre de profils extraits par zone, par mois et par paramètre. Il apparaît clairement dans cette figure que les données de température sont les plus nombreuses pour les 5 zones. D'une façon générale, la disponibilité des données dans le Bassin Algérien sud décroît d'ouest en est. Les données les plus rares sont celles de nitrates+nitrites et de silicates.
Pour ce qui est de la disponibilité des données de chlorophylle CZCS, chaque zone comporte 96 données mensuelles pour toute la période de Janvier 1979 à Décembre 1985.

II.2.1.2 Climatologies mensuelles :

La reconstitution des climatologies mensuelles pour les différents paramètres a été réalisée suivant 3 étapes :

a- Extraction des données et moyennes mensuelles:

On extrait les données de la base MEDATLAS pour chacun des paramètres isolément. Ainsi que signalé précédemment, les données de température sont plus nombreuses que celles de silicates ou d'oxygène. Par conséquent, cette procédure d'extraction permet de garder le maximum d'informations disponibles pour chacun des paramètres à étudier. L'extraction se fait mensuellement en ne tenant pas compte de l'année. Le but d'une climatologie mensuelle est de montrer la tendance moyenne de variation pour une année dite « climatologique ». On ne tient donc pas compte dans ce cas de la variabilité interannuelle de chacun des paramètres. Après l'extraction, les données sont moyennées mensuellement sur chacun des niveaux standards. A la fin de cette étape, il existe des données manquantes sur certains mois et sur certaines profondeurs. Il y a donc lieu de procéder à des interpolations.

b- Interpolation:

Tous les paramètres ne subissent pas la même procédure d'interpolation. La température, la salinité et l'oxygène dissous font l'objet d'une interpolation verticale et temporelle, tandis que les sels nutritifs font l'objet d'une interpolation verticale puis par relation à la température.

- Température, salinité et oxygène :

Pour ces trois paramètres, l'interpolation linéaire sur la verticale pour les profondeurs où l'on manque de données est faite en réalisant une moyenne pondérée entre le niveau précédent et le niveau suivant, selon l'équation suivante :

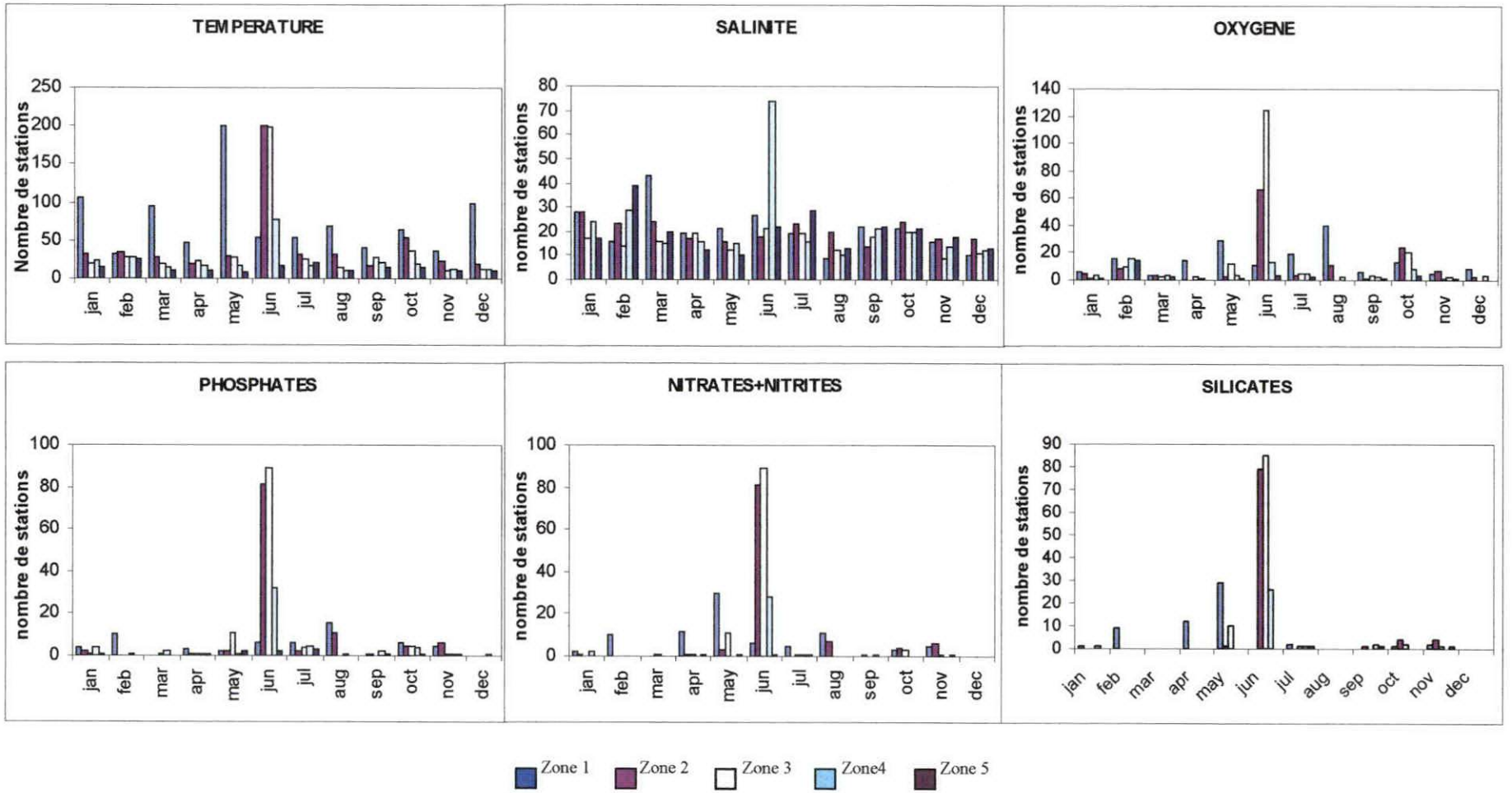
$$P_n = P_{n-1} + [(Z_n - Z_{n-1}) \times (P_{n+1} - P_{n-1}) / (Z_{n+1} - Z_{n-1})]$$

Avec :

P : valeur du paramètre considéré,
Z : Profondeur
n : indice indiquant un niveau donné (5 à 2000 m)

Pour le niveau 1 (Z = 0 m), on prend la valeur du paramètre au niveau 2 (Z = 5 m) ou 3 (Z = 10 m), et pour le niveau 22 (Z=2500 m), on prend celle au niveau 21 (Z=2000 m).
Si à la suite de ces interpolations, il reste des données manquantes, alors on procède à une

Fig. 6. Nombre de profils des paramètres par mois et par zones.



interpolation temporelle. Cette dernière est faite, selon le cas et la disponibilité des données, sur les trois mois (03) en faisant la moyenne, pour un mois donnée, du mois le précédant et celui qui le suit pour une même profondeur, ou bien sur les cinq (05) mois en faisant la moyenne des deux mois précédant et suivant un mois pour lequel on a un manque de données. Par exemple, si une donnée est manquante en janvier au niveau 5 m, alors la valeur interpolée sera la moyenne pour la même profondeur de décembre à février, ou bien si les données sont manquantes sur toute cette période, la moyenne du paramètre au même niveau de novembre à mars sera prise.
A cette étape, les climatologies mensuelles de température, salinité et oxygène dissous étaient complètes pour chacun des niveaux.

- Sels nutritifs :

Pour les sels nutritifs, après l'interpolation verticale, il existait encore beaucoup de données manquantes sur les profils mensuels. Nous avons procédé à une interpolation en utilisant le fait que la distribution des sels nutritifs suivait celle de la température, ainsi que déjà constatée pour l'océan global **(Louanchi and Najjar, 2000)**. Nous avons globalement extrait les données sur l'ensemble du bassin algéro-provençal et recherché la relation liant le mieux chacun des sels à la température. Ces relations sont représentées dans l'**annexe 03**, les équations de régression ne sont pas linéaires mais sont des fonctions exponentielles ou puissance décroissantes :

$[PO_4^{3-}] = 5 \exp(-0{,}2\ T)$, $R^2 = 0{,}4$

$[NO_3^-] = 67000\ T^{-3,6}$, $R^2 = 0{,}53$

$[Si(OH)_4] = 70000\ T^{-3,6}$, $R^2 = 0{,}52$

Où, T est la température en degré Celsius.

c- Lissage :

Une fois que tous les profils ont été recomposés par l'interpolation, on a procédé à un lissage des données sur les profils mensuels profondeur par profondeur en faisant la moyenne de ce mois (avant lissage), de celui qui le précède et celui qui le suit et cela pour tous les paramètres étudiés. Cette étape est nécessaire pour lisser les signaux éventuels de variabilité interannuelle.

Les moyennes mensuelles climatologiques réalisées montrent que les champs ainsi reconstitués sont représentatifs des années 1980.

II.2.2 Analyses de données et méthodes de calcul :

II.2.2.1 Diagrammes T-S :

Les diagrammes T-S qui représentent la variation de la température en fonction de la variation de la salinité à différentes profondeurs, permettent l'identification des masses d'eau existantes dans une région donnée.

II.2.2.2 Rapports N/P :

L'estimation du rapport N/P s'effectue par la représentation des changements spatio-temporels des concentrations des éléments nutritifs N et P (**Anderson et Sarmiento, 1994**).

Leur calcul mène à l'estimation, en surface, de l'assimilation d'un sel nutritif par rapport à un autre, tandis que en profondeur, il indique le taux de reminéralisation de la matière organique.

Dans cette présente étude, on prend comme valeur de référence celle estimée par **Redfield et al., (1963)** qui est égale à 16.

II.2.2.3 Calcul de la pression partielle du CO_2 dans l'eau de mer ($p\ CO_2$) :

On exploite les climatologies obtenues pour le calcul de la pression partielle du CO2 dans l'eau de mer à partir du carbone total (CT), de l'alcalinité totale (AT), et des constantes d'équilibre du système des carbonates k_1, k_2, déduites de la température et de la salinité selon les formulations de **Goyet and Poisson (1989) (annexe 1),** qui servent au calcul des concentrations du gaz carbonique dans l'eau de mer, ainsi que celles des autres espèces carbonatées. L'équation qui nous donne la pression partielle du CO_2 dans l'eau de mer ($p\ CO_{2\ edm}$) est la suivante :

$$p\ CO_{2\ edm} = [co_2] / \alpha CO_2$$

$[CO_2]$: concentration du gaz carbonique en µmol.kg-1.

αCO_2 : solubilité du gaz carbonique dans l'eau de mer en $\mu mol.kg^{-1}.\mu atm^{-1}$, calculée par le polynôme de Weiss, **(1974, in Louanchi et al., 1996),** en fonction de la température et de la salinité, **(annexe 1).**

La reconstitution des climatologies de AT et de CT est faite en utilisant leur relation à la salinité en mer d'Alboran et bassin provençal **(Copin-Montégut, 1993)**:

$$\mathbf{AT = 94{,}85 \times S - 1072{,}6}$$

$$\mathbf{CT = 102{,}3 \times S - 1628,\ pour\ Z > 40\ m}$$
$$\mathbf{CT = 90{,}0\ x\ S\ -1202{,}5,\ pour\ Z < 40\ m}$$

* Le calcul de l'UAO (Utilisation Apparente de l'Oxygène) est le suivant :

$$\mathbf{UAO\ (\mu mol.l^{-1}) = [O_2]_{sat} - [O_2]}$$

Avec : $[O_2]$: concentration mesurée de l'oxygène dans l'eau de mer en $mmol.m^{-3}$
$[O_2]_{sat}$: solubilité de l'oxygène en mmol.m-3
La solubilité de l'oxygène est obtenue en fonction de la température en degré Kelvin et de la salinité en psu, à partir du polynôme de Weiss, 1970 **(in, Oudot, 1990)** suivant :

$$\mathbf{Ln\ C^*O_2 = A_1 + A_2\ 100/T + A_3\ Ln\ (T/100) + S\ (B_1 + B_2\ T/100 + B_3\ (T/100)^2)}$$

C*O2 : solubilité de l'oxygène en $\mu mol.kg^{-1}$
T : Température de l'eau de mer en degré Kelvin

S : salinité de l'eau de mer en PSU

$A_1 = -173.9894$ $B_1 = -0.037362$

$A_2 = 255.5907$ $B_2 = 0.016404$

$A_3 = 146.4813$ $B_3 = -0.0020564$

$A_4 = -22.2040$

II.2.2.4 Calcul des flux d'oxygène et de gaz carbonique :

L'estimation du flux d'oxygène et du gaz carbonique, nous permet de déterminer le caractère source/puits pour l'atmosphère de l'O_2 et du CO_2 dans le Bassin Algérien.

- Le calcul de flux d'oxygène (FO_2) en **mmol.m^{-2}.j^{-1}**, se fait par l'équation suivante :

$$\mathbf{FO_2 = k\,(O_2 - O_2^*)}$$

k étant la vitesse de transfert des gaz en **m.j^{-1}** . Elle dépend de la température et de la vitesse du vent dont la valeur est issue, pour chaque mois et chaque région, des climatologies mensuelles moyennes de l'ONM (Office National de la Météo) pour les années 1975-1984 **(Annexe 2)**.

Son calcul se fait par la formulation de **Wanninkhof, (1992)**, en calculant d'abord le nombre de Schmidt par l'utilisation de la formulation proposée par Keeling et al. **(1998, in Louanchi and Najjar, 2000) (Annexe 1).**

O_2, O_2* étant respectivement la concentration de l'oxygène et sa solubilité en µmol.l^{-1}.

- Le calcul de flux du gaz carbonique (FCO_2) en **mmol.m^{-2}.j^{-1}**, se fait par l'équation suivante :

$$\mathbf{FCO_2 = k\,\alpha CO_2\,(pCO_{2\,atm} - pCO_{2\,edm})}$$

K : vitesse de transfert des gaz en **m.j^{-1}**, le nombre de Schmidt à partir des tableaux de Jähne, (1980 **in, Louanchi et al., 1996) (Annexe 1),**

αCO_2 : solubilité du CO_2 en **mol.kg^{-1}.atm^{-1}** **(Annexe1)**, puis convertie en **mmol.m^{-3}.µatm^{-1} (coefficient de solubilité).**

$pCO_{2\,edm}$: pression partielle du CO_2 dans l'eau de mer en **µatm,**

$pCO_{2\,atm}$: pression partielle du CO_2 dans l'air en **µatm**, corrigée des effets de la pression de vapeur saturante **(Annexe 1),**

II.2.2.5 Calcul de la production primaire à partir de la chlorophylle :

Le calcul se fait par l'application du modèle simple d'Eppley et al., (1979, **in Falkowski and Wilson, 1992)**

$$\mathbf{PP = 1000\,[Chl]1/2}$$

PP : production primaire en mg.C.m^{-2}.j^{-1}

[Chl] : concentration de la chlorophylle en mg.m^{-3}

II.2.2.6 Estimation des taux de la nouvelle production (NP) et de la reminéralisation (RM) :

Pour l'estimation de la nouvelle production et la reminéralisation de subsurface, on utilise les climatologies mensuelles des sels nutritifs et de l'oxygène en considérant les changements de leurs concentrations au cours de l'année.

Louanchi and Najjar (2001) ont utilisé l'amplitude saisonnière des variations de sels nutritifs (diminution de l'hiver à l'été) comme représentant la nouvelle production pour la couche 0 à 75 m (couche euphotique). Dans le cas de la Méditerranée, l'oligotrophie est telle que les périodes de nouvelle production (ou de reminéralisation) ne sont pas aussi claires que dans les zones tempérées. Il peut se produire également plusieurs périodes de production **(Illoul, 1989)**. Pour évaluer l'amplitude saisonnière moyenne des variations de sels nutritifs ou d'oxygène (UAO), on procède comme suit :
La moyenne annuelle de sels nutritifs (ou UAO) est calculée, puis la moyenne des valeurs supérieures à la moyenne annuelle (Sup), puis la moyenne des valeurs inférieures à la moyenne annuelle (Inf). La différence entre Sup et Inf donne l'amplitude moyenne des variations saisonnières du paramètre considéré.
Cette variation saisonnière intégrée sur la profondeur est multipliée par les rapports de Redfield et al., (1963) pertinents et convertie en mgC.m-2.j **(Louanchi and Najjar, 2001)**.

$$\mathbf{NPx = \Delta X \times Rcx \times Mc / \Delta t}$$

Où :

NPx : Nouvelle production (à partir de soit NO_3^-, soit PO_4^{3-} ou UAO) en **mg $C.m^{-2}.j^{-1}$**.
ΔX : est soit ΔNO_3^-, soit ΔPO_4^{3-} ou ΔUAO ($mmol.m^{-2}$).
Rcx : Rapports de Redfield pertinents (C/N, C/P, C/UAO).
Mc : masse molaire du carbone (mg/mmol)
Δt : nombre de jours (182 j).

L'estimation de la reminéralisation s'effectue de la même manière sauf que l'intégration se fait dans la couche de subsurface (100 à 200 m). Il a été montré en effet, que l'essentiel de la reminéralisation de la matière organique s'effectue dans cette couche.

L'UAO reflète généralement le taux de reminéralisation dans la couche intermédiaire durant le printemps, **(Najjar et Keeling, 2000)**, en supposant que dans cette couche, la communauté biologique est un puits net de l'oxygène **(Najjar et Keeling, 1997)**.

II.2.2.7 *f*-ratio :

L'estimation du *f*-ratio nous permet d'évaluer le taux de la production exportée et d'apprécier la fertilité d'une région donnée. Il correspond au rapport entre la nouvelle production NP et la production primaire totale PP **(Eppley and Peterson, 1979, in Falkowski and Wilson, 1992)**.

$$\mathbf{\textit{f}\text{-ratio} = NP / PP}$$

Plus ce rapport tend vers 1 plus la région est fertile.

CHAPITRE III. RESULTATS ET INTERPRETATION

III. 1 Hydrologie du bassin algérien :

III.1.1 Cycles annuels à 0 et 125 m et distribution verticale de la température et de la salinité :

Globalement, les cycles annuels de température à 0 et 125 m (Fig. 7), présentent le même aspect pour les cinq régions du bassin algérien. Ils suivent la variation saisonnière de la température de l'air (taux d'ensoleillement) avec des minima en hiver (Février) et des maxima en été (Août).

La température de surface dans l'Extrême Ouest, varie, significativement, autour d'une moyenne annuelle de 18,86°C, avec une amplitude saisonnière de 8,87 °C. Dans l'Ouest, la moyenne annuelle est de 18,78 °C avec une amplitude saisonnière de 9,4°C. Pour le Centre, l'Est et l'Extrême Est, la moyenne annuelle est respectivement de 18,92 ; 19,16 et 19,24 °C. Les températures à 125 m, varient peu en fonction des mois et ne marquent pas de grandes différences d'une zone à une autre.

La salinité de surface change peu temporellement, sa variation saisonnière étant, respectivement, de 0,34 ; 0,32 ; 0,27 ; 0,20 et 0,21 pour les cinq régions en allant de l'Ouest vers l'Est et montre une élévation modérée dans ce même sens, sauf dans l'Extrême Ouest qui est marquée par une salinité plus élevée, cela pourrait être attribué à un mélange intense d'une partie de l'AW entrante dans cette zone, avec l'eau méditerranéenne originelle qui est plus salée du fait de la structure tourbillonnaire dans la mer d'Alboran. A 125 m, la salinité montre une diminution légère d'ouest en est, ce qui est en contradiction avec les caractéristiques des eaux du courant algérien qui sont connues pour se réchauffer et se charger en sels à cause du climat chaud et sec qui favorise l'évaporation **(Béthoux et al., 1998)**. On pourrait supposer (mais non prouver par nos seules données) que le tourbillon de la mer d'Alboran générerait des remontées d'eaux plus salées à 125 m dans la zone EO, et que, au contraire dans les autres régions, les méandres et tourbillons du courant algérien étant généralement anti-cycloniques, **(Millot, 1999)**, cela favoriserait des downwellings.

L'augmentation de la température et de la salinité de surface de l'EO à l'EE, reflète le changement des caractéristiques de l'eau atlantique entrante qui longe les côtes algériennes, dû au réchauffement du climat régnant sur la Méditerranée et à l'évaporation qui font que la température augmente et l'eau se charge en sels **(Béthoux and al., 1998)**.

Les profils de la température et de la salinité en Février et en Août (Fig. 8), mettent en évidence l'évolution verticale de ces deux paramètres de la surface à la profondeur maximale. Ils présentent la même allure dans les cinq zones :

En février, le profil de la température montre un faible gradient vertical de ce paramètre de la surface au fond, dû au mélange hivernal vertical. Celui du mois d'août présente un gradient marqué par le réchauffement des eaux de surface par ensoleillement. La stratification estivale est très marquée et la thermocline saisonnière passe de 100-150 m en hiver à environ 10 m en été. La thermocline

permanente est, selon les zones, entre 250 et 500 m, bien au dessus des moyennes de l'océan mondial à 1000 m.

Les profils de salinité en Février et en Août, indiquent les faibles variations saisonnières de ce paramètre, déjà mises en évidence précédemment. La halocline est aux environs, selon les zones, de 400 à 600 m de profondeur. Les profils de salinité montrent un très fort gradient entre la surface et le fond à toutes les saisons, illustrant bien les eaux modifiées atlantiques en surface avec de faibles salinités, et des eaux intermédiaires et profondes méditerranéennes salines.

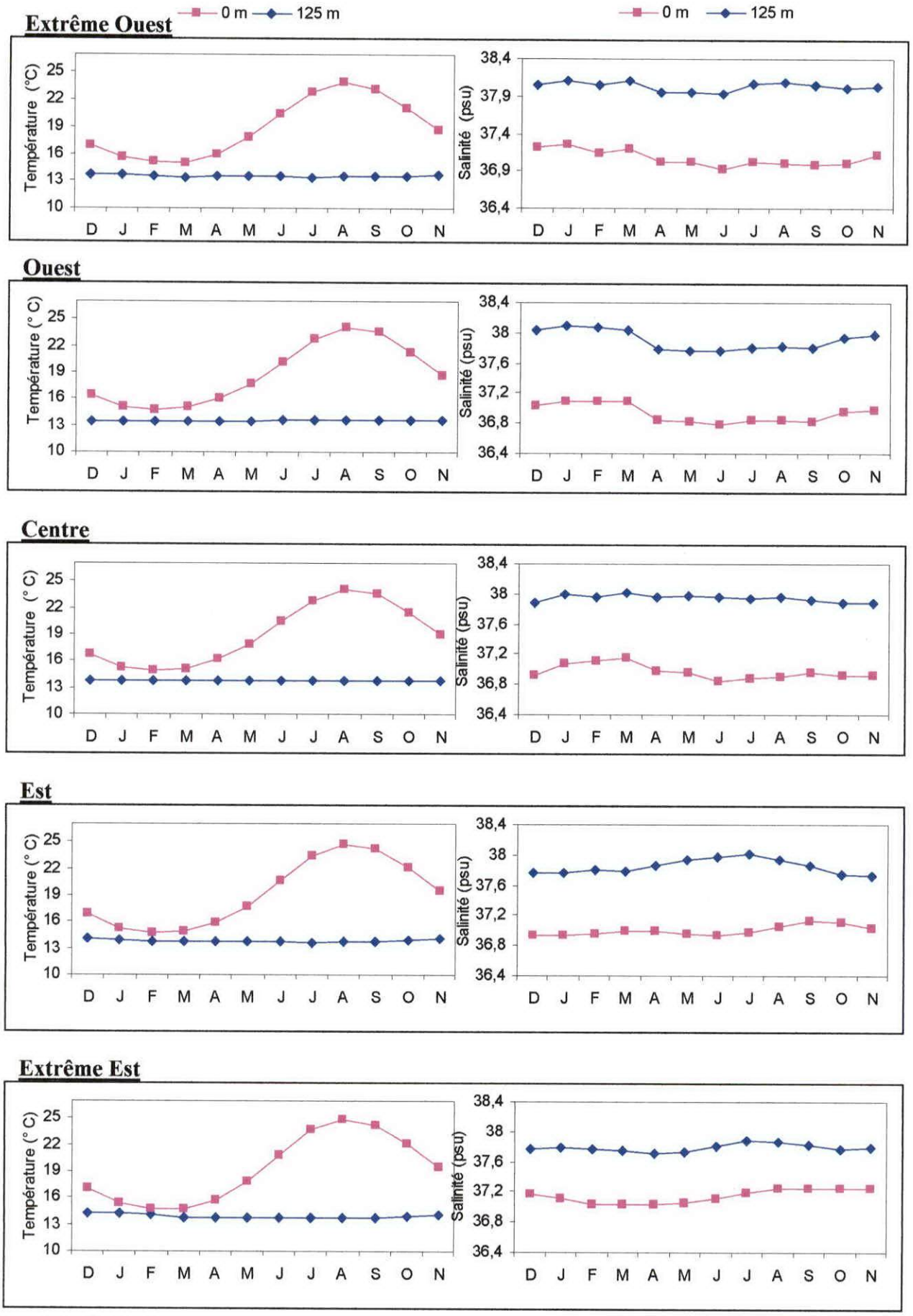


Fig. 7. Cycles annuels de température et de salinité à 0 et 125 m des différentes zones du bassin algérien.

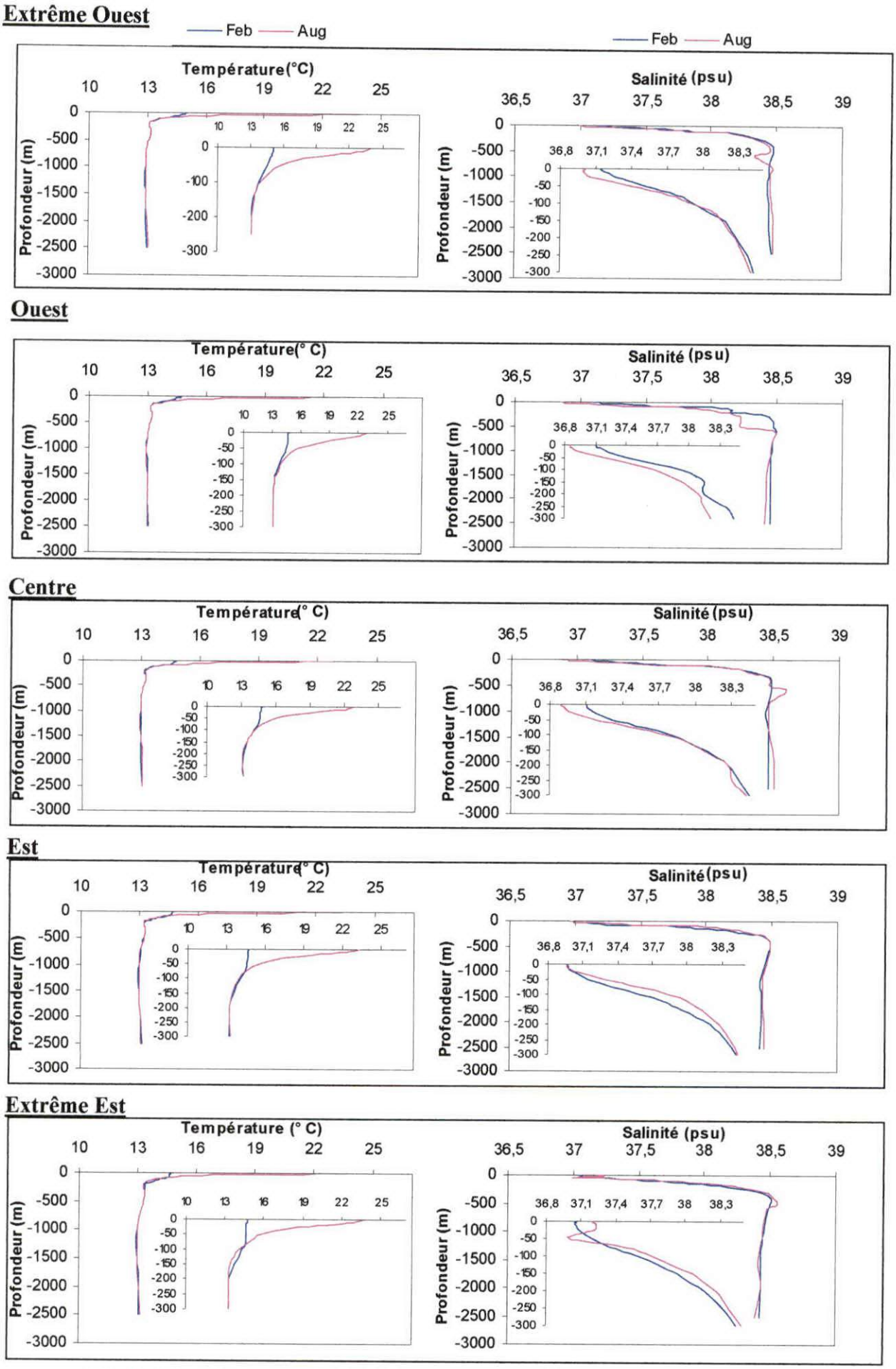


Fig. 8. Distribution verticale de la température et la salinité en Février et Août.

III.1.2 Diagrammes T/S :

Les diagrammes T/S établis pour toutes les régions (Fig. 9a,9b,9c), suivant les quatre saisons, permet de détecter les différentes masses d'eau caractérisant le bassin algérien et qui sont au nombre de trois (03) :

a- Les eaux de surface :

Elles se situent entre 125 et 150 m, selon les régions. La couche de surface est sujette à une forte influence saisonnière d'échange d'eau et de chaleur avec l'atmosphère **(Béthoux et al., 1998)** avec des températures et des salinités s'échelonnant, respectivement, de 13,4 à 23,9 °C et de 36,95 à 38 psu, proche des marges données par **Benzohra and Millot (1995)**. Elle est mieux distinguée en été et en automne grâce à la stratification des eaux et est caractérisée par des salinités et des températures plus élevées en allant de l'EO vers l'EE, comme cela a été signalé précédemment. Ce sont les gammes typiques de température et de salinité de l'eau modifiée atlantique.

b- Les eaux intermédiaires :

Elles se localisent entre 150 et 700 m et sont caractérisées par des températures comprises entre 13,03 et 13,59 °C et des salinités allant de 38,07 à 38,55 psu qui sont proches de celles de la LIW (13,2 – 14 °C et 38,5 – 38,7 psu), issues du mélange de la LIW d'origine avec l'eau profonde du bassin oriental nord méditerranéen **(Millot, 1999)**, ce qui appuie le fait qu'une partie de la LIW pénètre dans le Bassin Algérien (chapitre I) et se mélange ensuite avec l'eau intermédiaire de la Méditerranée Occidentale, ce qui fait, donc, diminuer légèrement ses gammes de salinité. Il est à noter, aussi, que les salinités maximales sont rencontrées entre 300 et 500 m de profondeur ainsi que cela a déjà été observé **(Béthoux and al., 1998)**.

Par ailleurs, nous remarquons que le gradient croissant Ouest – Est est très marqué dans cette couche, mais seulement pour la température, puisque la salinité est plus ou moins constante, surtout, pour les niveaux les plus profonds de cette couche.

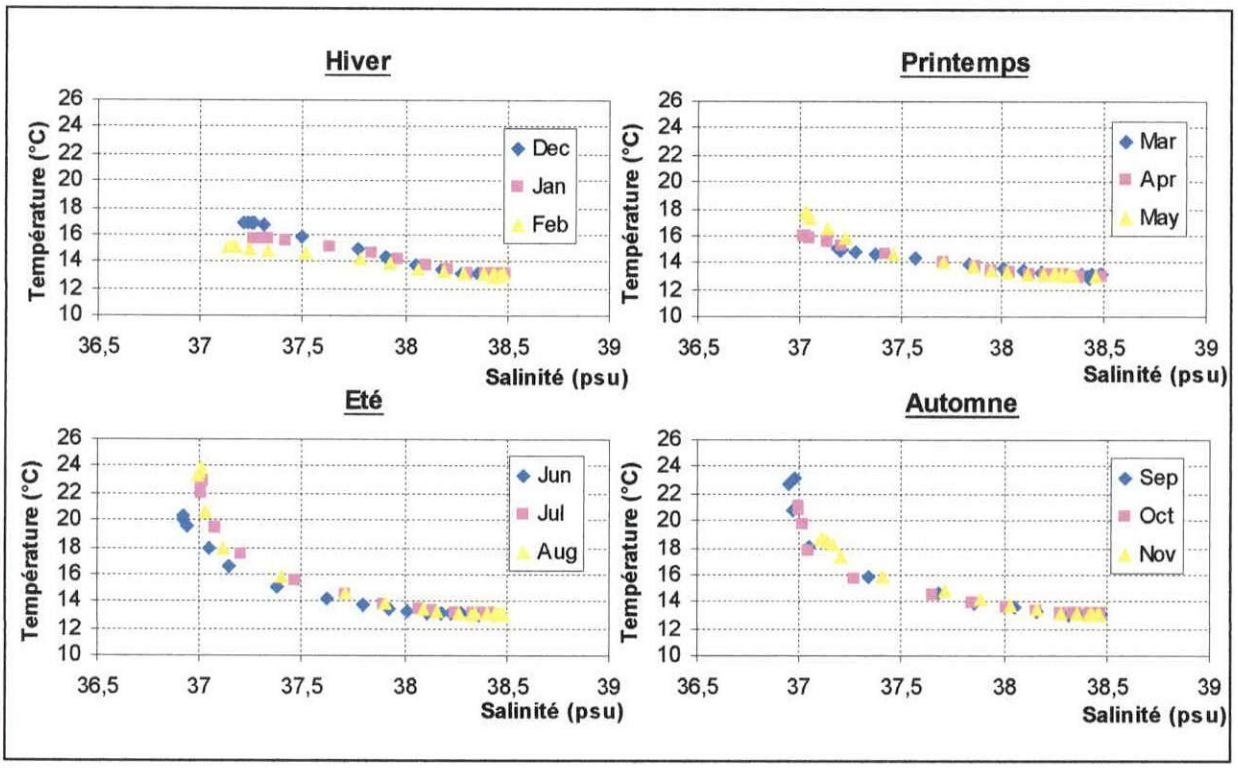
c- Les eaux profondes :

En dessous de l'eau intermédiaire, vient l'eau profonde, localisée entre 800m et le fond de la mer. Elle est alimentée par l'eau dense formée dans la partie nord du bassin occidental méditerranéen (Mer Ligure et Golfe du Lion) **(Béthoux et al., 1998)**. Elle est caractérisée par des marges de température et de salinité qui sont, respectivement, 12,94 – 13,09 °C et 38,41 – 38,51 psu.

Les deux paramètres sont presque inchangés en fonction des saisons et des zones (à l'échelle spatio-temporelle), ce qui laisse dire que l'eau profonde est assez homogène en température et en salinité dans tout le bassin algérien, comme cela a déjà été signalé par Béthoux and Tailliez (1994, **in Béthoux et al., 1998)**.

Les diagrammes T/S montre aussi que, pour toutes les zones, le mélange hivernal (faible gradient de température et de salinité) est plus intense en Février et Mars et qu'il dure presque deux saisons (hiver – printemps) et que la stratification est maximale en Août et Septembre et dure aussi deux saisons (été – automne).

Extrême Ouest



Ouest

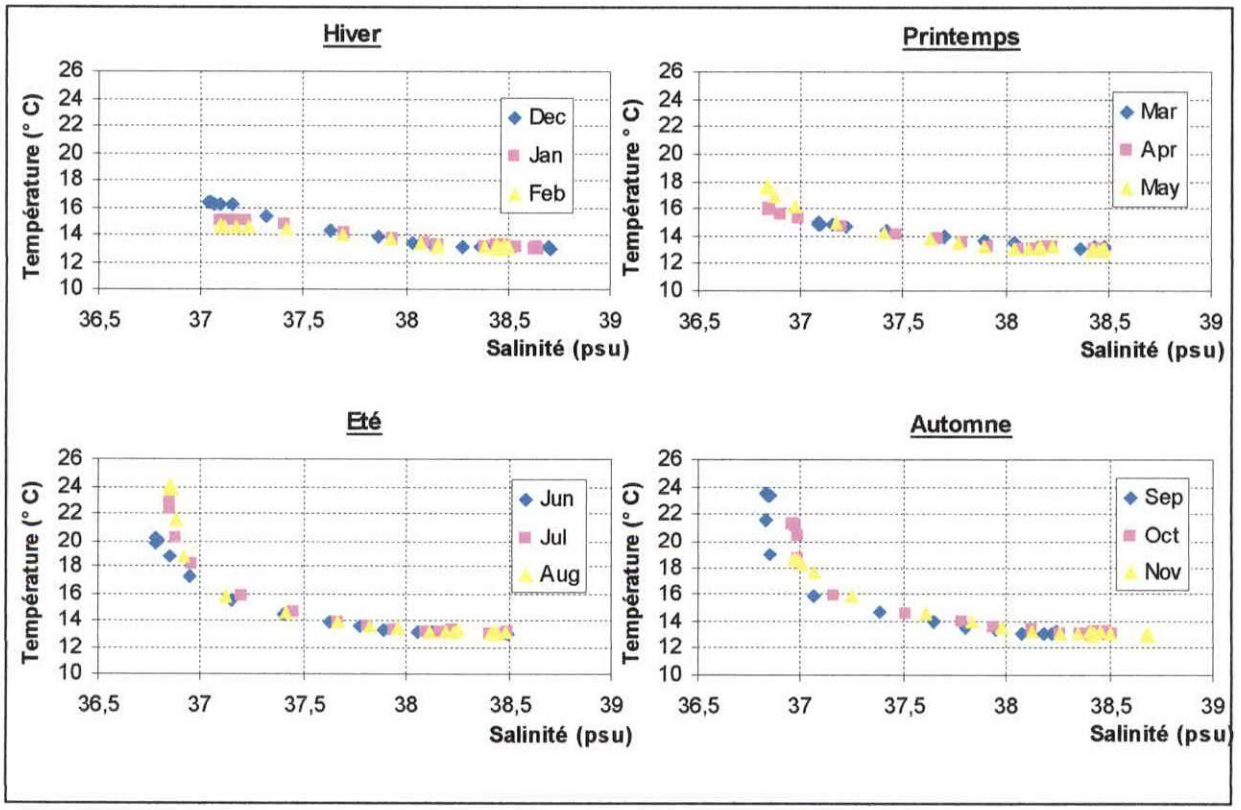
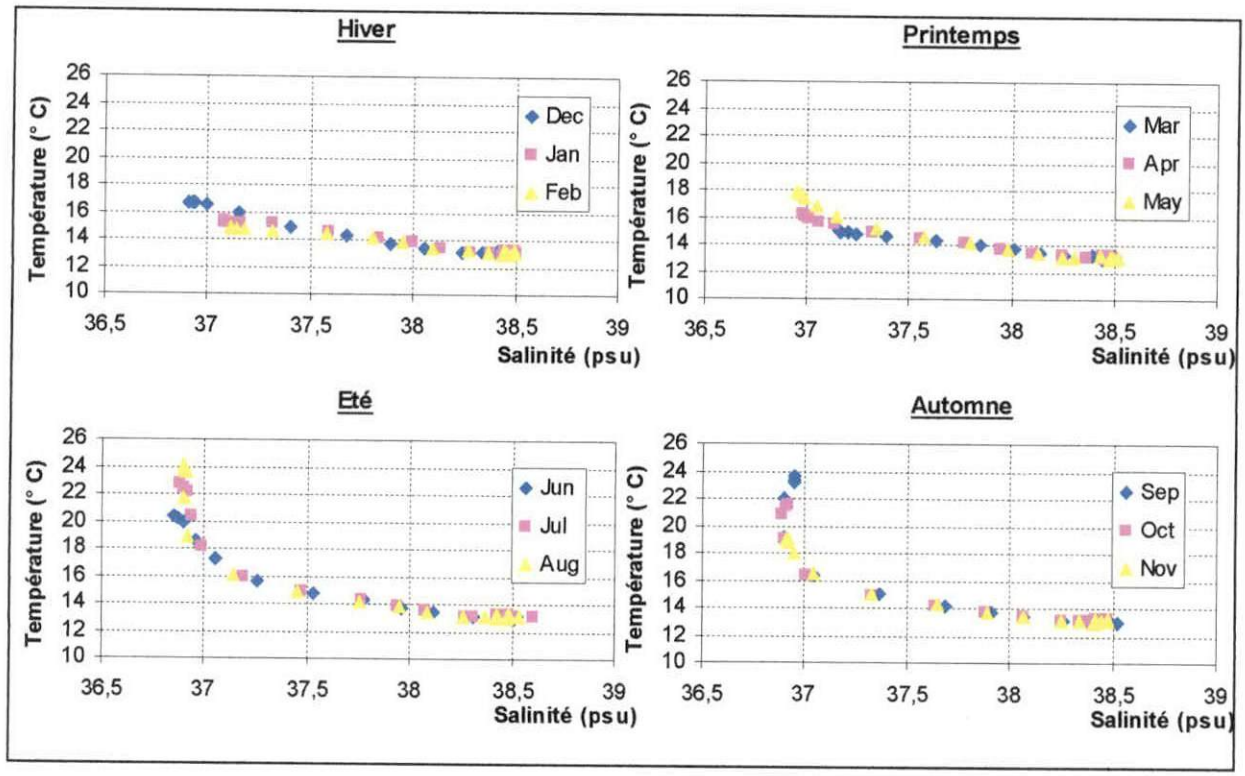


Fig. 9a. Diagrammes T/S pour les zones Extrême Ouest et Ouest du bassin algérien.

Centre



Est

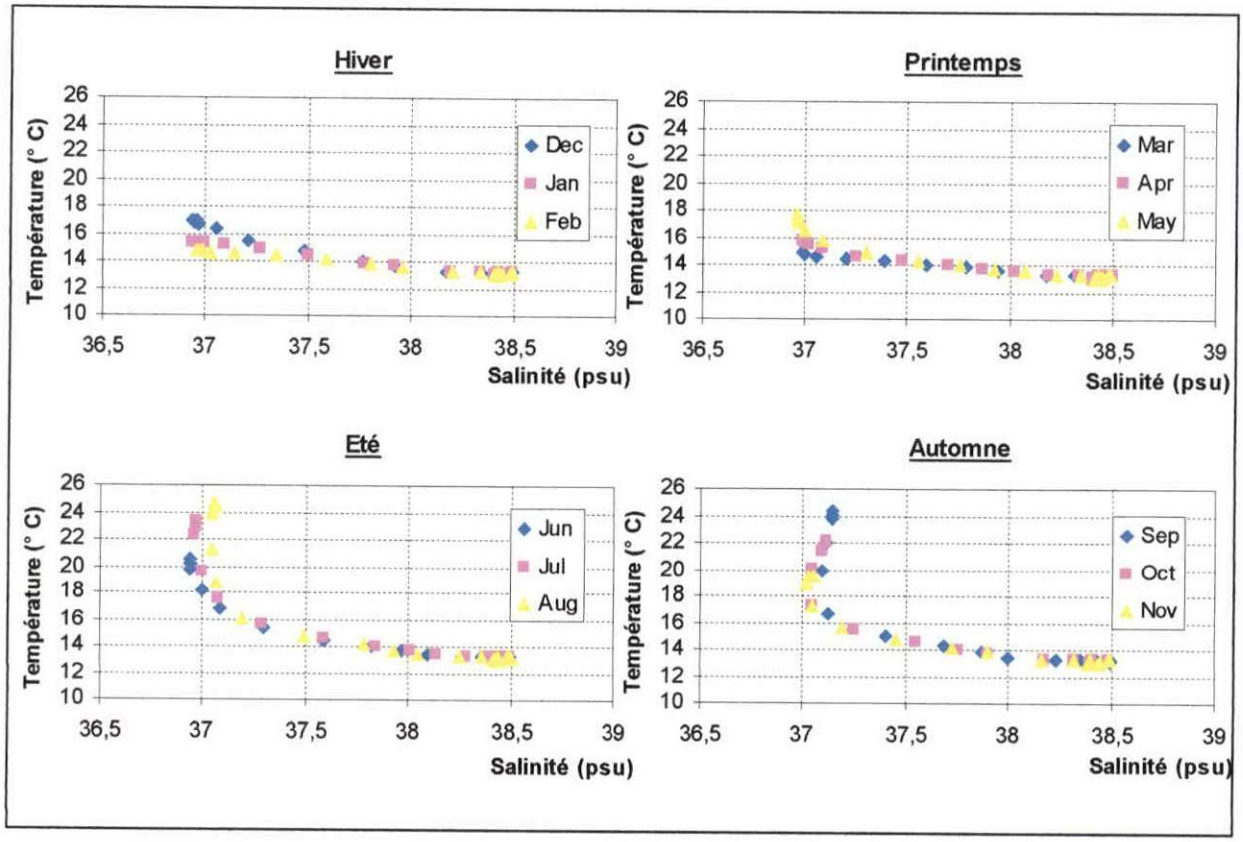


Fig. 9b. Diagrammes T/S pour les zones Centre et Est du bassin algérien.

Extrême Est

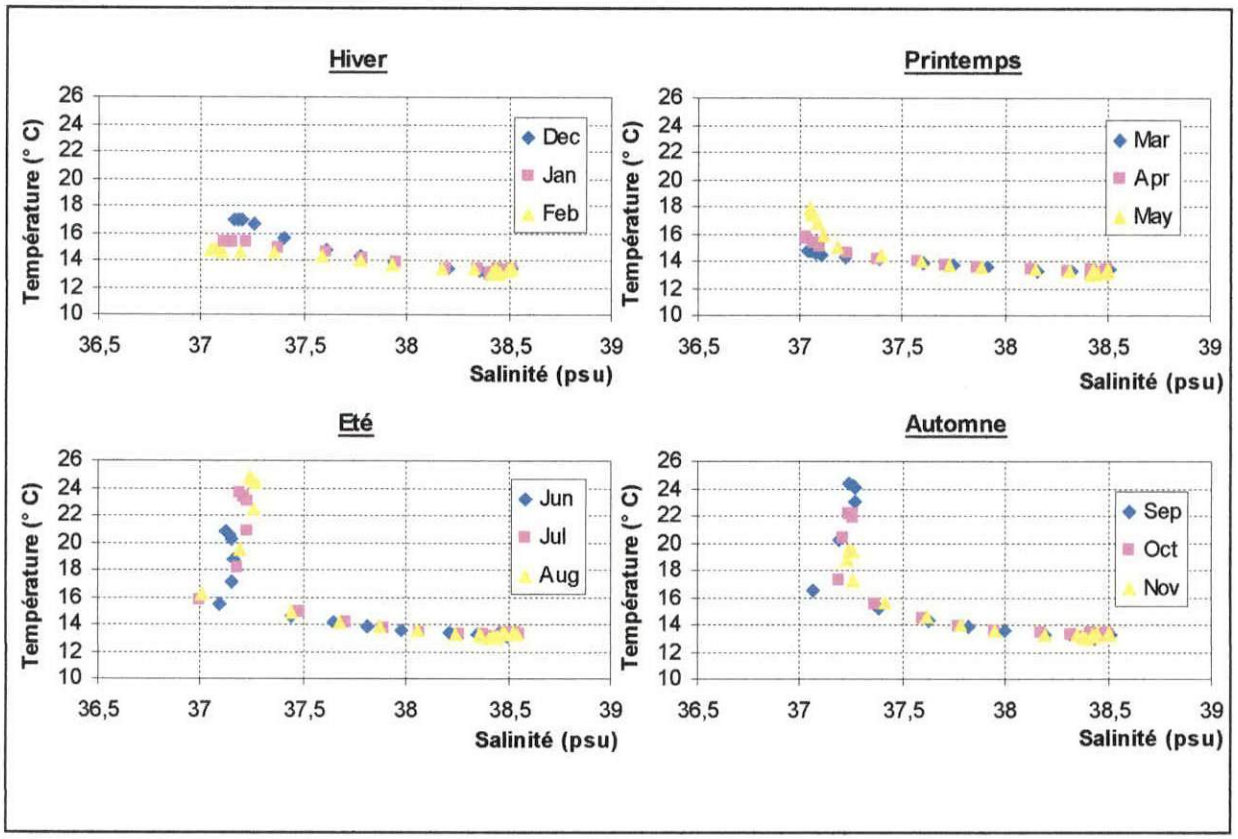


Fig. 9c. Diagrammes T/S pour la zone Extrême Est du bassin algérien.

III.2 Les éléments biogéochimiques dans le bassin algérien :

III.2.1 Sels nutritifs :

III.2.1.1. Cycles annuels des nitrates/nitrites, des phosphates et des silicates à 0 et à 125 m :

Les cycles annuels, en surface et à 125 m de profondeur, des nitrates/nitrites, des phosphates et des silicates sont présentés en figures 10 et 11.

Les cinq zones du Bassin Algérien ont des cycles annuels de surface (0 m) similaires. Les concentrations maximales sont rencontrées en Janvier – Mars, excepté l'Extrême Ouest, pour lequel les maxima correspondent à la période de Décembre – Février. Ces maxima hivernaux sont dus au mélange vertical qui favorise la remontée d'eaux de subsurface riches en sels nutritifs. Les sels nutritifs diminuent progressivement au printemps car ils sont consommés par le phytoplancton, pour atteindre un minimum estival en Juin – Août, à la période de stratification maximale. Dans l'Ouest, un signal de production automnal est visible entre Septembre et Octobre.

Pour l'Est et l'Extrême Est, les cycles des sels nutritifs présentent une corrélation inverse avec la température. Ceci est lié au manque de données dans ces deux régions qui nous ont conduit à une interpolation par les relations température – sels nutritifs (voir chapitre II).

En ce qui concerne les concentrations des nutriments en progressant d'ouest vers l'est, nous constatons que celles des nitrates/nitrites et des silicates augmentent dans ce sens sauf pour la zone d'Ouest, où on rencontre les concentrations les plus faibles en nitrates/nitrites. Pour les phosphates, les concentrations sont plus ou moins aléatoires avec un maximum pour l'Extrême Ouest.

A 125 m, les cycles annuels sont plus complexes :

- Pour les nitrates/nitrites, nous remarquons que le cycle annuel suit pour les zones de l'Extreme Ouest, l'Ouest et l'Est, celui de la surface. L'amplitude des variations saisonnières est de l'ordre d'1 µmol/l. Les concentrations sont plus élevées qu'en surface (autour de 5,8 µmol/l) et ceci est lié à la reminéralisation de la matière organique. Peu de variations sont observées dans la zone centre, et enfin, dans l'Extrême Est, les concentrations maximales sont trouvées à la période chaude de l'année.
- Pour les phosphates, l'Ouest, le Centre et l'Est, des minima sont observés en été, et l'amplitude saisonnière est de l'ordre de 0,1 µmol/l. Dans l'Extrême Ouest et l'Extrême Est, il y a peu de variations sur l'année.
- Les silicates varient peu dans l'Ouest et l'Est. Dans les autres zones, la régénération des silicates est dominante en période chaude.

Les cycles annuels à 125 m ne sont pas clairs, et les sels présentent peu de corrélation entre eux. Cela pourrait être dû au manque de données dans certaines zones (surtout de silicates et de nitrates). Toutefois, la reminéralisation des constituants organiques ne se fait pas à la même vitesse selon la nature du composé **(Libes, 1992)**, ceci expliquerait en partie que les cycles de phosphates et de nitrates ne soient pas corrélés. Les silicates sont régénérés par dissolution de la silice biogénique et ne suivent donc que la thermodynamique de cette réaction.

Fig. 10a. Cycles annuels des nitrates + nitrites (NO3+NO2) et des phosphates (PO4) à 0 et 125 m dans l'Extrême Ouest, l'Ouest et le Centre du bassin algérien.

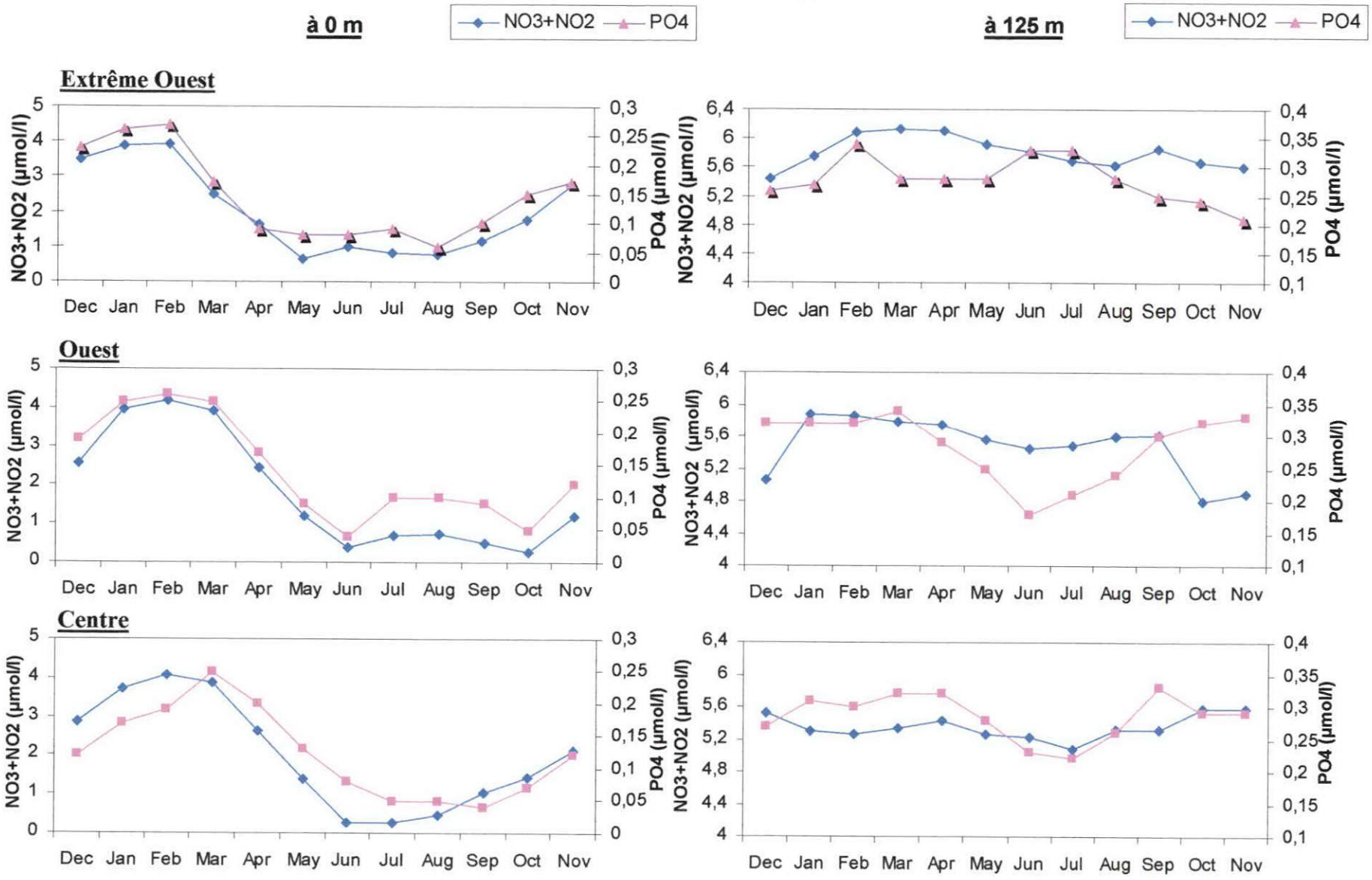


Fig. 10b. Cycles annuels des nitrates + nitrites (NO3+NO2) et des phosphates (PO4) dans l'Est et l'Extrême Est du bassin algérien.

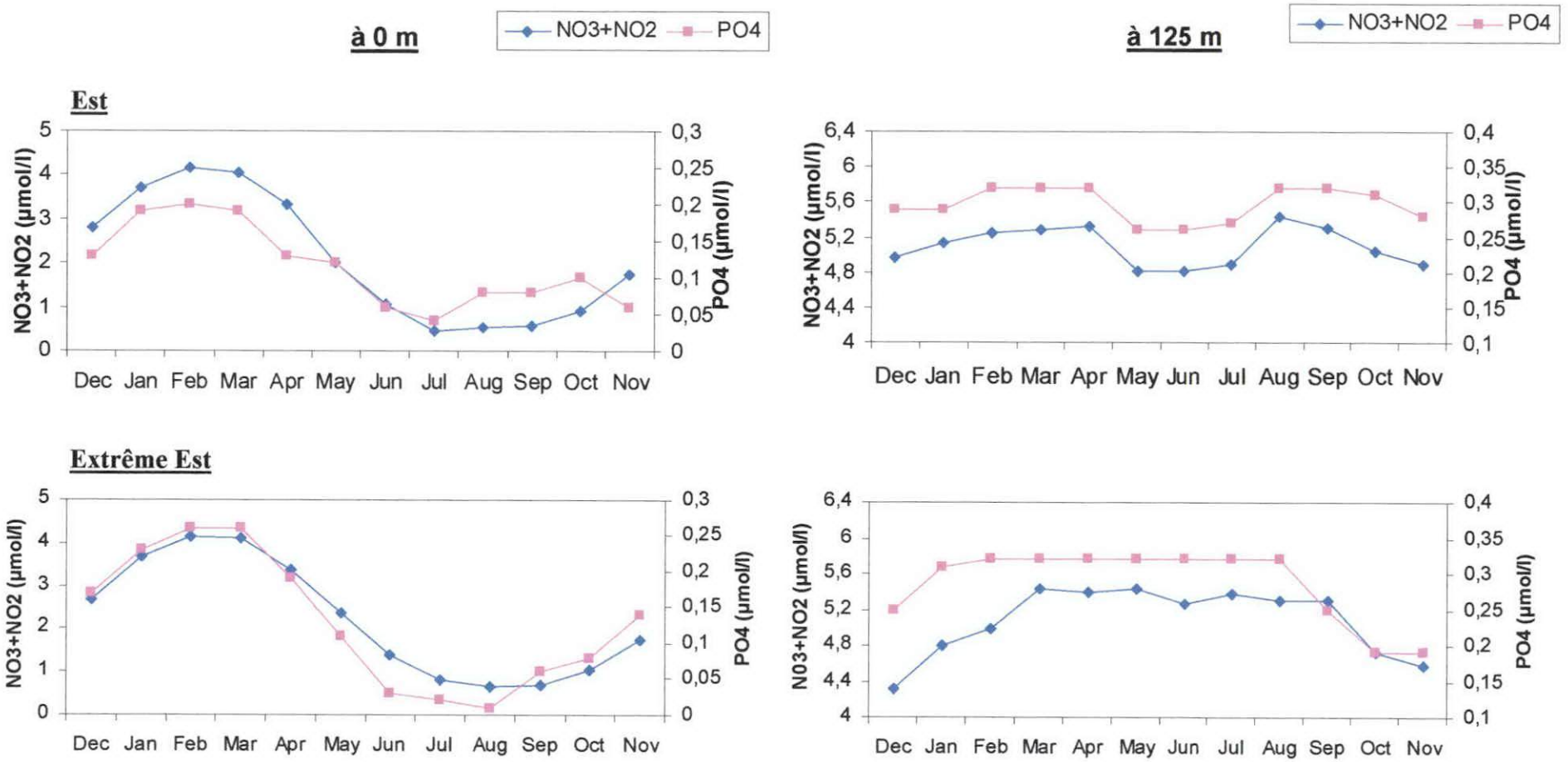


Fig. 11a. Cycles annuels des nitrates + nitrites (NO3+NO2) et des silicates (Si(OH)4) à 0 et 125 m dans l'Extrême Ouest, l'Ouest et le Centre du bassin algérien.

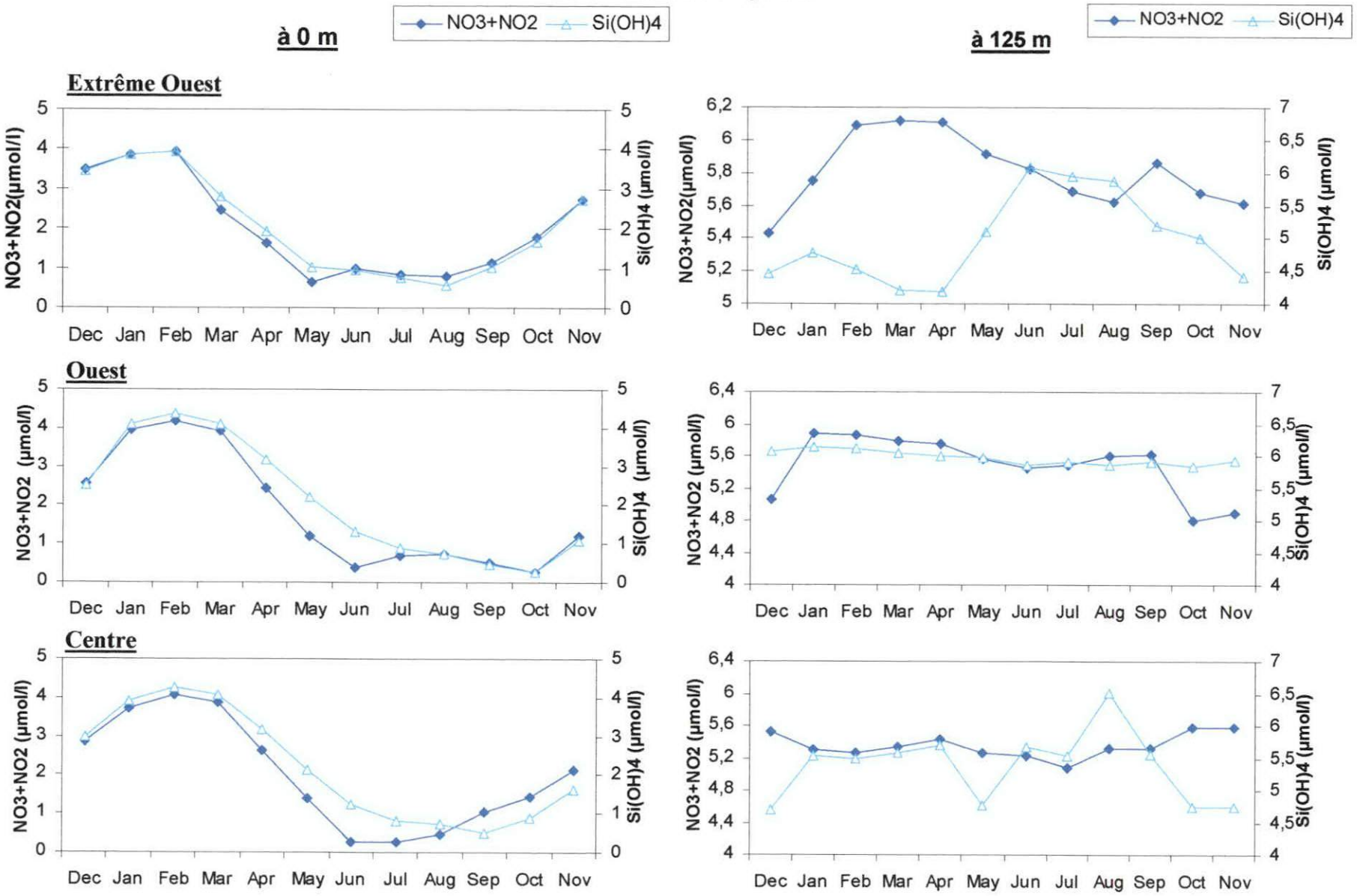
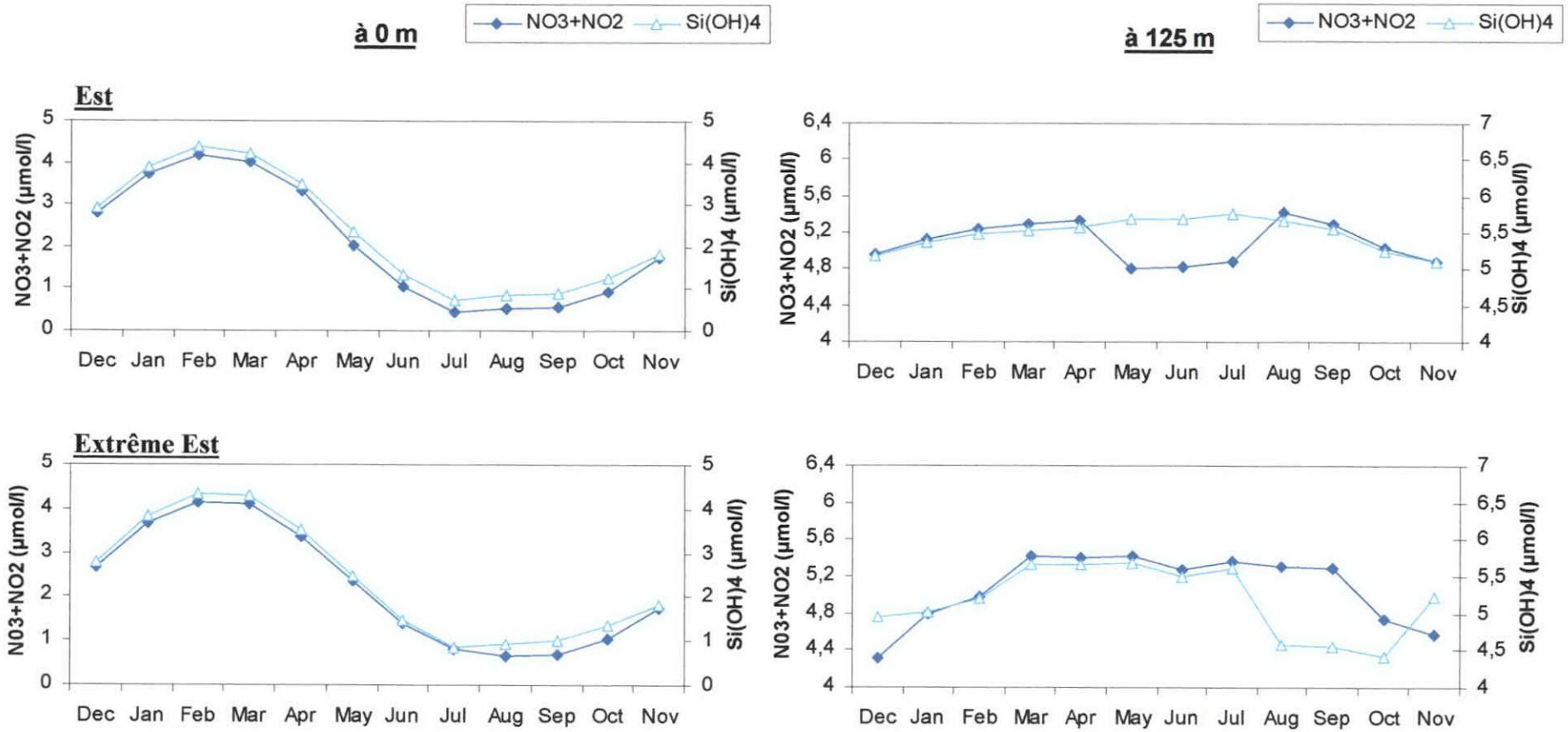


Fig. 11b. Cycles annuels des nitrates + nitrites (NO3+NO2) et des silicates (Si(OH)4) à 0 et 125 m dans l'Est et l'Extrême Est du bassin algérien.



III.2.1.2 Les rapports ΔN/ΔP :

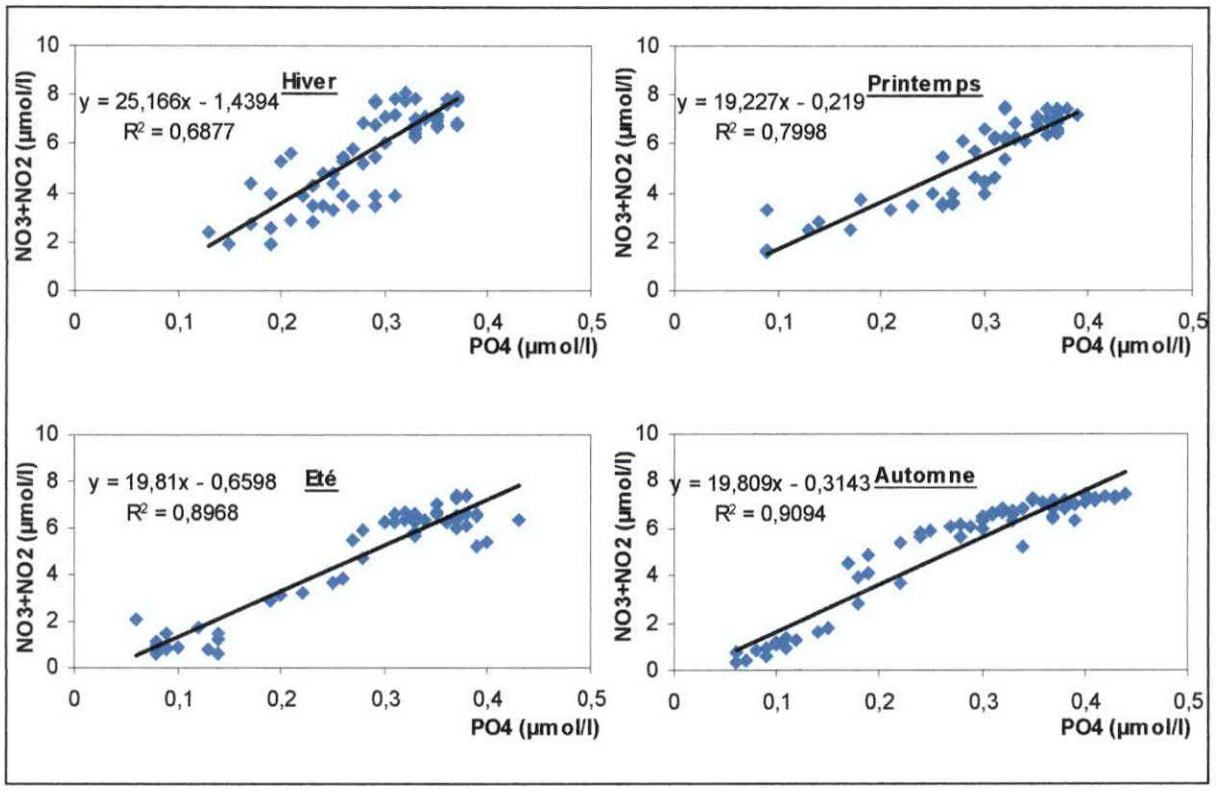
Les rapports N/P élevés, en Méditerranée, ont été attribués soit à un déficit général, mais modéré,en phosphates, dû à l'adsorption de ces derniers sur des particules de poussières (Krom et al., 1992, in **Béthoux and al., 2002**), soit à une augmentation des concentrations nitrates résultant de la fixation de l'azote moléculaire qui est converti en ammonium (NH4+) qui peut être utilisé pendant la photosynthèse (Hood et al., 2000, **in Béthoux and al., 2002**).

Dans l'ensemble, le rapport N/P, pour le bassin algérien, s'échelonne de 19 à 22, (Figure 12), comparable à celui donné par **Raimbault et al. (1990)** qui est de 21 à 22 et par **Béthoux and al. (2002)** pour la Méditerranée Occidentale qui est de 22.

En procédant zone par zone, et saison par saison, on remarque que le rapport N/P augmente en allant d'ouest en est (19 ; 20,5 ; 22 pour, respectivement, l'Extrême Ouest, l'Ouest et le Centre), cela pourrait être dû à l'influence décroissante de l'eau atlantique (N/P=16, d'après **Béthoux and al. (2002)**).

En ce qui concerne l'Est et l'Extrême Est, les valeurs trouvées sont faibles (14 – 18), proches de celles de l'océan mondial (15 – 16) **(Redfield et al., 1963)**.Nous expliquons cela le manque de données de sels nutritifs dans ces zones et le lissage induit par les relations sels nutritifs – température. En effet, lorsqu'il y a un manque de données (notamment dans les deux zones les plus à l'est), l'interpolation est faite par la relation température – sels nutritifs et d'une façon générale, la figure 6 montre qu'il y a plus de données de phosphates que de nitrates.

Extrême Ouest



Ouest

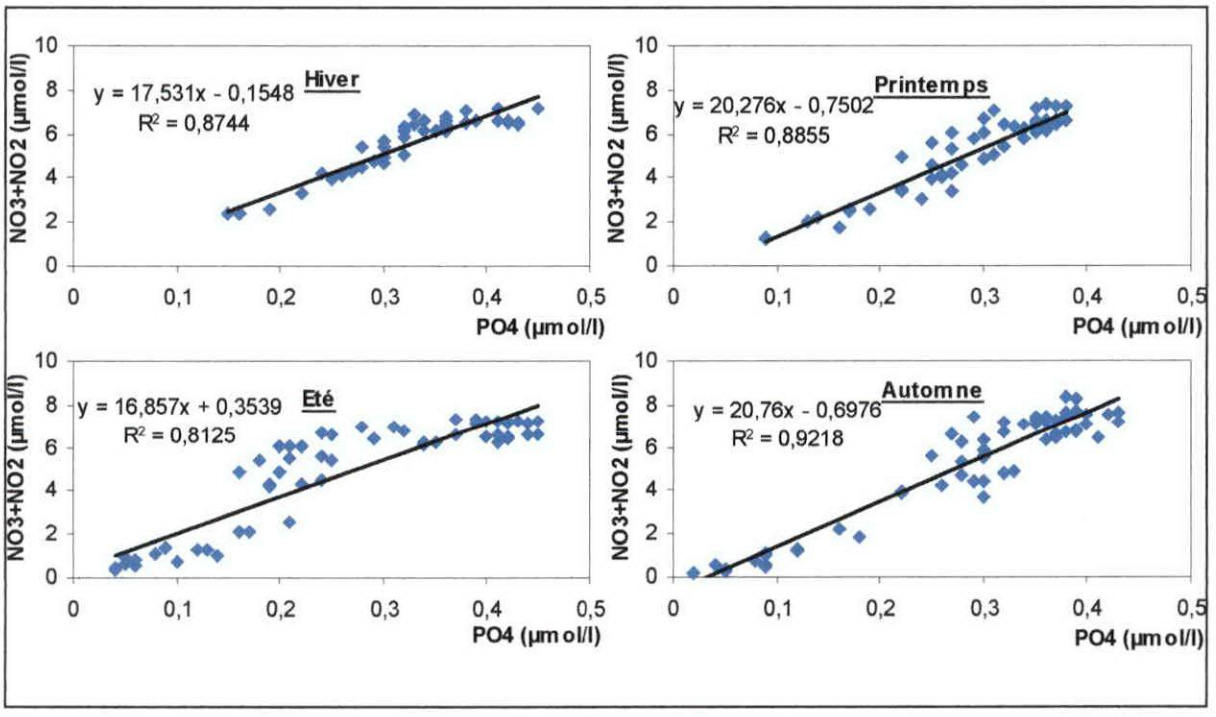
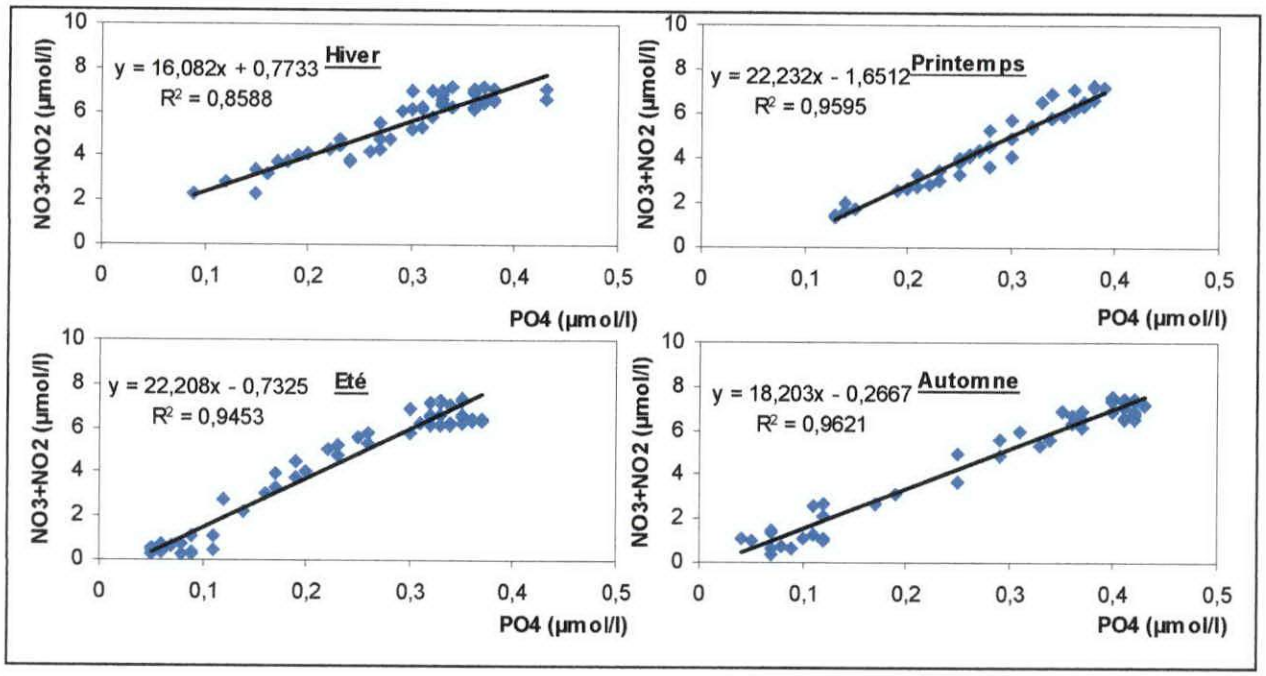


Fig. 12a. Rapports N/P saisonniers dans l'Extrême Ouest et l'Ouest du bassin algérien.

Centre



Est

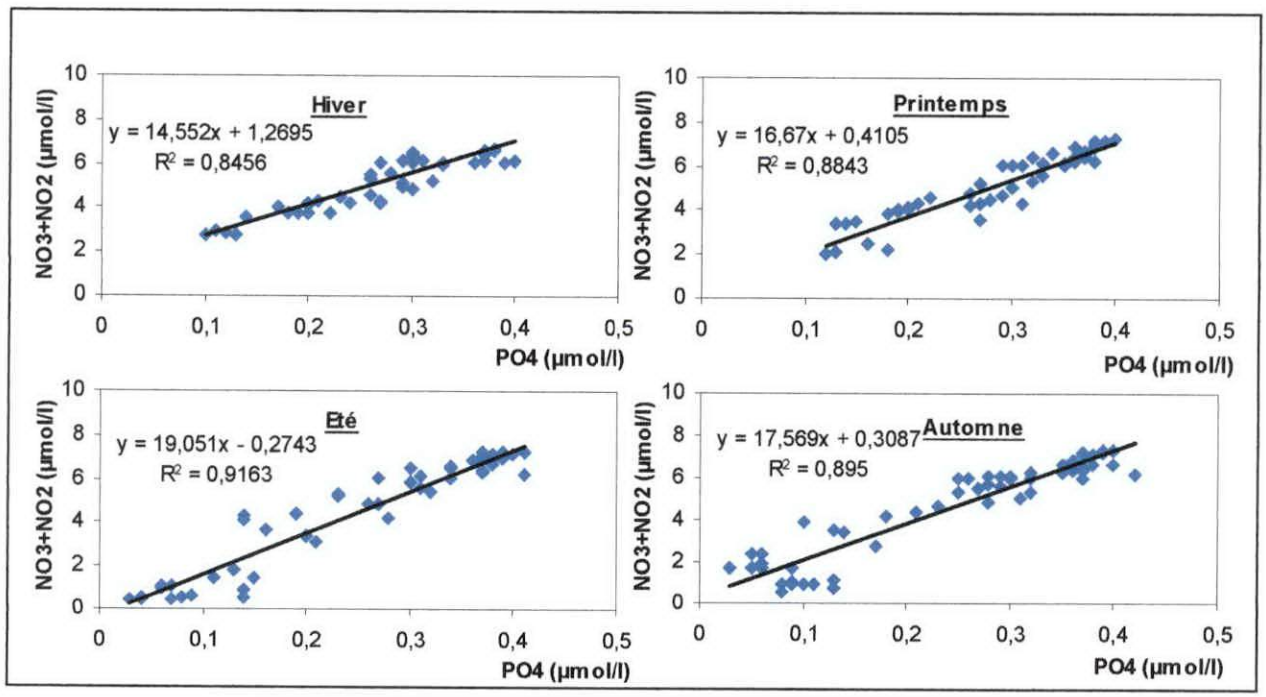


Fig. 12b. Rapports N/P saisonniers dans le Centre et l'Est du bassin algérien.

Extrême Est

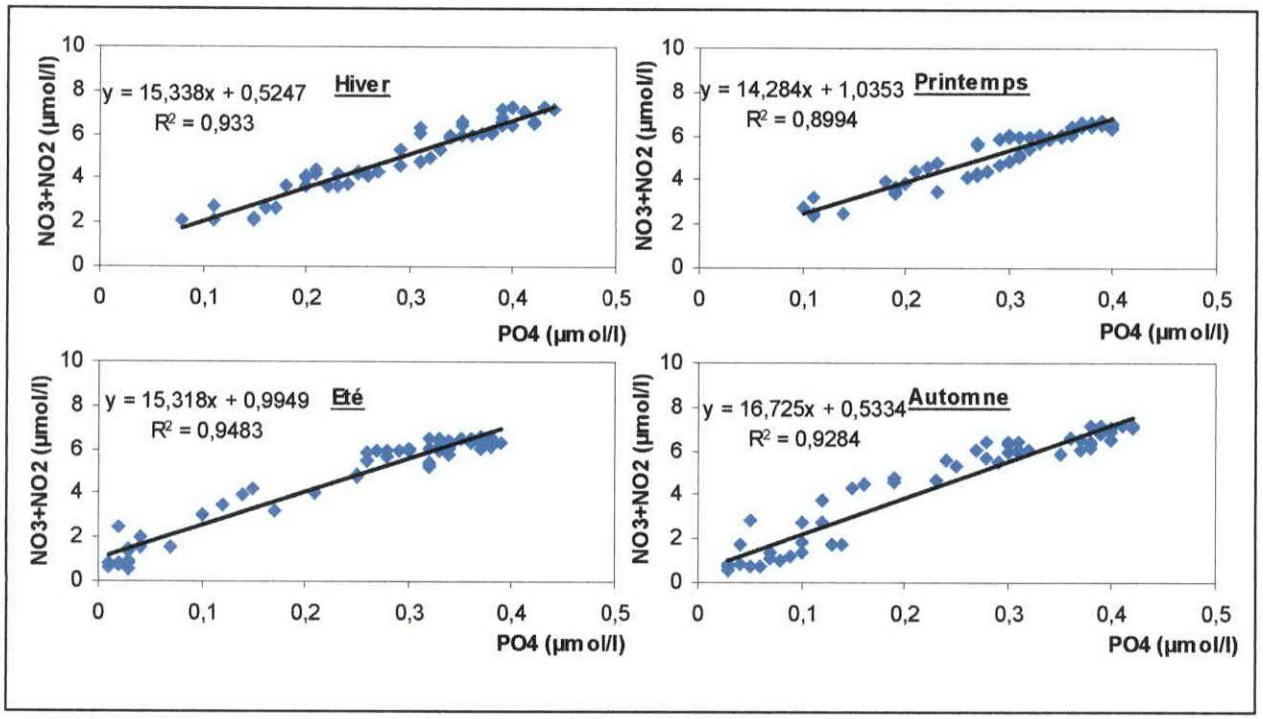


Fig. 12c. Rapports N/P saisonniers dans l'Extrême Est du bassin algérien.

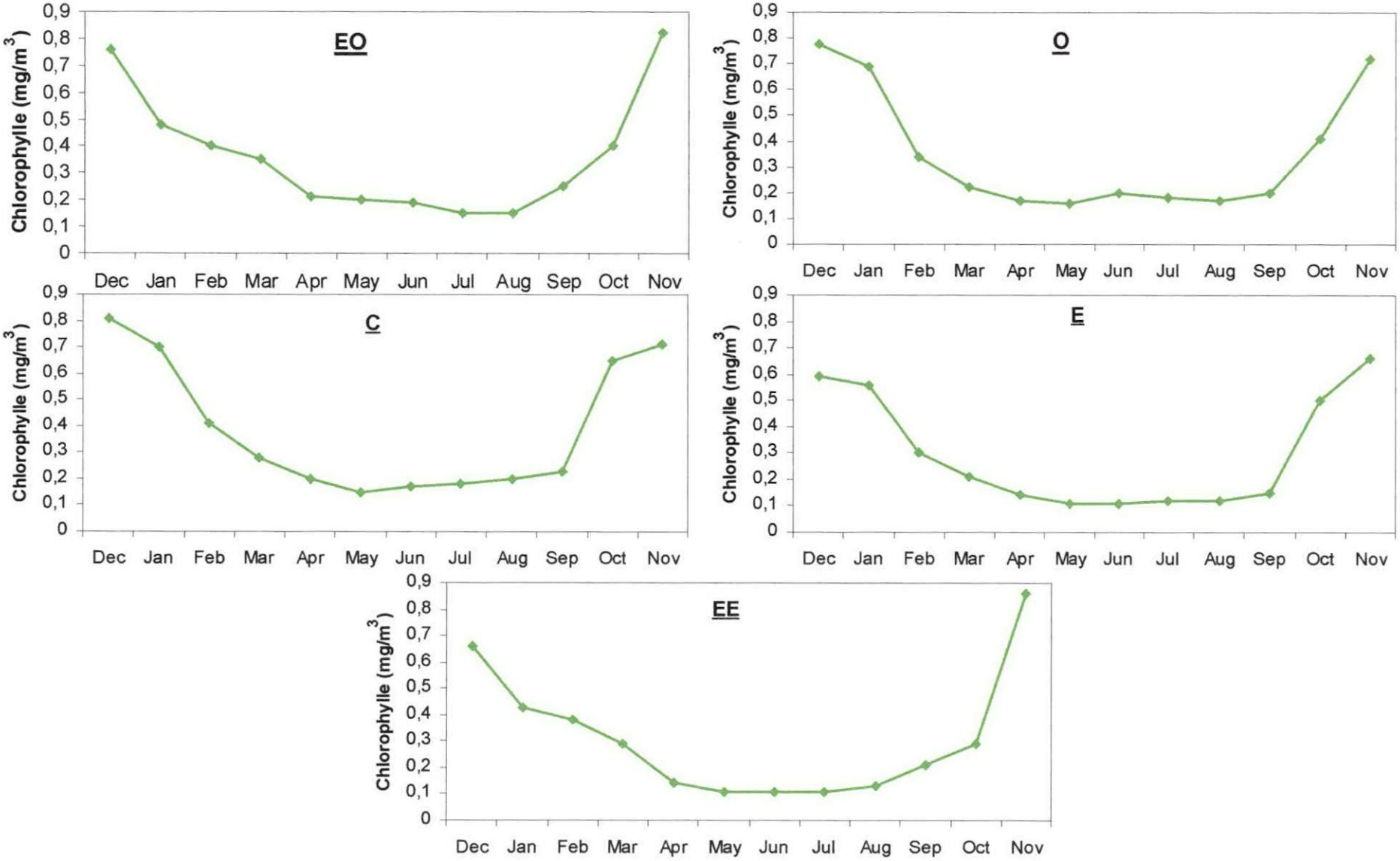
III.2.2 Cycles annuels en surface de la Chlorophylle :

Les cycles annuels des concentrations en chlorophylle dans les cinq zones sont représentés dans la figure 13.

Nous constatons que pour toutes les zones, les cycles annuels présentent une configuration très similaire. Ils indiquent des concentrations de chlorophylle maximales en fin d'automne (Novembre) et début d'hiver (Décembre) et minimales en période chaude (Mai – Août).
Ce schéma général pourrait être expliqué par le fait que les images satellitaires représentent une couche superficielle très mince, où la disponibilité de sels nutritifs en période froide, en plus d'un éclairement suffisant par temps dégagé, aurait permis la formation d'un bloom phytoplanctonique hivernal. Le maximum observé qui est de l'ordre de 0,9 $mg.m^{-3}$, et qui correspond à l'EO, est très loin des fortes concentrations rencontrées vers une profondeur de 55 à 60 m dites DCM (Deep Chlorophyll Maximum) constaté et expliqué par **Raimbault et al. (1993)** au niveau du Courant Algérien, qui sont de 6 à 15,8 $mg.m^{-3}$

Le faible signal pour la période chaude revient au fait que l'intensité de l'ensoleillement présente est une condition défavorable pour le phytoplancton qui va alors chercher un compromis entre lumière et disponibilité des nutriments primordiale pour sa croissance à des niveaux plus bas où se réunissent toutes ces conditions, d'où le pic de chlorophylle se trouvant en dessous de la surface pour les régions de fort ensoleillement **(in Copin-Montégut, 1996).**

Fig.13. Variation annuelle des concentrations de chlorophylle, en surface, dans les différentes zones du bassin algérien.



III.2.3 Oxygène dissous et UAO :

Les profils de l'oxygène et de l'UAO ont, quasiment, la même configuration, mais en sens opposé, pour toutes les zones et cela en Février et en Août (figures14a, 14b).

Pour une même zone, ces profils en Février et en Août, diffèrent seulement dans la couche de surface.

En Août ,un maximum de concentration en oxygène (voisin de 270 µmol/l) est observée vers 60m de profondeur qui correspondrait au maximum de chlorophylle de subsurface (DCM),c'est-à-dire, où la photosynthèse est à son maximum. En parallèle, le profil d'UAO, dans cette couche, permet de déceler la sursaturation en oxygène (UAO < 0) et la profondeur de compensation (UAO =0) qui correspond à la profondeur où la consommation équivaut la production d'O2 qui se situe en dessous du maximum observé.

En Février, la situation est différente, puisque le maximum se situe juste en surface (0 m). Cette sursaturation pourrait être due d'une part à la biologie (bloom hivernal en surface), et d'autre part à la turbulence de la couche de surface, ce qui permet le piégeage de bulles d'air (oxygénation des eaux de surface) et à la solubilité de l'oxygène qui, comme pour n'importe quel autre gaz, est maximale quand la température est plus basse (hiver).

En dessous de la couche de surface, pour les deux mois considérés, la concentration de l'oxygène diminue pour atteindre un minimum dans la partie inférieure de l'eau intermédiaire (400-500 m). Ce minimum, comme déjà évoqué dans le 1er chapitre, serait en relation avec le taux de reminéralisation maximal de la matière organique à ce niveau de profondeur (UAO est à son maximum) (**in Copin–Montégut ,1996**).

III.2.4 Alcalinité Totale (AT) et pression partielle du gaz carbonique (pCO_2):

Les cycles annuels de AT et de pCO_2 pour les cinq zones du bassin algérien, sont représentés dans la figure 15.

L'alcalinité et la salinité sont en corrélation linéaire dans la majeure partie de la Méditerranée Occidentale **(Copin-Montégut, 1993)**, d'où la relation que nous avons utilisé pour le calcul de AT.

La pression partielle du gaz carbonique dépend, selon les relations utilisées pour son calcul, de AT, de TCO_2 (carbone inorganique total), de la salinité et enfin de la température.
Sa variation temporelle est gouvernée par les processus biologiques, physiques (mélange vertical et échange air – mer) et thermodynamiques **(in Louanchi et al., 1999)**.

Les résultats obtenus dans cette étude, pour les cinq zones, montrent que le pCO_2 suit le cycle annuel de la température, c'est à dire, que dans le Bassin Algérien, les variations de pCO_2 sont dominées par les changements thermodynamiques.

Le cycle annuel montre aussi, pour les cinq zones, que le pCO_2 de l'eau de mer est supérieur à celui de l'air en période estivale (maximum en Août), et d'après **Papaud et Poisson (1985)**, cela signifie un dégazage du CO_2 de la mer vers l'atmosphère, ainsi, la mer joue le rôle de source de CO_2 pour l'atmosphère. L'inverse est visible en période hivernale (minimum en Février), induisant le rôle de puits. L'influence biologique n'est pas visible sur les cycles annuels, mais elle existe, puisque, d'après **Bégovic and Copin-Montégut (2002)**, au mois de Mars, après un mélange hivernal intense, l'amorcement de la photosynthèse tend à faire diminuer le pCO_2.

L'écart entre hiver – été en pCO_2 est voisin, en moyenne, pour le bassin algérien de 152 µatm comparable à celui trouvé par **Bégovic and Copin-Montégut (2002)** à la station Dyfamed (situé dans le Bassin Liguro-Provençal), qui est de l'ordre de 120 µatm, ce qui confirmerait la relation de pCO_2 avec la température, puisque l'écart hiver – été de température, est plus

marqué au sud de la Méditerranée occidentale (bassin algérien) que au nord de celle-ci. Il est à noter aussi, que l'écart augmente en allant de l'EO vers l'EE (139 à 173 µatm), alors qu'il a été déjà mentionné que l'écart de température s'accroît dans ce sens là. En plus de l'élévation de l'écart, les valeurs elles mêmes augmentent en été en allant d'ouest en est.

Les changements thermodynamiques, certes, influencent le pCO_2 en Méditerranée, mais ce n'est pas le seul processus. En effet un changement saisonnier en température de surface d'environ 13°C induirait des changements thermodynamiques sur le pCO_2 d'environ 240 µatm **(in Louanchi et al., 1996)**. Donc, les effets de la température sur le pCO_2 sont compensés par d'autres processus. Les bons candidats seraient l'activité photosynthétique qui tend à faire baisser la pression partielle de gaz carbonique et le dégazage vers l'atmosphère.

III.2.5 Les flux de gaz carbonique (FCO_2) et de l'oxygène (FO_2) :

Les FCO_2 et FO_2 annuels sont illustrés dans la figure 16.

Pour les cinq zones, le flux de CO_2 est négatif en hiver (puits) et positif en été (source), suivant les variations de la différence de pression partielle de CO_2 dans l'air et dans l'eau.

Le cycle du FO_2 illustre l'influence des processus biologiques. Celui-ci est positif toute l'année et pour tout le Bassin Algérien (source d'O_2 pour l'atmosphère), mais les valeurs changent selon la période de l'année. Les maxima en hiver et en été refléteraient, sans doute, la photosynthèse qui contribue à l'apparition de sursaturations en oxygène déjà indiquées sur les profils de l'oxygène et un mélange hivernal intense qui tend à sursaturer les eaux de surface en oxygène, cela est, généralement, visible en fin d'hiver (Février – Mars).

La comparaison des flux en été pour les différentes zones pourrait expliciter leur fertilité relative. Par exemple, la zone de l'EO est marquée par des flux d'oxygène nettement supérieurs (38 mmol/m2/j) à ceux des autres zones.

Pour avoir une vue générale sur le caractère puits/source d'O_2 et de CO_2 du bassin Algérien, nous récapitulons les flux moyens de ces deux gaz et cela pour chaque zone. Le bassin algérien est globalement une source d'O_2 et de CO_2 pour l'atmosphère à l'échelle annuelle (tableau 2).

Zone	FO_2 annuel	FCO_2 annuel
EO	19,69	0,95
O	9,92	0,14
C	8,35	0,61
E	9,14	0,56
EE	9,6	0,98

Tableau 2 : *Flux annuels du carbone et de l'oxygène (mmol/m²/j) dans les cinq zones.*

Fig. 14a. Profils de l'oxygène dissous (O2) et de l'UAO dans l'Extrême Ouest, l'Ouest et le Centre du bassin algérien

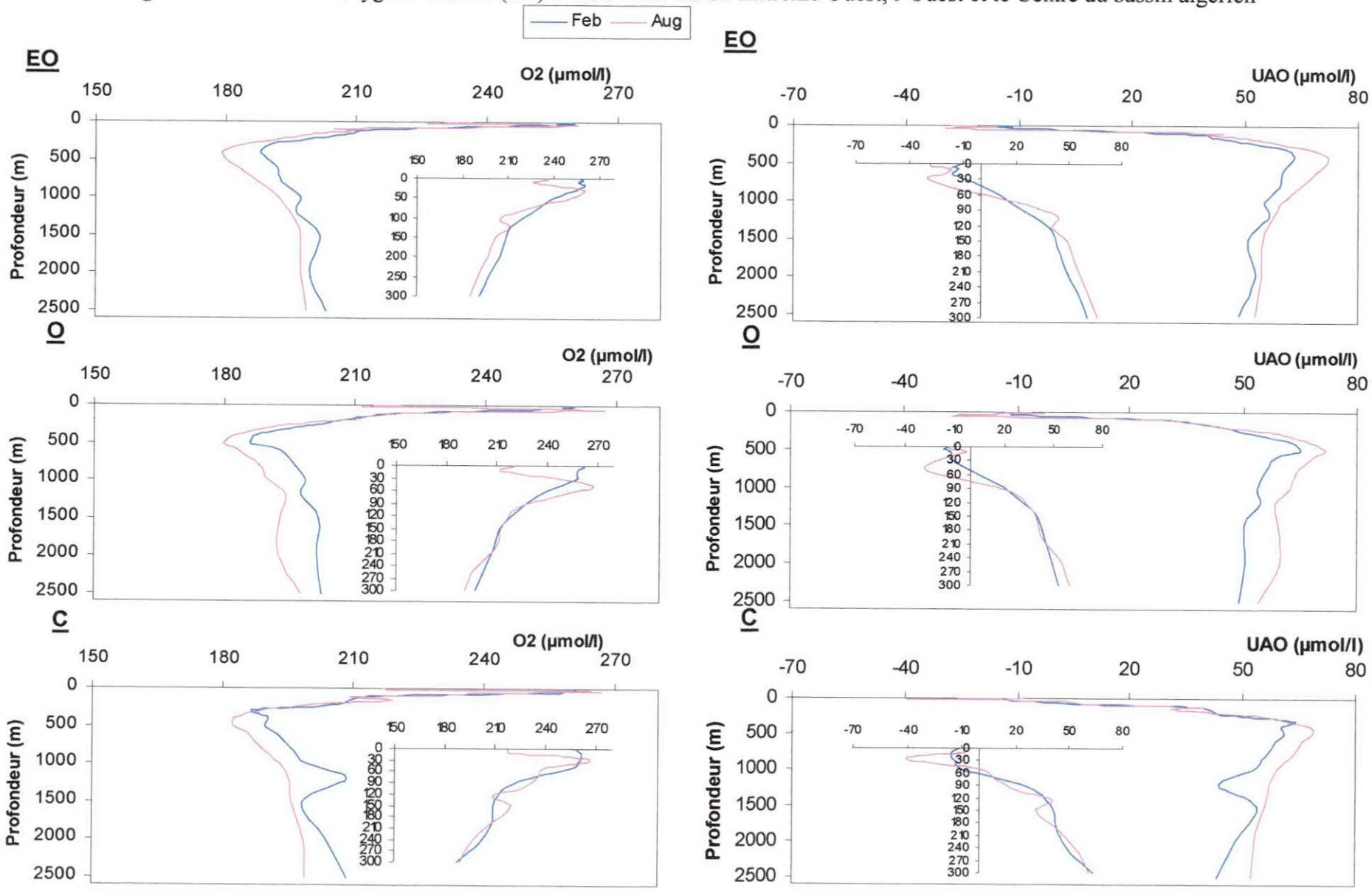


Fig.14b. Profils de l'oxygène dissous (O2) et de l'UAO dans l'Extrême Est, l'Est du bassin algérien.

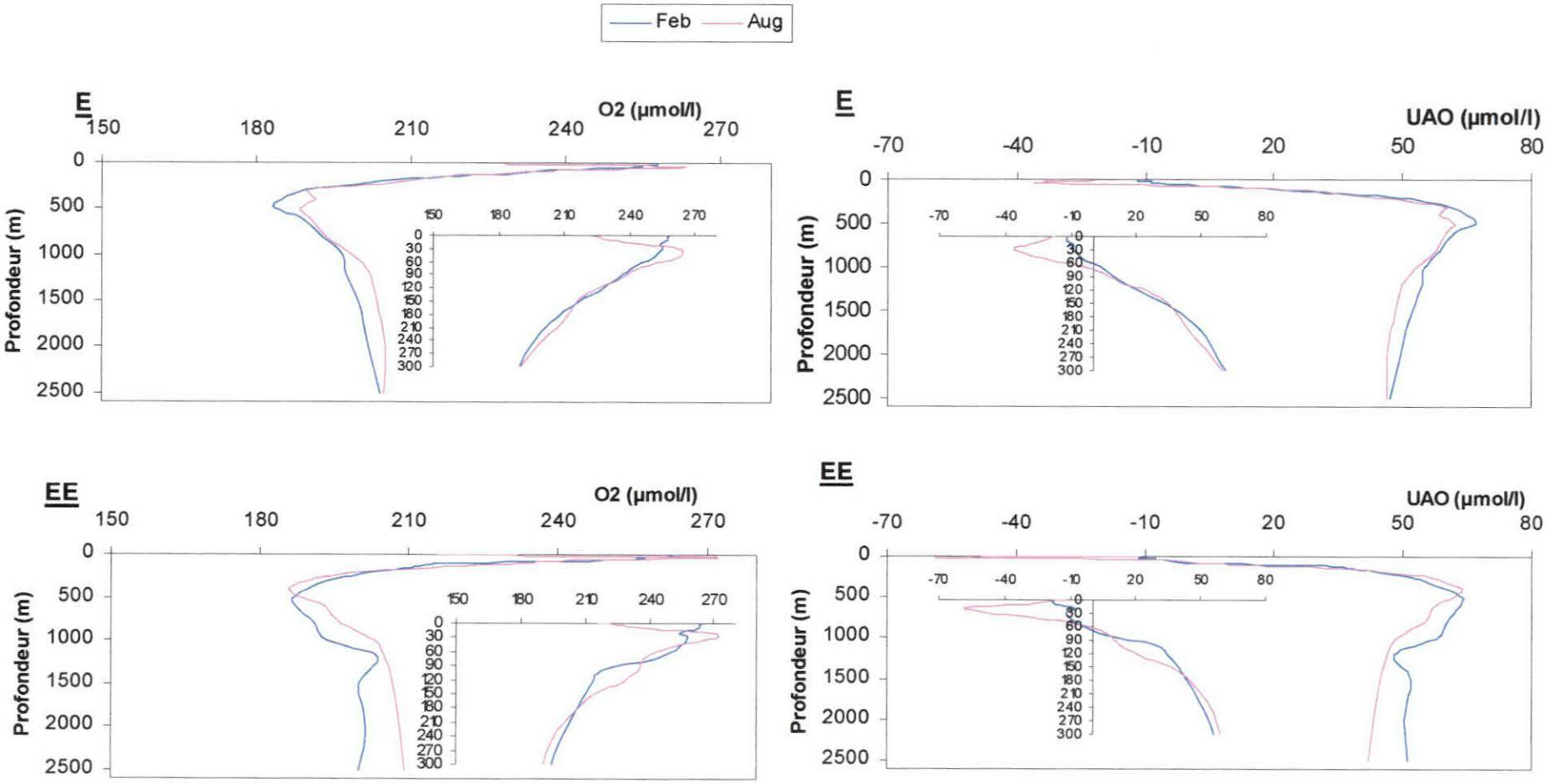


Fig. 15. Variation annuelle Pression partielle du gag ($pCO2$) carbonique et l'alcalinité totale (AT) à 0 m dans les différentes zones du bassin algérien.

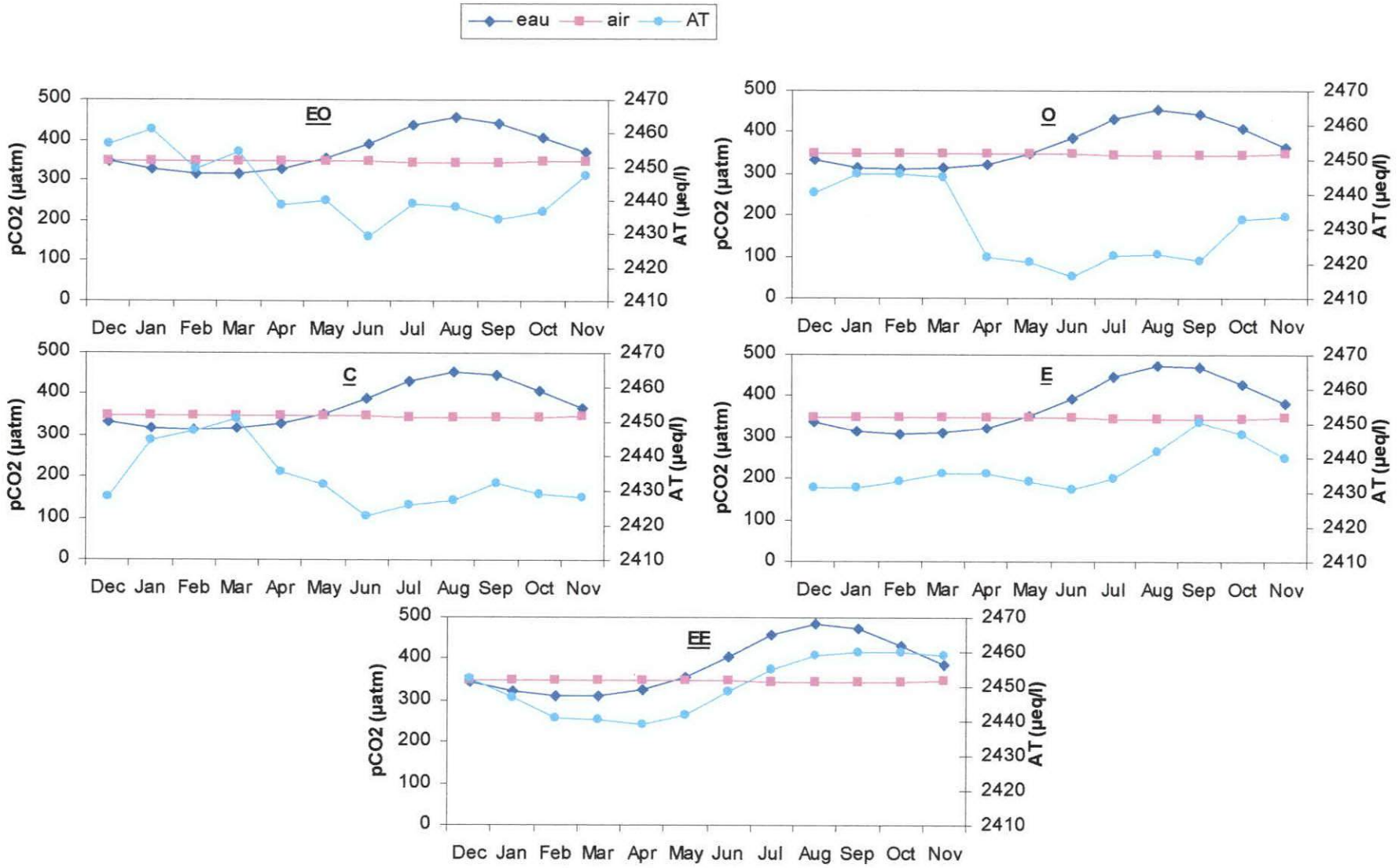
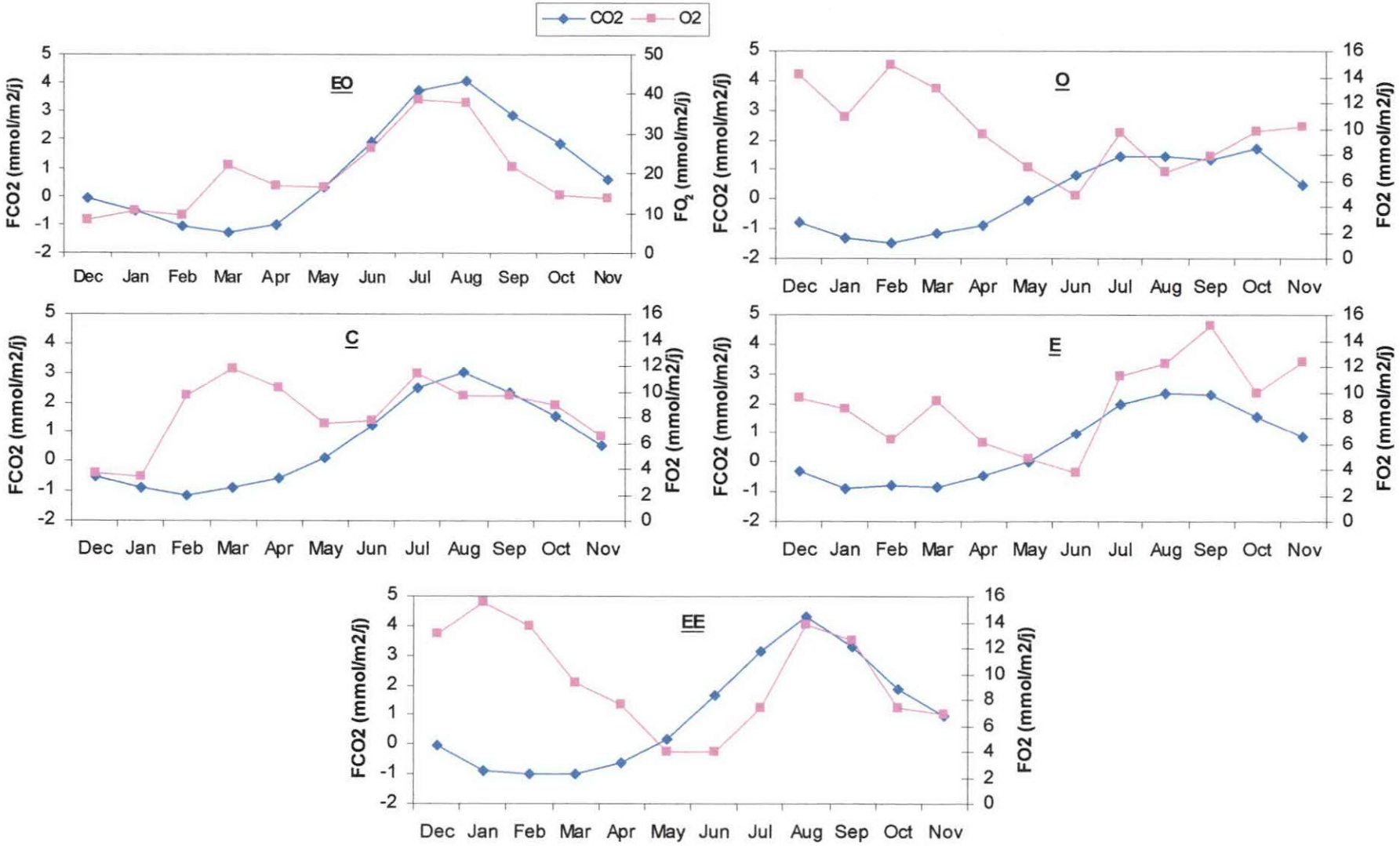


Fig. 16. Variation annuelle des flux de gaz carbonique (FCO2) et d'oxygène (FO2) dans les différentes zones du bassin algérien. (Notez la différence de l'échelle du FO2 dans le graphe EO vue la grandeur des valeurs).



III.3 Production - Reminéralisation

III.3.1 Production primaire :

La production primaire obtenue en utilisant les données de chlorophylle de surface de CZCS, pour les cinq zones considérées, est présentée par un histogramme dans la figure 17.

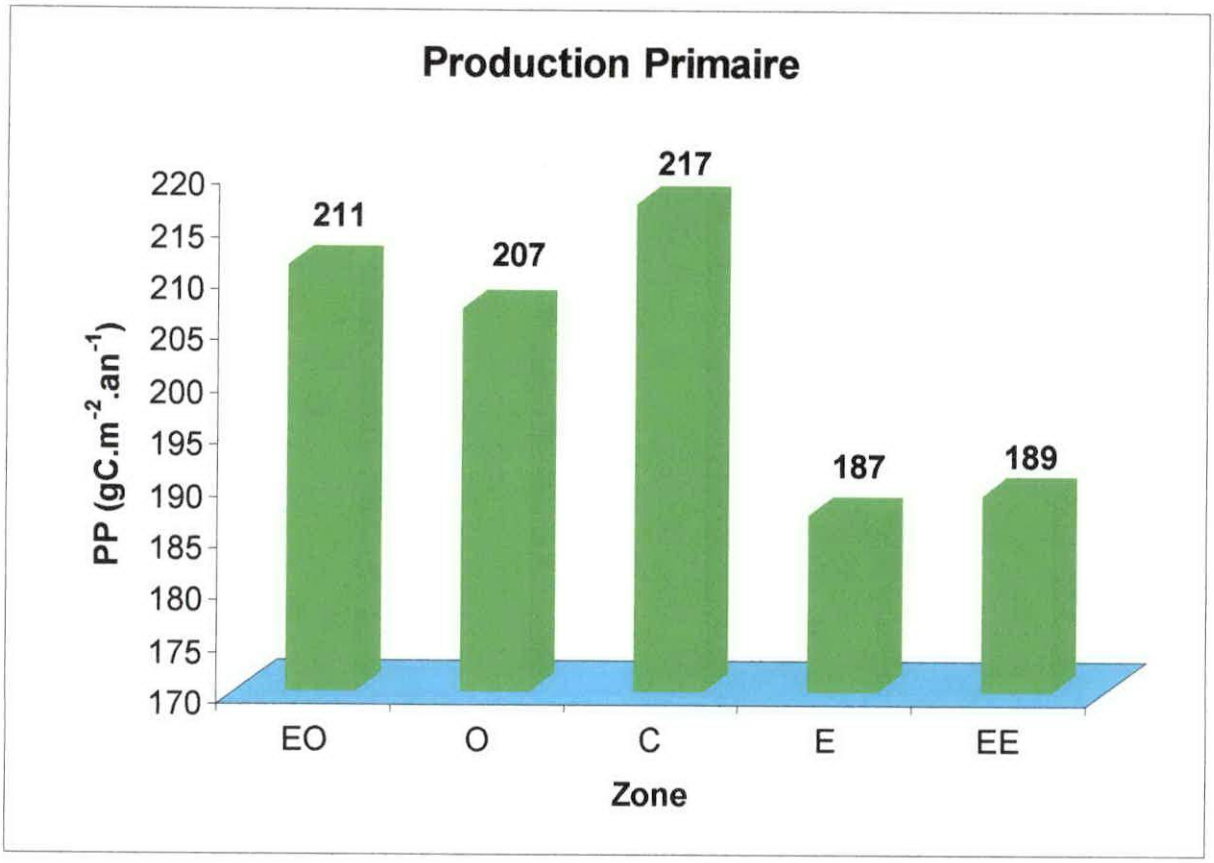


Fig. 17. Production primaire en surface à partir des données CZCS pour les cinq zones du bassin algérien

L'histogramme nous montre la répartition de la production primaire dans le bassin algérien et indique qu'elle est plus importante dans ses parties centrale et occidentale. Les eaux de surface du bassin algérien sont plus pauvres à l'est qu'à l'ouest. Cela pourrait être expliqué par le fait que les eaux atlantiques de surface entrantes sont relativement plus riches en sels nutritifs que les eaux méditerranéennes de surface qui sont un mélange d'eau méditerranéenne d'origine avec l'eau atlantique (Chap. I) ; celle-ci s'appauvrit en nutriments tout au long de son cheminement d'ouest vers l'est.

Les structures tourbillonnaires du courant algérien (circulation à méso échelle), peuvent générer des remontées de sels nutritifs par des upwellings qui naîtraient entre un tourbillon cyclonique et un autre anticyclonique. Celles-ci sont plus marquées à l'ouest du bassin qu'à l'est **(Millot, 1999)**.

En moyenne, la production primaire de tout le bassin algérien dépasse 200 $gC.m^{-2}.an^{-1}$. Cela prouve qu'il est une région de la Méditerranée occidentale relativement riche en sels nutritifs,

puisque celle de cette dernière est estimée à environ 160 $gC.m^{-2}.an^{-1}$ (Morel and André, 1991 **in Béthoux et al, 1998**).

III.3.2 Nouvelle Production et *f*–ratio :

Les résultats de l'estimation de la nouvelle production à partir des phosphates, des nitrates/nitrites et de l'UAO pour les cinq zones, qui sont symbolisées par, respectivement, pnPO4, pnNO3, pnUAO, et représentés par un histogramme (Fig. 18) et reportés dans le tableau 03.

Nous avons estimé le *f*-ratio pour chaque zone en utilisant les relations **d'Eppley and Peterson, (1979)** (Chap. II).

En moyennant ces différentes nouvelles productions, estimées à partir des trois paramètres considérés, et en utilisant les productions primaires, calculées à partir des données CZCS de chlorophylle, nous avons obtenu les f-ratio pour les cinq zones, représentés par un histogramme (Fig. 18) et reportés dans le tableau 06.

Contrairement à la production primaire qui semble, d'après les données CZCS, décroître d'ouest en est, la nouvelle production tend à s'accroître dans ce sens. Nous supposons qu'il pourrait s'agir d'un artefact dû au manque de données dans les zones de l'est. En effet, l'interpolation par les relations sels nutritifs – température conduirait à assujettir le cycle saisonnier à celui de la température (très prononcé).

Nous avons constaté que l'Extrême Ouest a la nouvelle production la plus basse avec 18 ($gC/m^2/an^{-1}$) en moyenne, le Centre et l'Est ont des valeurs moyennes d'environ 21 ($gC/m^2/an^{-1}$) et enfin les valeurs les plus élevées sont rencontrées dans l'Ouest et l'Extrême Est avec, respectivement, 23 et 27 ($gC/m^2/an^{-1}$).

Par ailleurs, si on compare les nouvelles productions obtenues à partir des trois paramètres, on constate que les phosphates donnent les valeurs les plus élevées et l'UAO, les valeurs les plus basses. Les différences entre celles données par les NO_3 et celles par les PO_4 sont dues aux différences de disponibilité des données pour chacun de ces paramètres. Dans ce type de méthode d'estimation de la nouvelle production, plus il y a des données, mieux le cycle annuel est représenté et meilleure sera l'estimation.

Pour l'UAO, le signal saisonnier peut être compensé par les échanges air-mer qui perturberaient le cycle saisonnier d'oxygène (donc d'UAO) lié aux processus biologiques. En effet, nous avons vu plus haut que l'oxygène était dégazé toute l'année de l'eau vers l'air.

On peut ainsi conclure que la nouvelle production estimée à partir des phosphates se rapprocherait plus de la valeur réelle.

Les nouvelles productions moyennes estimées à partir des phosphates et à partir des nitrates qui sont de, respectivement, 24 et 23 $gC/m^2/an$ dans tout le Bassin Algérien sont comparables à celles données par **Béthoux et al., (1998)** pour toute la Méditerranée qui sont, respectivement, égales à 22,46 et 30,14 $gC/m^2/an$.

Le *f*-ratio qui reflète la fertilité d'une zone par rapport à une autre, est plus élevé dans l'Extrême Est (0,14) et plus bas dans l'Extrême Ouest (0,08).

Globalement, les valeurs trouvés sont proches de celles données par **Béthoux et al., (1998)** qui sont de 0,08 à 0,15.

Les résultats trouvés affirment l'oligotrophie du bassin algérien, malgré la tendance à la mésotrophie indiquée par les valeurs de la production primaire.

III.3.3 Taux et rapports de reminéralisation :

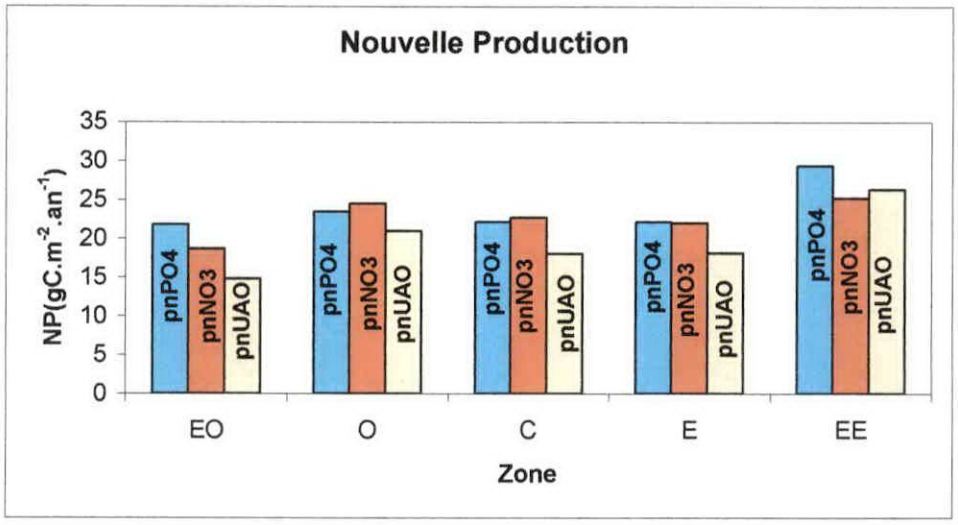
Les taux de reminéralisation estimés à partir des phosphates sont importants avec même des valeurs supérieures à celles des nouvelles productions correspondantes (Extrême Ouest), cela pourrait être expliqué par la reminéralisation, en plus de la matière organique autochtone, celle apportée de l'extérieur (allochtone) ramenée, par exemple, par l'eau atlantique entrante ou par les apports terrigènes. De même la matière organique formée par la production régénérée peut partiellement s'échapper de la couche euphotique et entrer dans le cycle de reminéralisation.

Les taux de reminéralisation estimés par les nitrates sont relativement faibles, ce qui pourrait être lié plus au manque de données qu'à une faible valeur de la reminéralisation de l'azote dans cette couche.

Ceux estimés par l'UAO sont aussi importants que ceux des phosphates, avec des valeurs dépassant celles des nouvelles productions correspondantes (le Centre et l'Extrême Ouest).

Les rapports de reminéralisation moyennés pour les trois paramètres, pour les différentes zones sont représentés par l'histogramme de la figure 19 et reportés dans le tableau 03. Ils indiquent que la reminéralisation s'effectue essentiellement entre 100 et 200 m dans les cinq zones.

En moyenne la reminéralisation entre 100 et 200 m de profondeur évolue de près de 100% de la nouvelle production dans la région de l'extrême ouest à 60% de celle-ci dans la région de l'extrême est.



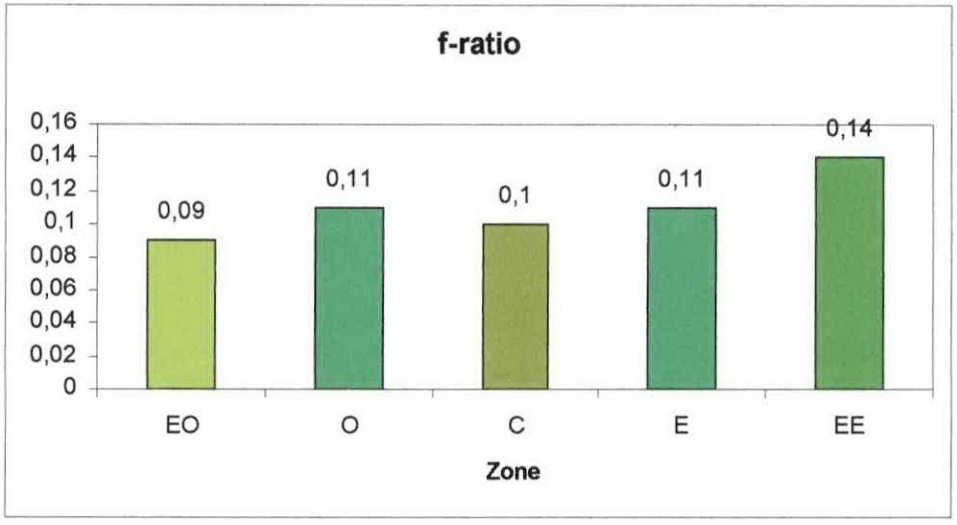
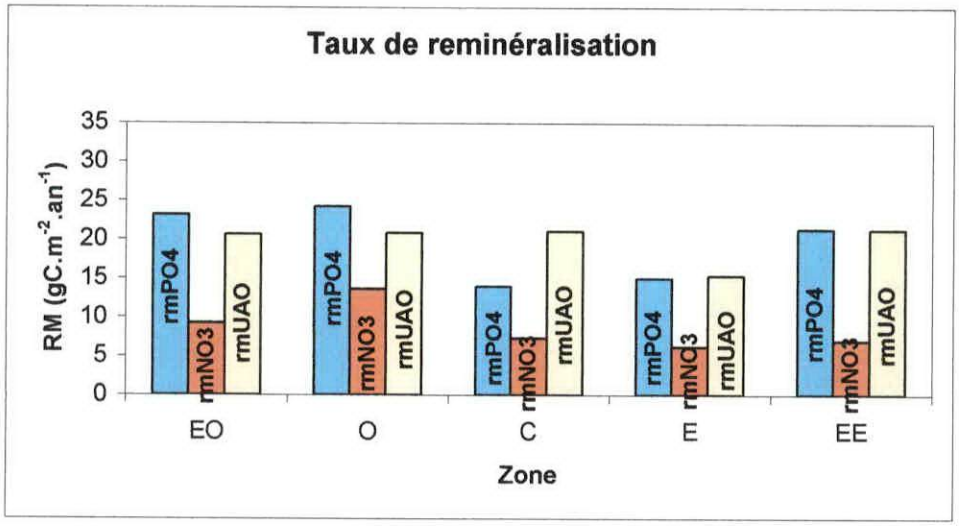


Fig. 18. Différentes nouvelles productions et *f*-ratios moyens dans les cinq zones



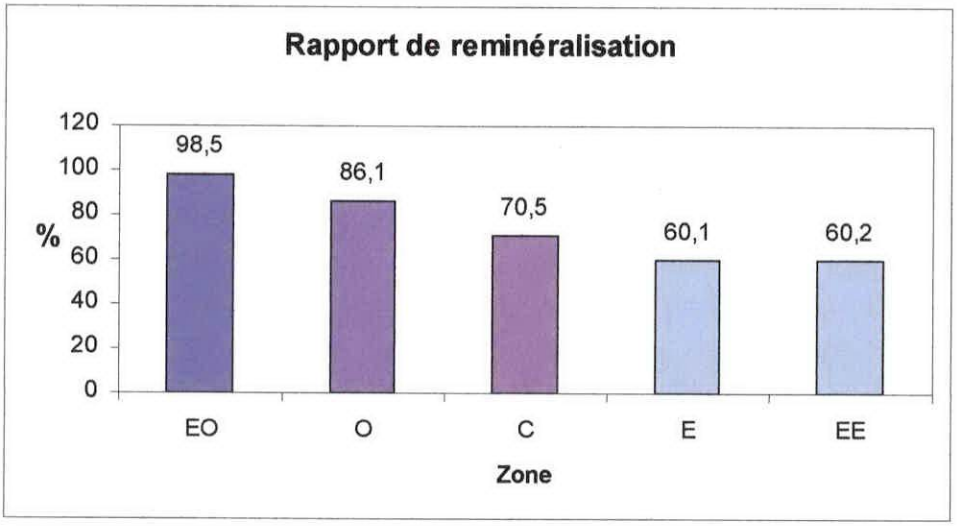


Fig. 19. Taux et rapports de reminéralisation calculés par les trois paramètres pour les cinq zones.

Tableau 03 **: *Différentes*** *nouvelles productions (NP) et reminéralisations (RM), rapports de reminéralisation (RM/NP), productions primaires (PP) et f-ratios, dans les cinq zones.*

	Phosphates		Nitrates		UAO				
Zone	**NP (gC/m^2)**	**RM (gC/m^2)**	**NP (gC/m^2)**	**RM (gC/m^2)**	**NP (gC/m^2)**	**RM (gC/m^2)**	**RM/NP (%)**	***f*-ratio**	**PP (gC/m^2/an)**
Extrême Ouest	21,82	23,15	18,63	9,25	14,79	20,66	**98,5**	**0,09**	**211**
Ouest	23,43	24,25	24,51	13,58	20,99	20,85	**86,1**	**0,11**	**207**
Centre	22,17	13,95	22,75	7,26	18,05	21,04	**70,5**	**0,1**	**217**
Est	22,16	15,02	21,99	6,16	18,16	15,34	**60,1**	**0,11**	**187**
Extrême Est	29,39	21,32	25,19	6,94	26,34	21,28	**60,2**	**0,14**	**198**

Conclusion

La base de données Medar/Medatlas 2002 nous a permis de la reconstitution des climatologies mensuelles de différents paramètres hydrologiques et géochimiques. Ces climatologies nous permettent de dresser une image des caractéristiques hydrologiques et bio-géochimiques typiques des années 80 dans le bassin algérien. L'analyse des résultats nous mène aux conclusions suivantes :

- L'augmentation de la température et de la salinité de surface de l'Extrême Ouest à l'Extrême Est, reflète le changement des caractéristiques de l'eau atlantique entrante qui longe les côtes algériennes, dû au réchauffement du climat régnant sur la Méditerranée et à l'évaporation qui font que la température augmente et que l'eau se charge en sels **(Béthoux et al., 1998)**.
- Les diagrammes T/S ont mis en évidence trois (03) masses d'eaux qui sont les eaux de surface qui est sujette à de fortes variations saisonnières, les eaux intermédiaires avec des caractéristiques proche de celles de LIW avec les salinités les plus élevées, et les eaux profondes issues des eaux profondes hivernales de la Méditerranée occidentale dans lesquelles sont rencontrées les températures les plus basses.
- Les cycles saisonniers en surface des sels nutritifs montrent généralement des maxima en période hivernale et des minima en période estivale dans les eaux de surface. En subsurface, les signaux sont plus bruités et seraient le reflet d'une activité biologique de production (vers la profondeur du DCM) ou de reminéralisation (en dessous de la couche euphotique).
- Globalement, le rapport N/P, pour le bassin algérien, s'échelonne de 19 à 22 et augmente d'ouest en est mais en négligeant l'Est et l'Extrême Est pour lesquelles nous avons très peu de données.
- Les cycles annuels de chlorophylle obtenue par les images satellitaires de CZCS, montrent des maximums en hiver et en automne et des minimums en été.
- Les concentrations les plus élevées en oxygène dissous ont été retrouvées à 30 m de profondeur dans l'Extrême Est qui sont de 272 et 264 µmol/l et les UAO correspondantes sont de -49 et -19 µmol/l, pour les mois de Août et Février, respectivement. Le minimum d'oxygène est rencontré dans la partie inférieure de l'eau intermédiaire (400-500 m) (179 µmol/l vers -400 m dans l'Extrême Ouest et l'UAO correspondante est de 72 µmol/l).
- Les cycles annuels de la pression partielle du gaz carbonique, indiquent des minima en hiver et des maxima en été et ces variations sont gouvernées principalement par les changements thermodynamiques (augmentation de température de l'hiver à l'été).
- Le Bassin Algérien est un puits de CO_2 en hiver (FCO_2 négatif) et une source en été (FCO_2 positif), mais le flux annuel montre qu'il constitue une source pour l'atmosphère. La bassin algérien est une source d'O_2 toute l'année (FO_2 positif) pour l'atmosphère.
- La production primaire dans le bassin algérien obtenue à partir des données de chlorophylle de CZCS, est égale, en moyenne, à 202 $gC/m^2/an^{-1}$, indiquant la mésotrophie du bassin algérien par rapport au reste de la méditerranée occidentale, avec des minima à l'est et des maxima à l'ouest.
- La nouvelle production et les *f*-ratios sont typiques d'une zone oligotrophe. Ainsi l'essentiel de la production primaire serait basée sur la régénération en surface.

Les climatologies réalisées peuvent permettre d'initialiser et/ou de valider des modèles de la bio-géochimie dans le bassin algérien, toutefois, certaines améliorations pourraient être apportées, notamment dans les procédures d'interpolation des données.

Il nous paraît nécessaire de signaler le manque de données dans l'est du bassin algérien. L'organisation de campagnes océanographiques dans cette région à différentes saisons permettrait sans doute d'approfondir nos connaissances aussi bien de l'hydrologie de cette région que de son fonctionnement bio-géochimique.

Enfin, des études inter-annuelles sur les données du bassin algérien pourrait permettre de déceler des modifications de son fonctionnement bio-géochimique en rapport avec la pression des activités anthropiques (changement climatique, enrichissement des eaux en sels nutritifs par les rejets domestiques ...)

Références bibliographiques

ALBEROLA, C., MILLOT, C., FONT, J., 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern current during the PRIMO 0 experiment in the western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta.* Vol. 18, 163–192.

AMINOT, A., CHAUSSEPIED, M., 1983. Manuel des analyses chimiques en milieu marin. CNEXO, Brest, 395 p.

ANDERSON, L. A., SARMIENTO, J. L., 1994. Redfield ratios of remineralisation determined by nutrients data analysis. *Global biogeochemical cycles.* Vol. 8, 1, 65-80.

ANTOINE, D., ANDRÉ, J.M., MOREL, A., 1995. Algal pigment distribution and primary production in the eastern Mediterranean as derived from coastal zone color scanner observations. *Journal of geophysical research,* Vol. 100, C8, 16,193-16,209.

BENZOHRA, M., MILLOT, C., 1995. Caracteristics and circulation of surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep-sea recheachI.* Vol. 42, 10, 1803-1830.

BETHOUX, J. P., MORIN, P., CHAUMERY, C., CONNAN, O., GENTILI, B., RUIZ-PINO, D. P., 1998. Nutrients in the Mediterranean Sea, mass balance and statistical analysis of concentrations with respect to environnemental change. *Marine chemistry,* Vol. 63, 155-169.

BETHOUX, J. P., MORIN, P., RUIZ-PINO, D. P., 2002. Temporal trends in nutrient ratios: chemical evidence of Mediterranean ecosystem changes driven by human activity. *DSRII,* Vol 49, 11.

BROECKER, W. S., PENG, T. H., 1982. Tracers in the sea. Edt. LDGO. University of Columbia. Palisades, New York.

COPIN-MONTEGUT, C., BEGOVIC, M., 2002. Distributions of carbonate properties and oxygen along the water column (0–2000 m) in the central part of the NW Mediterranean Sea (Dufamed site): influence of winter vertical mixing on air–sea CO_2 and O_2 exchanges. *Deep-Sea Research II,* Vol. 49, 2049–2066.

COPIN-MONTEGUT, G., 1996. Chimie de l'eau de mer. Collection ''synthèses'' Institut océanographique, Paris, 319 p.

DUGDALE, R. C., GOERING, J. J., 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnology and Oceanography,* Vol. 12, 196-206.

EL-GINDY, A. A. H., EL-DIN, S. H. S., 1986. Water masses and circulation patterns in the deep layers of the Eastern Mediterranean. *Oceanologica Acta,* Vol. 9, 3, 239-248.

EPPLEY, R.W., PETERSON, B. J., 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. Nature, Vol. 282, 677-680

FALKOWSKI, P. G., WILSON , C., 1992. Phytoplankton productivity in the North Pacific Ocean since 1900 and implications for absorption of the anthropogenix CO_2. *Letters to nature,* Vol. 358, 741-743.

FRONTIER, S., PICHOD-VIALE, D., 1998. Structure – Fonctionnement – Evolution. DUNOD, Paris, 447 p.

GOYET, C., POISSON, A., 1989. New determination of carbonic acid dissociation constants in seawater as a function of temperature and salinity. *Deep-Sea Res,* Vol. 36, 1635-1654.

ILLOUL, H., 1992. Contribution à l'étude qualitative, quantitative et structurale des population phytoplanctoniques au large du Cap Caxine (Région algéroise) thése de magister en océanographie biologique. Institut des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.

JACQUES, G., TREGUER, P., 1986. Ecosystèmes pélagiques marins. Collection d'écologie 19 edt. Masson, Paris, 243 p.

LACAZE, J. C., 1996. L'eutrofisation des eaux marines et continentales : causes, manifestations, moyens et lutte. Ellipses, 191 p.

LEVITUS, S., CONKRIGHT, M. E., REID, J. L., NAJJAR, R. J., MANTYLA, A., 1993. Distribution of nitrate, phosphate and silicate in the world oceans. *Prog. Oceanog,* Vol. 31, 245-273.

LIBES, S., 1992. Introduction to Marine Biogeochemistry. Ed John wiley and sons, 734 pp.

LOUANCHI, F., METZL, N., POISSON, A., 1996. Modelling the monthly sea surface fCO_2 fields in the Indien Ocean. *Marine chemistry,* Vol. 55, 256-279.

LOUANCHI, F., HOPPEMA, M., BAKKER , D. C. E., POISSON, A., STOLL, M. H. C., DE BARR, H. J. W., SCHAUER, B., RUIZ-PINO, D. P., WOLF-GLADROW, D., 1999. Modelled and observed sea surface fCO_2 in the southern ocean : a comparative study. *Tellus,* Vol. 51B, 541-559.

LOUANCHI, F., NAJJAR , R. G., 2000. A global monthly climatology of phosphate, nitrate, and silicate in the upper ocean : Spring-summer export production and shallow remineralisation. *Global Biogeochemical cycles,* Vol. 14, 3, 957-977.

LOUANCHI, F., RUIZ-PINO, D. P., JEANDEL , C., BRUNET, C., SCHAUER, B., MASSON, A., FIALA, M., POISSON, A., 2001. Dissolved inorganic carbon, alcalinity, nutrient, and oxygene seasonal and interannual variations at the Antarctic Ocean JGOFS-KERFIX site. *Deep-sea recheachI,* Vol. 48, 1581-1603.

MEDATLAS, 2002. Mediterranean and black sea data base of temperature, salinity and bio-chemical parameters climatological Atlas, (4 CD ROM), European Commission Marine Science and Technology Programme (MAST), MEDAR group.

MILLOT C., 1985. Some features of Algerian current. *Geophys.Res*, Vol. 90, C4, 7169-7176.

MILLOT, C., 1987a. Circulation in the Western Mediterranean. *Oceanologica Acta.* Vol. 10, 143–149.

MILLOT, C., 1994. Models and data : a synergetic approach in the western Mediterranean Sea. In : Ocean processes in climate dynamics : global and mediterranean exemples. Kluwer Academic Publichers, . 407-425.

MILLOT, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean. *Journal of marine systems,* Vol. 20, 423-442.

MILLOT, C., TAUPIER-LETAGE, I., 2004. Circulation in the Mediterraneous sea. *The hand book of environnemental chemistry,* Vol. 1. in press

MILLOT, C., TAUPIER-LETAGE, I., 2006. Circulation à l'échelle de bassins réponse biologique. *(sous presse)*

MINSTER, J.F., BOULAHDID, M., 1987. Redfield ratios a long isopycnal surfaces- a complementary study. *Deep Sea Res,* Vol. 34, 12, 1981-2003.

NAJJAR, R. G., KEELING, R. F., 1997. Analysis of mean annual cycle of dissolved oxygen anomaly in the world ocean. *Journal of marine research,* Vol. 55,117-151.

NAJJAR, R. G., KEELING, R. F., 2000. Mean annual cycle of the air-sea oxygen flux : A global view. *Global biogeochemical cycles,* Vol. 14, 2, 573-584.

PAPAUD, A., POISSON, A., 1985. Le cycle du carbone et sa perturbation par les activités humaines: un apercu du problème. *Oceanologica Acta,* Vol. 8, 2 , 133-145.

OUDOT, C., 1990. Contribution à l'étude des processus affectant la distribution des gaz dissous dans l'océan: exemple de l'Atlantique tropical. Doctorat d'état en sciences physiques. Université Pierre et Marie Curie. Paris VI. 391pp

PUILLAT, I., TAUPIER-LETAGE, I., MILLOT, C., 2002. Algerian Eddies lifetime can near 3 years. *Journal of Marine Systems*, Vol. 31, 245– 259.

RAIMBAULT, P., BESSE, M. G., LOCHET, F., NGUYEN, T., 1990. Méthode d'analyse des sels nutritifs, variabilité à moyenne échelle du Bassin Algérien, observations hydrologiques, biologiques et chimiques. Technical Report 11, COF/ IFREMER. pp. 12-69.

RAIMBAULT, P., COSTE, B., BOULAHDID, M., BOUDJELLAL, B., 1993. Origin of high phytoplankton concentration in deep chlorophyll maximum (DCM) in a frontal region of Southwestern Mediterranean Sea (Algerian Current). *Deep-Sea recheachI,* Vol. 40, 4, 791-804.

REDFIELD, A. C., KETCHUM, B. H., RICHARDS, F. A., 1963. The influence of organisms on the composition of sea water .In The sea .Vol 2. Edt.M. N.Hill. Intersciences. New York, 26-77.

RILEY, J. P., CHESTER, R., 1971. Introduction to marine chemistry. *Academic Press.* London, 465 p.

TREGUER, P., NELSON, D. M., VAN BENNEKOM, A. J., DE MASTER, D. J., LEYNAERT, A., QUEGUINIER, B., 1995. The Silica Balance in the World Ocean: A Reestimate. *Sience,* Vol. 268, 375-379.

WANNINKHOF, R., 1992. Relationship between wind speed and gaz exchange over the ocean. *Journal of geophysical research,* Vol. 97, C5, 7373-7382.

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Fig. 1. Circulation de l'eau atlantique (AW) dans toute la Méditerranée. Le trait fin correspond à l'isobathe -200 m. $\sum A_E$, $\sum L_W$, $\sum L_E$ correspondent aux zones d'accumulation de tourbillons dans, respectivement, l'est algérien, l'ouest levantin et l'est levantin, **(Millot and Taupier-Letage, 2004), p 4.**

Fig. 2. Circulation de l'eau levantine intermédiaire (LIW) dans la Méditerranée. Le trait fin représente l'isobathe -500 m **(Millot and Taupier-Letage, 2004), p 5.**

Fig. 3. Circulation de l'eau profonde en Méditerrané, les lignes fines représentent, respectivement, selon l'épaisseur croissante, les isobathes 1000 m et 2750 m **(Millot and Taupier-Letage, 2004), p 6.**

Fig. 4. *Cycle global des sels nutritifs : production et minéralisation de la matière organique,* **(Inspiré de Jacques et Tréguer, 1986), p 13.**

Fig. 5. Localisation des cinq zones étudiées dans le bassin algérien, **p 15.**

Fig. 6. Nombre de profils des paramètres par mois et par zones, **p 17.**

Fig. 7 Cycles annuels de température et de salinité à 0 et 125 m des différentes zones du Bassin algérien, **p 24.**

Fig. 8. Distribution verticale de la température et la salinité en Février et Août, **p 25.**

Fig. 9a. Diagrammes T/S pour les zones Extrême Ouest et Ouest du bassin algérien, **p 27.**

Fig. 9b. Diagrammes T/S pour les zones Centre et Est du bassin algérien, **p28.**

Fig. 9c. Diagrammes T/S pour la zone Extrême Est du bassin algérien, **p 29.**

Fig. 10a. Cycles annuels des nitrates + nitrites (NO3+NO2) et des phosphates (PO4) à 0 et 125 m dans l'Extrême Ouest, l'Ouest et le Centre du bassin algérien, **p 31.**

Fig. 10b. Cycles annuels des nitrates + nitrites (NO3+NO2) et des phosphates (PO4) dans l'Est et l'Extrême Est, **p 32.**

Fig. 11a. Cycles annuels des nitrates + nitrites (NO3+NO2) et des silicates (Si(OH)4) à 0 et 125 m dans l'Extrême Ouest, l'Ouest et le Centre du bassin algérien, **p 33.**

Fig. 11b. Cycles annuels des nitrates + nitrites (NO3+NO2) et des silicates (Si(OH)4) à 0 et 125 m dans l'Est et l'Extrême Est du bassin algérien, **p 34.**

Fig. 12a. Rapports N/P saisonniers dans l'Extrême Ouest et l'Ouest du bassin algérien, **p 36.**

Fig. 12b. Rapports N/P saisonniers dans le Centre et l'Est du bassin algérien, **p 37.**

Fig. 12c. Rapports N/P saisonniers dans l'Extrême Est du bassin algérien, **p 38.**

Fig.13. Variation annuelle des concentrations de chlorophylle a, en surface, dans les différentes zones du bassin algérien, **p 39.**

Fig. 14a. Profils de l'oxygène dissous (O2) et de l'UAO dans l'Extrême Ouest, l'Ouest et le Centre bu bassin algérien, **p 42.**

Fig. 14b. Profils de l'oxygène dissous (O2) et de l'UAO dans l'Extrême Est, l'Est du bassin algérien, **p 43.**

Fig. 15. Variation annuelle Pression partielle du gag (pCO_2) carbonique et l'alcalinité totale (AT) à 0 m dans les différentes zones du bassin algérien, **p 44.**

Fig. 16. Variation annuelle des flux de gaz carbonique (FCO2) et d'oxygène (FO2) dans les différentes zones du bassin algérien. (Notez la différence de l'échelle du FO2 dans le graphe EO vue la grandeur des valeurs), **p 45.**

Fig. 17. Production primaire en surface à partir des données CZCS pour les cinq zones du bassin algérien, **p 46.**

Fig. 18. Différentes nouvelles productions et *f*-ratios moyens dans les cinq zones, **p 49.**

Fig. 19. Taux et rapports de reminéralisation calculés par les trois paramètres pour les cinq zones, **p 50.**

Liste des tableaux :

Tableau 01: Coordonnées géographiques des zones étudiées, **p 15.**

Tableau 02 : Flux annuel du carbone et de l'oxygène ($mmol/m^2/j$) dans les cinq zones, **p 41.**

Tableau 03 : Différentes nouvelles productions (NP) et reminéralisations (RM), rapports de reminéralisation (RM/NP), productions primaires (PP) et *f*-ratios, dans les cinq zones, **p 51.**

ANNEXES

Annexe 01

1- Calcul des constantes k1 et k2 : (Goyet-Poisson, 1989) :

$pk1 = (807.18 / T) + 3.374 - (0.00175\ S \times \log(T)) + (0.000095\ S^2)$
$k1 = 10^{-pk1}$

$pk2 = (1486.6 / T) + 4.491 - (0.00412\ S \times \ln(T)) + (0.000215\ S^2)$
$k2 = 10^{-pk2}$

T : température de l'eau de mer en Kelvin,
S : salinité de l'eau de mer en psu,

2- Calcul de la solubilité du carbone (αCO_2) en *moles.kg^{-1}.atm^{-1}* par le polynôme de Weiss, (1974 in Louanchi et al., 1996):

$\alpha CO_2 = -60{,}2409 + 93{,}4517(100 / T) + 23{,}3585 \ln(T / 100) + S\,[0{,}023517 - 0{,}023656\,(T / 100) + 0{,}0047036\,(T / 100)^2]$.

Avec T et S température en Kelvin et salinité en psu respectivement

3- Calcul de la vitesse de transfert des gaz (k) en *m.j^{-1}* par la formulation de Wanninkhof, (1992) :

$$k = 0{,}31\ V^2\ (Sct / 660)^{-1/2}$$

Avec :
V : vitesse du vent en $m.s^{-1}$.
Sct : nombre de Schmidt.

- **Calcul du nombre de Schmidt pour l'oxygène par la formulation proposée par Keeling et al. (1998)** :

$Sct(O_2) = 1638.0 - 81.83\ t + 1.483\ t^2 - 0.008004\ t^3$

- **Calcul du nombre de Schmidt pour le gaz carbonique par l'équation calculée à partir des tableaux de Jähne, in Louanchi et al (1996) :**

$Sct(CO2) = 1857{,}3 - 108{,}69\ t + 2{,}7714\ t^2 - 0{,}026667\ t^3$

t : température en degré Celsius,

4- Correction de la pression partielle du CO_2 dans l'air (pCO_2)air ; des effets de la pression de vapeur saturante, selon Weiss and Price (1980) :

Ps (Pression de la vapeur saturante) = $\exp[24{,}4543 - (67{,}4509 \times 100/T) - 4{,}8489) \times \ln(T/100)) - 0{,}000544)]$.

T : température en Kelvin.

Annexe 02

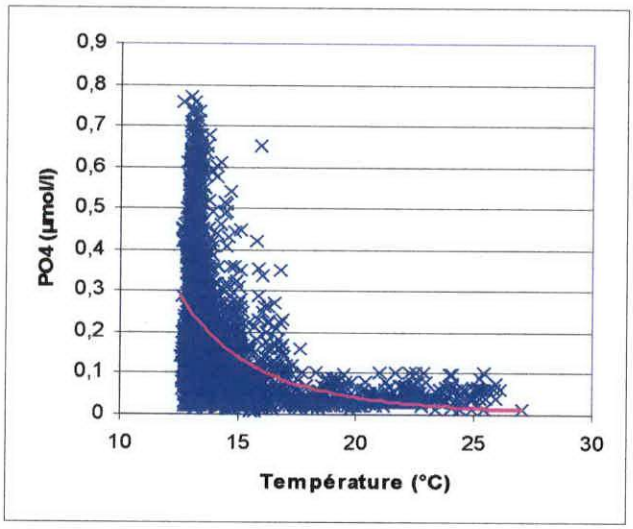
Vitesse du vent dans le bassin algérien : (Climatologies mensuelles moyennes de l'ONM (Office National de la Météo) pour les années 1975-1984).

	Vitesse du vent (m/s)				
Mois	Beni-Saf	Oran	Alger	Skikda	Annaba
Dec	3,9	3,2	3,4	3,2	3,5
Jan	3,9	3,6	3,5	2,7	3,2
Feb	3,6	4	3,3	2,9	3,2
Mar	3,6	4,2	3,3	2,7	3,2
Apr	3,3	4,3	3,2	2,7	3
May	2,9	4,1	3,3	2,8	3,3
Jun	2,6	4	3,4	2,8	3,3
Jul	2,3	3,8	3,3	2,7	3,5
Aug	2,3	3,4	3	2,7	3,2
Sep	3,3	3,5	3,1	2,7	2,9
Oct	3,4	3,1	3,1	3,1	3,1
Nov	4,5	3,5	3,8	3,4	3,4

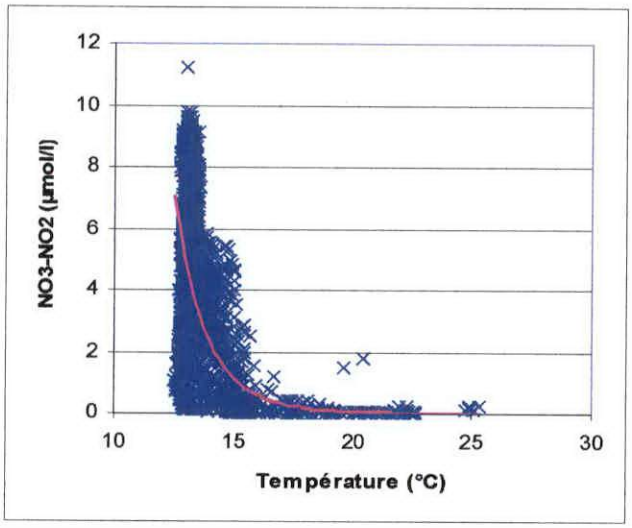
Annexe 03

Relations température – sels nutritifs : (a) phosphates (PO4), (b) nitrates/nitrites (NO3-NO2), (c) silicates (Si(OH)4).

(a)



(b)



(c)