

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
École Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



**MEMOIRE EN VUE DE L'OBTENTION DU
DIPLOME DE MAGISTER**

OPTION : OCÉANOLOGIE / CLIMATOLOGIE

Présenté par :

M^{lle}. Lydia AIT OUFEROUKH

Thème :

**Étude de la désoxygénation et de
l'eutrophisation dans les eaux de la mer
Méditerranée : analyse interannuelle à
décennale**

Soutenu le dimanche 29 juin 2014 devant la commission de jury :

Président :	Pr. Boualem HAMDI	ENSSMAL
Examineur :	Pr. Mostefa BOULAHIDID	ENSSMAL
Examineur :	Pr. Fouzia HOUMA-BACHARI	ENSSMAL
Invité :	Dr. Nadira AIT AMEUR	ENSSMAL
Encadrant :	Pr. Ferial LOUANCHI	ENSSMAL

Tout d'abord, je tiens à présenter mes plus sincères remerciements au professeur Ferial Louanchi, pour l'attention, l'intérêt, les encouragements, la confiance et la grande compréhension qu'elle a bien voulu me témoigner. Pour toute l'expérience et la compétence que j'ai pu acquérir grâce à elle, mais aussi, et surtout, pour ses grandes qualités humaines qui ont rendu le travail à la fois aisé et agréable. Merci de m'avoir communiqué cette passion pour la biogéochimie marine.

Je souhaite également remercier le Professeur Hamdi d'avoir accepté de présider la commission de jury, ainsi que le Professeur Boulahdid et le Professeur Bachari, pour le temps qu'ils ont bien voulu consacrer à l'examen de ce travail et pour leur recommandations.

Mes remerciements s'adressent aussi au Docteur Ait ameur, d'abord pour avoir accepté notre invitation à la soutenance de ce présent travail mais également, pour ses qualités de professeur, sa pédagogie et sa tolérance.

Je souhaite exprimer ma reconnaissance à toutes celles et ceux qui m'ont, plus d'une fois, encouragée : mes parents, pour leur soutien continu et mes proches, en particulier ma belle-sœur pour sa relecture et sa patience.

Enfin, mes remerciements s'adressent à mon bien-aimé Lwennas, ainsi qu'à mes amis : Taninna, Seid, Khadidja, Abderrehmane et bien d'autres. Je vous dis : tanemmirt-nwen, merci, du fond du cœur.

Remerciements

Sommaire

INTRODUCTION	01
CHAPITRE I : Généralités	
1- L'oxygène dissous dans l'océan	03
1-1. Processus affectant les teneurs en oxygène	03
1-2. Répartition générale de l'oxygène dans l'océan	03
1-3. Production nouvelle et production régénérée	04
1-4. L'eutrophisation	04
2- Caractéristiques de la Méditerranée	05
2-1. Description géographique de la Méditerranée	05
2-2. Pression humaine sur les côtes méditerranéennes	05
2-3. Climatologie de la Méditerranée	05
2-4. Hydrologie de la Méditerranée	05
2-5. Circulation de la Méditerranée	06
2-6. Récents changements dans la circulation en Méditerranée	08
a. Eastern Mediterranean Transient (EMT)	08
b. Western Mediterranean Transition (WMT)	08
2-7. Fertilité de la Méditerranée	09
3- Désoxygénation et stratification dans l'océan mondial	10
CHAPITRE II : Matériel et Méthodes	
1- Données du bassin oriental	11
1-1. Extraction des données	11
1-2. Homogénéisation des données	12
2- Données du bassin occidental	12
3- Délimitation des sous-régions de la Méditerranée	12
4- Interpolation sur les données manquantes	13
5- Données des vents	14
6- Données des flux de chaleur	15
7- Calcul des moyennes, climatologies, écart-type et contrôle qualité	15

7-1.	Calcul des moyennes saisonnières	15
7-2.	Calcul de la climatologie.....	15
7-3.	Calcul des moyennes par couche	16
7-4.	Calcul des données quinquennales.....	16
7-5.	Calcul des données annuelles.....	16
7-6.	Calcul de l'écart-type	17
7-7.	Contrôle de la qualité des données.....	17
8-	Calcul des paramètres biogéochimiques	18
8-1.	Calcul de la densité	18
8-2.	Calcul de la température potentielle.....	18
8-3.	Calcul de la solubilité d'oxygène.....	18
8-4.	Calcul de l'Utilisation Apparente de l'Oxygène.....	19
8-5.	Calcul du flux d'oxygène	19
	a. Calcul du flux total en oxygène	19
	b. Calcul du flux biologique en oxygène	19
8-6.	Dégazage Net Saisonnier (SNO Seasonal Net Outgassing)	20
8-7.	Calcul de la nouvelle Production	20
8-8.	Calcul de la reminéralisation	20
CHAPITRE VI : Résultats et discussion.....		
1-	Cycles annuels moyens par zone	22
1-1.	Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m	22
1-2.	Cycle annuel de l'oxygène et de l'UAO entre 0 et 300 m	25
1-3.	Profils verticaux : oxygène, température et salinité.....	28
1-4.	Cycle moyen annuel des flux de l'oxygène à l'interface air-mer	32
2-	Évolution interannuelle à décennale de l'oxygène dans les 300 premiers mètres	34
2-1.	Évolution dans la couche de surface (0 à 100 m)	34
2-2.	Évolution quinquennale de la nouvelle production.....	39
2-3.	Évolution dans la couche de subsurface (100 à 300 m)	42
3-	Évolution interannuelle à décennale de l'oxygène dans les couches intermédiaires et profondes	46

3-1.	Évolution de l'oxygène dissous dans les eaux intermédiaires (300 à 600 m)	46
3-2.	Évolution de l'oxygène dissous dans les eaux profondes (600 à 1 500 m)	49
3-3.	Évolution de l'oxygène dissous dans les eaux de fond (de 1 500 m jusqu'au fond)	49
4-	Évolution temporelle des nutriments (Nitrates et phosphates) dans les 300 premiers mètres ...	52
4-1.	Évolution des nutriments dans la couche de surface (0 à 100 m)	52
4-2.	Évolution de l'oxygène dissous dans les eaux de subsurface (100 à 300 m)	55
5-	Récapitulation des scénarios et hypothèses émises.....	59
CONCLUSION.....		62

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

Liste des Figures

Figure 01 : Profils verticaux types en O ₂ dans différentes régions océaniques (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$). D'après les données GEOSECS (Takahashi <i>et al.</i> , 1981).	03
Figure 02 : Cycle global de la matière organique (Jacques et Tréguer, 1986).	04
Figure 03 : La circulation en Méditerranée des : masses d'eau de surface, masses d'eau intermédiaires et des eaux profondes.....	07
Figure 04 : Productivité de surface moyenne, points chauds eutrophes et hypoxiques en Méditerranée (PNUE/PAM, 2012).	09
Figure 05 : Grille d'extraction du bassin oriental	11
Figure 06 : Grille d'extraction du bassin occidental de la Méditerranée (Boudjakdji, 2008)	12
Figure 07 : Limites géographiques des 9 sous régions méditerranéennes choisies	13
Figure 08 : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m dans les 9 zones	22
Figure 09 : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m	26
Figure 10 : Profils verticaux de l'oxygène dissous, la température et la salinité	29
Figure 11 : Cycle moyen annuel du flux total, thermique et biologique (en vert) de l'oxygène (en $\text{mmol m}^{-2} \text{j}^{-1}$) à l'interface air-mer dans la Méditerranée	33
Figure 12 : Vitesse moyenne du vent U (m s^{-1}) à 10 m au-dessus de la mer Méditerranée (Lavagnini <i>et al.</i> , 2006)	34
Figure 13 : Évolution quinquennale (O ₂ , FO ₂ , T, S) dans les eaux de surface en Méditerranée.....	36
Figure 14 : Évolution de la nouvelle production par quinquennat en Méditerranée	40
Figure 15 : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface en Méditerranée	43
Figure 16 : Évolution interannuelle de l'oxygène dissous dans la couche intermédiaire (300-600 m) en Méditerranée	48
Figure 17 : Évolution interannuelle de l'oxygène dissous dans la couche profonde (600-1 500 m) en Méditerranée	50
Figure 18 : Évolution interannuelle de l'oxygène dissous dans la couche de fond (1 500-4 000 m) en Méditerranée	51
Figure 19 : Évolution quinquennale des nitrates et des phosphates dans les eaux de surface en Méditerranée	53
Figure 20 : Évolution quinquennale des nitrates et des phosphates dans les eaux de subsurface en Méditerranée	56

Figure 21 : Récapitulatif des tendances globales dans la couche de surface, la couche de subsurface et la couche intermédiaire en Méditerranée	60
---	----

Liste des Tableaux

Tableau 01 : Liste des paramètres extraits	11
Tableau 02 : Pourcentage de données manquantes avant et après interpolation	14
Tableau 03 : Superposition des 9 sous-régions sur les 18 zones de Nacef (2006)	14
Tableau 04 : Répartition des données en quinquennats	16
Tableau 05 : Degré de saturation caractéristique du bassin Levantin sud (Kress et Herut, 2001).....	17
Tableau 06 : Degré de saturation de l'oxygène calculé à partir des données de température et de salinité types dans le bassin central d'Astraldi <i>et al.</i> (2002).....	17
Tableau 07 : Gamme tolérable choisie du degré de saturation par couche en Méditerranée	18
Tableau 08 : Récapitulation d'estimations de la nouvelle production trouvées dans la littérature	41

Liste des Schémas

Schéma 01 : Schéma simplifié de l'algorithme d'interpolation	13
---	----

Abréviations et acronymes

AdDW: Adriatic Deep Water

AW: Atlantic Water.

CDW: Cretan Deep Water

CIW: Cretan Intermediate Water

EMDW: Eastern Mediterranean Deep Water

EMT: Eastern Mediterranean Transient

LIW: Levantine Intermediate Water

NADW: North Atlantic Deep Water

NAO: North Atlantic Oscillation

NP: Nouvelle Production

OMZ: Oxygen Minimum Zone

RM: Reminéralisation

SNO: Seasonal Net Outgassing

UAO: Utilisation Apparente de l'Oxygène

WMDW: Western Mediterranean Deep Water

WMT: Western Mediterranean Transient

Résumé

Les récents changements climatiques et la croissante pression anthropique sont à l'origine d'importantes perturbations en Méditerranée. Ce présent travail se base sur l'analyse des données MEDAR/MEDATLAS afin d'établir une climatologie des concentrations de l'oxygène dissous en Méditerranée et de discuter son évolution temporelle à travers cinq décennies. La combinaison de plusieurs facteurs comme le réchauffement, la stratification et la qualité des eaux urbaines déversées dans l'eau influence la production phytoplanctonique. Toutefois, l'application de l'estimation de la nouvelle production à partir du SNO (Najjar et Keeling, 2000) a montré ses limites en méditerranée, compte tenu de sa forte dépendance des vents. Par ailleurs, les anomalies atmosphériques au-dessus de la Méditerranée, le changement dans la circulation thermohaline, et le transport de matière organique a des répercussions sur la disponibilité de l'oxygène dans les eaux profondes et intermédiaires. Pour ces raisons, l'oxygène se révèle être un bon traceur des processus dynamiques et biogéochimiques en Méditerranée.

Abstract:

Recent climate change and increasing human pressure are major disruptions in the Mediterranean Sea. This present work is based on the analysis of MEDAR/MEDATLAS data to establish a global climatology of the dissolved oxygen in the Mediterranean and discuss its temporal evolution through five decades. Several factors such as global warming, stratification, quantity and quality of urban water discharge in the sea affect phytoplankton production. However, the application of the estimation of new production from the parameter SNO (defined by Najjar and Keeling, 2000) has shown its limitations in the Mediterranean, due to its strong dependence on winds. In addition, atmospheric anomalies over the Mediterranean, the change in the thermohaline circulation and the transport of organic matter affect the availability of oxygen in the deep and intermediate waters. For these reasons, the oxygen seems to be a good tracer for biogeochemical and dynamical processes in the Mediterranean.

Agzul :

Abeddel n tegnawt amiran d timernit n wesduffes n wemdan, yeslal-d tiwuya timeqranin deg yilel Agrakal i yef d-zzint 21 tmura. Tawuri-nney tbedd yef tezrawt n taffa n isefka MEDAR/MEDATLAS i wakken a d-nebrez taklimatulujit n luksijin yefsin deg waman, w a d-nessebgen ayen ibeddlen deg-s seg useggas 1950 ar 2000. Aseħmu anezway, asfifet n waman, d wesmiri n waman iluyen deg ugaraw yettbeddil afares afituplanktuni deg wefjur afellay n yilel. Leħsab n wufares amaynut seg uƷewwar SNO (Najjar d Keeling, 2000) yessebgen-d leeyub-is deg tawuri-nney, imi yurrez ar tezmert n waħu d telqay n wafares afituplanktuni. Si tama-nniħen, luksijin deg ufjur alemmas d wefjur lqayen n yilel yurrez ar usar agnawi, tikli tazyalisent n waman d uzuƷƷer n tanga tagmawant deg waman. Ʒef wannect-a, luksijin d asunay igerrzen i tigi n ukala amussan d ukala abyujyukimawi deg ugaraw sumata.

ملخص :

تغيرات المناخ وتزايد الضغط البشري يسبب اختلالات كبيرة في البحر الأبيض المتوسط. يستند هذا العمل على تحليل بيانات (Medar/Medatlas) لتأسيس مناخية تركيز الأوكسجين في البحر الأبيض المتوسط ومناقشة تطور الأوكسجين من خلال خمسة عقود. عدة عوامل تؤثر على إنتاج الفيتوبلانكتون : الاحترار العالمي ، التقسيم الطبقي وتصريف المياه الحضرية في المحيط. ومع ذلك ، تطبيق الإنتاج الجديد المحسوب من عامل (SNO (Kelling et Najjar, 2000) ، أظهر حدوده في البحر الأبيض المتوسط نظراً لإعتماده الكبير على قوة الرياح. من ناحية أخرى ، تقلب مناخ في منطقة البحر المتوسط ، التغيير في الدورة الحرارية الملحية و نقل المواد العضوية يؤثر على توافر الأوكسجين في المياه العميقة والمتوسطة. لهذه الأسباب ، نعتبر أن الأوكسجين هو كاشف جيد للعمليات البيولوجية ، الكيميائية و الديناميكية في البحر الأبيض المتوسط.

Introduction

Le climat de notre planète a toujours connu une variabilité naturelle. Mais le réchauffement climatique actuel dépasse par son ampleur et sa rapidité tous les épisodes des derniers 400 000 ans (GIEC, 2007). En effet, les experts du GIEC (le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) considèrent sans équivoque que l'élévation de la température terrestre constatée depuis l'avènement de l'ère industrielle résulte des activités humaines et de l'accumulation des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère. La teneur atmosphérique en dioxyde de carbone (CO₂), un des gaz à effet de serre les plus importants, est passée de 280 ppm (partie par million en volume) au milieu du 19^{ème} siècle à 400 ppm en 2013.

L'océan mondial joue un rôle important en amortissant ce réchauffement par sa capacité d'absorption et de stockage du CO₂ atmosphérique par le biais de la pompe physique et biologique. Cette absorption n'est pas sans effets sur la chimie des océans. Elle entraîne une acidification des eaux dont les conséquences représentent une grave menace pour les écosystèmes marins (Doney *et al.*, 2009). À côté de cette acidification, il est décelé une claire tendance à la désoxygénation de l'océan mondial qui est apparue comme une grande question d'actualité scientifique (Sarmiento *et al.*, 1998 ; Keeling et Garcia, 2002 ; Keeling *et al.*, 2010). Elle serait due à une diminution de la solubilité de l'oxygène, au ralentissement de la ventilation des eaux profondes, et à la modification des processus biologiques provoqués par l'augmentation de la température des eaux de surface (Keeling et Garcia, 2002).

La Méditerranée occupe une place importante dans les études océanographiques et climatiques à plusieurs égards. En effet, la Méditerranée est considérée comme un puits important du carbone anthropique (Schneider *et al.*, 2010). De plus, elle a été identifiée comme un « point chaud » dans le système climatique planétaire (Giorgi, 2006). Par ailleurs, sa petite taille (0,8 % de l'océan mondial) constitue un véritable « modèle miniature de l'océan », tant à une échelle spatiale réduite, on trouve des formations d'eaux profondes, des systèmes d'upwellings, des zones oligotrophes et des zones particulièrement eutrophisées par les rejets anthropiques. De ce fait, cette mer a souvent servi de zone laboratoire pour l'étude des changements régionaux et globaux des écosystèmes marins. Cependant, malgré les efforts scientifiques et les études pluridisciplinaires qui y sont conduites, les questions liées à la désoxygénation des eaux en Méditerranée restent très peu documentées. C'est pourquoi nous profitons de la disponibilité de la base de données MEDAR/MEDATLAS (2002) afin d'étudier les tendances de l'oxygène dissous sur plusieurs décennies (plus de 40 ans de données), dans toutes les régions de la Méditerranée. Nous essaierons de déceler un potentiel changement dans les teneurs de l'oxygène dissous, et de les expliquer en fonction de différents paramètres biogéochimiques et climatiques.

Notre présent travail, s'inscrit dans un contexte de recherche plus vaste en se joignant au programme MERMEX (Marine Ecosystem Responses in the Mediterranean Experiment). Ce dernier est le programme océanographique du chantier MISTRALS (Mediterranean Integrated Studies at Regional And Local Scales), qui vise à comprendre le fonctionnement du bassin méditerranéen sous l'effet du changement global de la planète. Pour ce faire, ce programme réunit des dizaines de chercheurs et différentes coopérations sur le pourtour méditerranéen, afin d'établir d'abord un état des lieux (un livre blanc) et ensuite essayer de répondre aux grandes questions du moment.

Ce travail s'articule autour de quatre parties principales :

- La première partie présentera de manière générale le contexte du travail, et aura pour objectif d'expliquer les notions de base et d'établir un inventaire des connaissances acquises grâce à une recherche bibliographique ciblée.
- La deuxième partie consistera à décrire la méthodologie dans nos calculs.
- La troisième s'intéressera à décrire le cycle annuel moyen de l'oxygène dans les différentes régions méditerranéennes.
- La dernière sera consacrée à l'analyse des tendances interannuelles à décennales de l'oxygène dissous dans les différentes couches d'eau.

Une conclusion complétera ce travail, avec en vue, un résumé des idées cumulées, des recommandations, et un aperçu des perspectives d'avenir dans la thématique.

1- L'oxygène dissous dans l'océan

L'oxygène (O_2) est le deuxième gaz le plus abondant dans l'air avec près de 21% du volume totale de l'atmosphère. Dans l'eau, l'oxygène dissous est, après la température et la salinité, le paramètre océanographique le mieux documenté. Il gouverne la majorité des processus biologiques et dépend de plusieurs paramètres physico-chimiques qui font que sa répartition n'est pas homogène dans l'espace et le temps.

1-1- Processus affectant les teneurs en oxygène

La concentration de l'oxygène dissous est la résultante de facteurs physiques, chimiques et biologiques suivant (Aminot et Chaussepied, 1983) :

- échanges à l'interface air-mer,
- diffusion et mélanges au sein de la masse d'eau,
- injection et dissolution de bulles d'air,
- utilisation dans les phénomènes de photo-oxydation,
- utilisation dans les réactions d'oxydation chimique,
- utilisation par les organismes aquatiques pour la respiration, la dégradation bactérienne de la matière organique,
- production par la photosynthèse.

1-2- Répartition générale de l'oxygène dans l'océan

Dans l'océan ouvert, la plus importante source de l'oxygène est l'atmosphère. En surface, on parle de sous ou de sursaturation : La sursaturation indique une production par photosynthèse, ou une injection de bulles d'air par régime déferlant et la sous-saturation résulte de l'apport par convection d'une masse d'eau moins riche en oxygène (Emery *et al.*, 2005). Par contre, les concentrations décroissantes en profondeur (fig. 1) renseignent sur la ventilation et l'âge de la masse d'eau, le processus qui y domine est la reminéralisation de la matière organique. Dans l'océan mondial et à mi-profondeur ~ 1000 m, l'oxygène dissous est à son minimum : c'est le minimum mondial (OMZ).

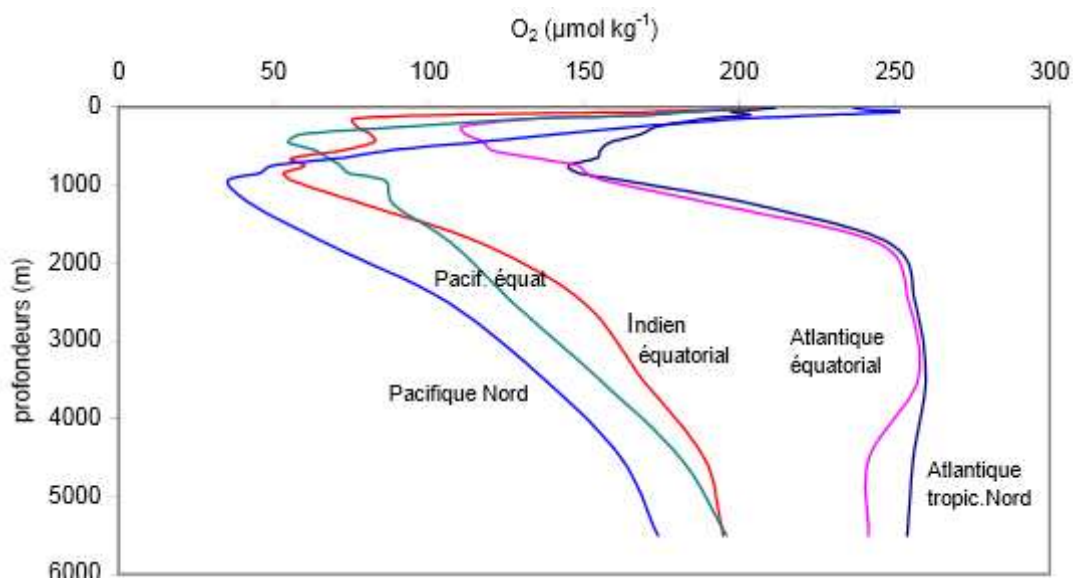


Figure 01 : Profils verticaux types en O_2 dans différentes régions océaniques (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$).
D'après les données GEOSECS (Takahashi *et al.*, 1981).

Durant l'hiver, le brassage des eaux, le froid et le manque de lumière tend à inhiber la photosynthèse (donc à empêcher la production d'oxygène) et homogénéiser les teneurs en oxygène.

1-3- Production nouvelle et production régénérée

Dans la masse d'eau, l'oxygène participe dans divers processus. Jacques et Tréguer (1986) ont regroupés ces processus dans un schéma conceptuel présenté dans la figure 02. On peut distinguer deux types de production selon l'origine des nutriments : nouvelle et régénérée.

Dugdale et Goering (1967) définissent la production nouvelle comme étant la part de production primaire assurée par le phytoplancton dans un volume donné, à partir d'un nouvel apport de nutriments extérieur à ce volume (upwellings, diffusion turbulente, apports fluviaux et atmosphériques). Alors que la production régénérée est la part de production primaire dépendante du recyclage de nutriments dans la zone euphotique issue de l'excrétion d'organismes et de l'activité microbienne. La somme des deux productions est appelée : production primaire nette.

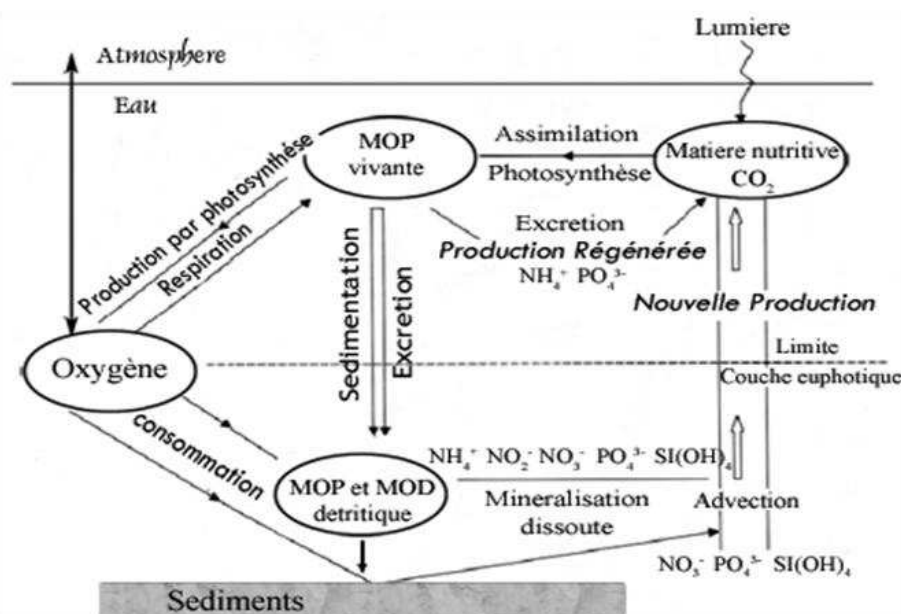


Figure 02 : Cycle global de la matière organique (Jacques et Tréguer, 1986)
MOP : matière organique particulaire, MOD : matière organique dissoute.

1-4- L'eutrophisation

Dans son utilisation d'origine et l'étymologie, «eutrophisation» signifiait «bonne nourriture», et l'eutrophisation signifie le processus par lequel les masses d'eau sont devenues plus productives (Thiennemann, 1918, *in* Ferreira *et al.*, 2011). La situation contraire (rareté des nutriments) est appelée : Oligotrophie.

L'eutrophisation peut être naturelle, mais elle peut avoir une origine humaine. Dans ce dernier cas l'enrichissement se fait par des nutriments (principalement l'azote et/ou le phosphore) et de matière organique d'origine anthropique (continentale).

Cet apport a pour résultat de stimuler bactéries, phytoplancton et macro-algues, ce qui provoque l'accumulation de leur biomasse. La décomposition de cette biomasse consomme une partie de l'oxygène disponible dans l'eau. Dans le cas où les eaux sont fortement stratifiées et l'accumulation

importante, la reminéralisation peut provoquer l'hypoxie, voire l'anoxie des eaux profondes (Boesch, 2002).

Par ailleurs, la concentration et le rapport des différents nutriments dans les eaux rejetées en mer sont contraints par l'origine des eaux, les variations des flux de rivières, ainsi que des pratiques agricoles. Ce qui influence le type et la succession du phytoplancton (Turley, 1999).

2- Caractéristiques de la Méditerranée

2-1- Description géographique de la Méditerranée

La mer Méditerranée est une mer semi-fermée qui s'étend de 6° W à 36° E et de 30° N à 46° N. Elle communique avec l'océan atlantique à l'ouest via le détroit de Gibraltar, avec la mer noire à l'est via les Dardanelles et les détroits du Bosphore et avec la mer rouge via le canal de Suez. Elle est bordée par 21 pays de trois continents : l'Europe, l'Afrique et l'Asie (Zenetos *et al.* 2002). Elle est entourée par de grandes chaînes de montagnes qui contraignent sa climatologie (Somot, 2005) et présente un mince plateau continental. Elle couvre environ 0.7% de la surface totale de l'océan mondial avec une profondeur moyenne de 1 500 m. Le détroit de Sicile, avec une profondeur de 400 m, sépare la Méditerranée en deux parties distinctes : orientale et occidentale (Zenetos *et al.* 2002).

2-2- Pression humaine sur les côtes méditerranéennes

La population totale des pays méditerranéens s'élevait à 466 millions en 2010 et devrait atteindre 529 millions en 2025 (PNUE/PAM, 2012). La population méditerranéenne se concentre près des côtes. Plus d'un tiers d'entre elle vit dans des entités administratives côtières. Elle était de 143 millions en 2000 et pourrait atteindre 174 millions d'ici 2025 (ONU/PAM/PB/CAR, 2005). Cette population peut doubler au cours de la période estivale étant donné que la région est une des destinations touristiques les plus fréquentées du monde (Turley, 1999).

2-3- Climatologie de la Méditerranée

Selon la classification de Köppen¹, le climat méditerranéen est un climat subtropical sec, caractérisé par de longs étés chauds et secs et des hivers doux et pluvieux. En été, le climat est influencé par la cellule subtropicale de haute pression produisant des conditions arides et en hiver les vents d'ouest entraînent des tempêtes cycloniques chargées de pluies (Lionello, 2012).

Autour du bassin, les reliefs (Pyrénées, Massif Central, Alpes, Apennins, Alpes dinariques, relief balkanique, monts turcs, reliefs espagnols et Atlas) contraignent fortement la circulation atmosphérique en basse couche, créant des vents régionaux propres. Le Mistral et la Tramontane connus en France et la Bora en Italie sont des vents forts et froids, le Meltem (nommé aussi les Etésiens) en mer Égée et le Sirocco venant du sud sont des vents chauds également importants. Tous ces vents influencent la météorologie, le climat, ainsi que la circulation de la mer Méditerranée (Somot, 2005).

2-4- Hydrologie de la Méditerranée

¹ La classification de Köppen est une classification des climats fondée sur les précipitations et les températures, inventée par le botaniste Wladimir Peter Köppen qui a combiné la carte mondiale de la végétation de Grisebach (1866) et la division du climat en cinq zones par De Candolle (Peel *et al.*, 2007).

En plus des précipitations, le bassin méditerranéen reçoit des apports d'eaux de la mer noire et des grands fleuves, dont les plus importants sont : le Pô (Italie), le Rhône (France), l'Ebre (Espagne) et le Nil (Egypte). Cependant, le bilan hydrique en Méditerranée reste déficitaire (Béthoux *et al.*, 1999), c'est-à-dire que les précipitations et les apports d'eau par les fleuves ne suffisent pas à compenser l'évaporation. Le déficit est d'environ 0.5 à 1 m an⁻¹ selon les années (Millot et Taupier-Letage, 2005). La source qui permet de combler cette différence est l'eau atlantique.

2-5- Circulation de la Méditerranée

Un flux d'environ 0.5 à 1 Sv ($10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) d'eau atlantique (AW) entre en Méditerranée via le détroit de Gibraltar (MERMEX Group, 2011). Cette masse d'eau fraîche et peu saline (15 à 16°C en température, 36 à 37 unité de salinité et de 26 à 27 de densité absolue) s'écoule en surface entre 0 et 200 m. Elle est modifiée au cours de son chemin (d'ouest en est) par d'abord son interaction avec l'atmosphère et ensuite son mélange avec les eaux de surface et de subsurface existantes. Sa température augmente ou baisse selon la saison, mais sa salinité continue à croître (atteignait plus de 38) en allant vers l'est.

L'AW entrante chemine le long des côtes dans un sens cyclonique (fig. 3-A), ces tourbillons peuvent bifurquer et former des branches. Dans le sud de chaque bassin (occidental et oriental), des gyres instables et quasi permanents se créent et forment des tourbillons de quelques dizaines de mètres d'épaisseur et quelques milliers de mètres de diamètre, ils sont nommés courant algérien et courant libyo-égyptien, respectivement.

Durant l'hiver, des épisodes intenses de vents secs et froids se produisent sur les régions septentrionales de la Méditerranée, ce qui provoque la formation d'eau dense (refroidissement sévère et l'évaporation de l'eau de surface). Ces eaux plongent dans des bassins localisés (fig. 3-C) : dans la zone du gyre de Rhodes, le nord de la mer Égée, le sud de l'Adriatique, et la partie nord du bassin occidental (Lionello, 2012).

On estime que 90% de l'AW entrée à Gibraltar plonge pour former les eaux intermédiaires et profondes (10% étant évaporée), dont $\frac{3}{4}$ plongent dans le bassin oriental et seulement $\frac{1}{4}$ plonge dans le bassin occidental (Millot et Taupier-Letage, 2005).

En mer Levantine, la plongée des eaux de surface forme une masse distincte qui coulera à des profondeurs intermédiaires (environ 300-400 m), c'est l'eau levantine intermédiaire (LIW). La figure 03-B montre le parcours de la LIW qui, elle, va d'est en ouest. En raison de l'effet de Coriolis, la LIW circule le long des pentes continentales au nord. Comme l'AW, elle participe à la formation des eaux profondes. Une partie de la LIW passe par le détroit de Sicile pour rejoindre le bassin occidental, elle sera en partie piégée par le courant algérien, alors qu'une branche se dirige vers la mer liguro-provençale où elle plonge avec l'AW. Une fraction de LIW estimée à $0.88 \text{ Sv} \pm 0.06 \text{ Sv}$ par Send *et al.* (1999), rejoint l'Atlantique en s'écoulant à travers le détroit de Gibraltar à 300 m de profondeur.

Les eaux profondes (fig. 3-C) circulent au fond de chaque bassin sans se mélanger, la profondeur du détroit de Sicile ne permettant pas l'échange. Elles forment donc deux masses d'eau distinctes : l'eau profonde ouest-méditerranéenne ouest (WMDW) et l'eau profonde est-méditerranéenne (EMDW). Elles se caractérisent par un temps de résidence supérieur à celui des eaux superficielles.

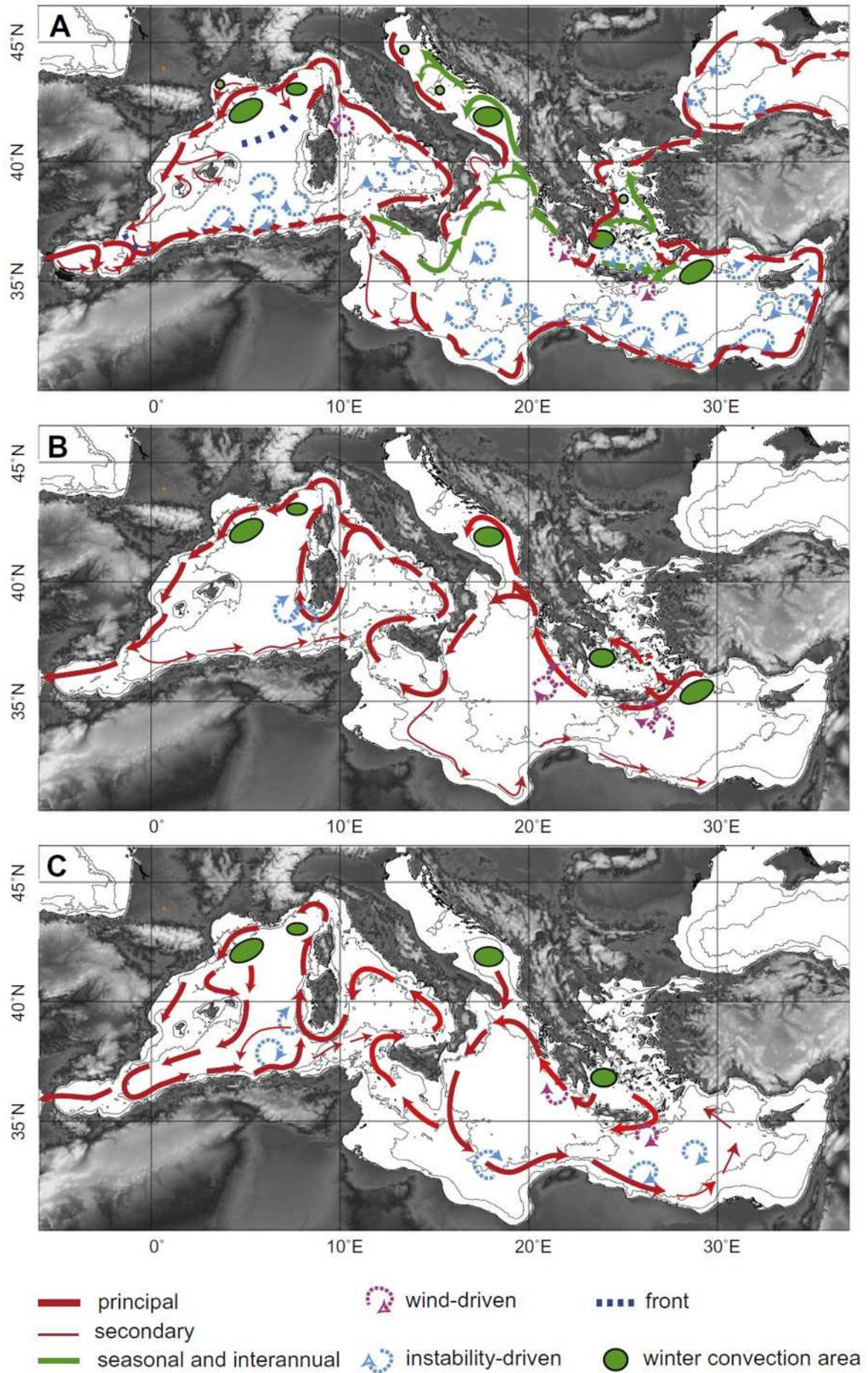


Figure 03 : La circulation en Méditerranée des : (A) masses d'eau de surface, (B) masses d'eau intermédiaires et (C) des eaux profondes. Les traits noirs représentent isobathes de 1000 m et 2000 m (MERMEX Group, 2011).

Seule la formation d'eau plus dense peut faire remonter les anciennes eaux de fond pour leur permettre de passer par le détroit de Sicile pour rejoindre le bassin ouest, ou le détroit de Gibraltar pour rejoindre l'atlantique (Millot, 2008).

Le temps de résidence moyen des eaux méditerranéennes est de 50 à 100 ans (Millot et Taupier-Letage, 2005), avec une moyenne de 70 ans (MERMEX Group, 2011) qui est courte en comparant à celle d'autres océans (200 à 1000 ans).

2-6- Récents changements dans la circulation en Méditerranée

La description ci-dessus de la circulation thermohaline se base sur un schéma stationnaire. De récentes observations ont montré que la circulation en Méditerranée n'était pas figée dans le temps. Deux événements rares, ont cours et font objet de plusieurs études : l'Eastern Mediterranean Transient (EMT) et la Western Mediterranean Transition (WMT).

a. Eastern Mediterranean Transient (EMT)

L'EMT est la période, pendant laquelle le site principal de formation d'eau dense orientale (EMDW) passe du bassin Adriatique au bassin égéen. Les observations ont montré qu'au début des années 1990, l'EMDW était d'origine égéenne et non plus adriatique (Roether *et al.*, 2007). De l'eau très dense a été formée pendant plusieurs hivers consécutifs dans le bassin égéen jusqu'à ce que celui-ci en soit presque totalement rempli (Beuvier, 2011). Cette eau dense, l'eau crétoise profonde (CDW) est une masse d'eau plus chaude et plus salée que l'ancienne EMDW. La nouvelle EMDW (constituée de CDW), a remplacé et soulevé l'ancienne EMDW, créant ainsi une anomalie dense, chaude et salée dans les couches de fond du bassin oriental, la présence de l'ancienne EMDW dans les couches intermédiaires créent une anomalie froide, peu salée et peu oxygénée (Theocharis *et al.*, 2002).

À partir de 1995 le débit de CDW diminue progressivement, et n'est plus suffisamment dense pour atteindre le fond. Néanmoins à partir de 1998, une nouvelle masse d'eau intermédiaire est formée c'est l'eau intermédiaire crétoise (CIW) plus chaude et plus salée. Elle se place entre la LIW et la EMDW (Theocharis *et al.*, 2002).

b. Western Mediterranean Transition (WMT)

La WMT un événement de convection profonde particulièrement intense observé dans le nord du bassin occidental. Cet événement de grande production d'eau profonde anormalement chaude et salée s'est produit durant les hivers 2004/2005 et 2005/2006 (Font *et al.*, 2007). La convection s'est étendue sur une zone beaucoup plus vaste qu'habituellement, jusque dans le sous-bassin Catalan (Smith *et al.*, 2008). La WMDW formée cet hiver-là est significativement plus chaude et plus salée.

L'EMT serait un événement précurseur de la WMT. En effet, le signal (température et salinité) de l'EMT des débuts des années 90 propagé à l'ouest, atteint les profondeurs intermédiaires du bassin ouest entre 1997 et 2001, et agit comme un facteur déclenchant la WMT de 2004/2005 (Schneider *et al.*, 2013). Beuvier (2011) montre dans son analyse que l'EMT peut être considérée comme responsable du doublement du volume de WMDW formé en 2005 dans le Golfe du Lion, mais pas de ses caractéristiques thermohalines exceptionnelles. Elles seraient dues, selon le même auteur, à

l'absence de convection conséquente dans le Golfe du Lion durant les années 1990, ce qui entraîne une accumulation de sel et de chaleur dans la couche intermédiaire du Golfe du Lion.

2-7- Fertilité de la Méditerranée

La Méditerranée est considérée comme une mer oligotrophe, voire, extrêmement oligotrophe (Béthoux *et al.*, 1999 ; Migon *et al.*, 2001 ; Malanotte-Rizzoli *et al.*, 2013). Ceci veut dire qu'à toutes profondeurs, ses concentrations en nutriments sont très inférieures à celles que l'on observe dans l'Océan Mondial. L'oligotrophie est plus importante dans le bassin oriental qu'en bassin occidental (Béthoux *et al.*, 1999).

Les eaux de surface atlantiques, n'ayant pas été en contact récent avec des sources de nutriments (upwellings et apports terrigènes), sont limitées en teneur d'éléments nutritifs : azote (N), phosphore (P) et silice (Si). L'apport de ces éléments en mer Méditerranée est donc essentiellement tributaire des apports atmosphériques (dépôts secs, humides et poussières sahariennes), fluviaux (lessivage des continents), et échange avec la mer noire (Béthoux *et al.*, 1999).

Cependant, l'augmentation de la population côtière est accompagnée par une augmentation des afflux d'eaux riches en azote dissous et en phosphore. Le développement de l'agriculture et de l'élevage ainsi que le déversement des eaux usées dans la mer sont à l'origine de la pollution et de l'eutrophisation des nombreuses régions côtières notamment sur les embouchures du Rhône, Pô, Ebre et du Nil.

Ludwig *et al.* (2009), ont montré que les flux fluviaux montrent une tendance à diminuer à cause des récents changements climatiques, de l'extraction d'eau pour l'irrigation et la construction de barrages. La diminution des débits fluviaux est accompagnée, selon les mêmes auteurs, par une diminution des teneurs de silice en mer, qui sont principalement contrôlées par la roche naturelle et aux intempéries. Les flux de silice ne suivent donc pas l'augmentation des teneurs de l'azote et du phosphore dans l'eau. Par ailleurs, la diminution de la silice dans ces eaux ne freine pas la productivité. Elle aurait tendance à favoriser le développement d'espèces non siliceuses. En effet, des événements de proliférations d'algues toxiques ont lieu le long des côtes espagnoles et sur les côtes marocaines ou le

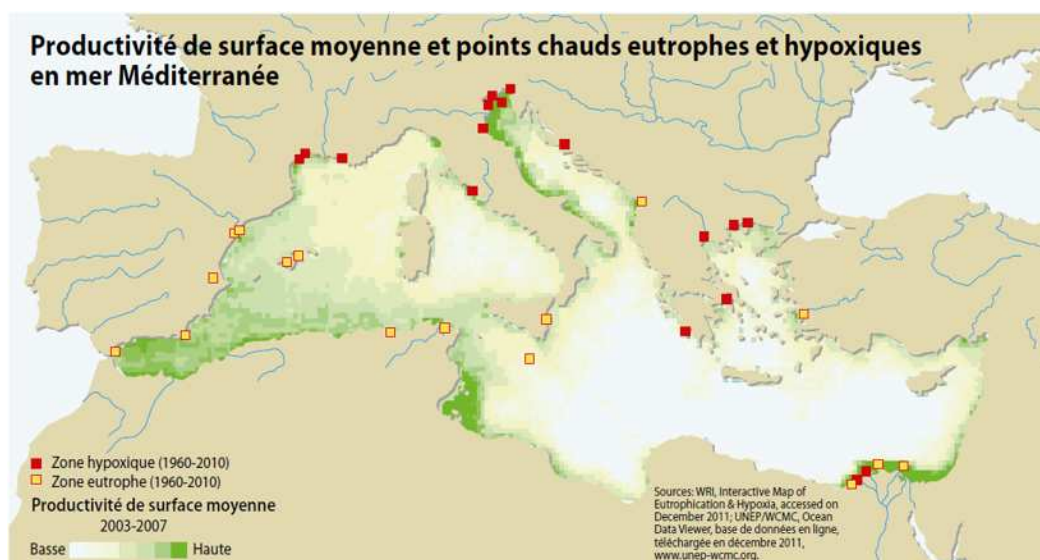


Figure 04 : Productivité de surface moyenne (en vert), points chauds eutrophes (carrés jaunes) et hypoxiques (carrés rouges) en Méditerranée (PNUE/PAM, 2012).

développement urbain est intense. Pareillement pour le secteur ouest de la côté algériennes et tunisiennes (Karydis et Kitsiou, 2012). Des épisodes de prolifération de méduses et d'efflorescences algales nuisibles, ont augmenté de fréquence dans les quinze dernières années dans la partie septentrionale de l'Adriatique (Giani *et al.*, 2005). Et des problèmes d'eutrophisation ont été reconnus dans un certain nombre dans les zones côtières égéennes et ioniennes (Moncheva *et al.*, 2001), et ce, malgré l'oligotrophie prononcée dans la Méditerranée orientale. Une des conséquences de cette eutrophisation serait avec la stimulation de la productivité des eaux de surface, l'hypoxie, voire l'anoxie des eaux profondes dans ces régions (fig. 4).

3- Désoxygénation et stratification dans l'océan mondial

Une des conséquences du réchauffement climatique est la diminution de la teneur en O₂ dissous dans l'océan mondial. Cette désoxygénation est prévue, non seulement parce que l'O₂ est moins soluble dans l'eau chaude, mais aussi parce que le réchauffement climatique pourrait accroître la stratification des couches supérieures des océans, à cause d'un contraste de densité entre les eaux de surface (moins denses) et les eaux sous-jacentes (plus denses), et réduire ainsi la pénétration de l'O₂ à l'intérieur de l'océan (Keeling et Garcia, 2002).

Actuellement, des tendances ont été détectées dans certaines régions du monde. L'une des tendances les plus importantes a été remarquée dans le Pacifique Nord. Whitney *et al.* (2007) mettent en évidence une diminution de l'O₂ de 7 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ décennie⁻¹ dans les eaux intermédiaires, alors que l'isohypoxie (60 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) est remontée de 400 à 300 m. Ces observations seraient dues à une stratification accrue dans la région subarctique (Keeling *et al.*, 2010).

Les études de Stramma *et al.* (2008) sur les zones de minimum d'oxygène (OMZ, voir chap. I, sect. 1-2, §1) de l'océan tropical (atlantique, pacifique et indien), soulignent une tendance à la baisse (entre 0.9 à 3.4 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ décennie⁻¹) entre 300 et 700 m, pendant que la zone hypoxique est passée de 245 à 170 m dans la région du sud est pacifique. Stramma *et al.* (2010) montrent l'expansion des OMZ dans les trois océans tropicaux durant la dernière décennie se fait verticalement mais aussi horizontalement. Le fait que les OMZ tropicales ont parfois été élargies, par rapport à aujourd'hui, dans les périodes chaudes antérieures du Pléistocène suggère que les baisses peuvent également être liés au réchauffement climatique récent (Keeling *et al.*, 2010).

Des changements plus importants sont prévus pour les décennies à venir. En effet, plusieurs modèles prévoient une diminution de l'oxygène au cours du prochain siècle ($\sim 30 \text{ mol kg}^{-1}$) dans le fond de l'atlantique nord, associée à un affaiblissement de la formation de la NADW (Plattner *et al.*, 2001).

En plus de l'effet de solubilité et de la ventilation, la baisse de l'oxygène dans l'océan peut voir pour origine : des changements dans le rapport de Redfield (Pahlow et Riebesell, 2000), des modifications dans la production (Emerson *et al.*, 2001) et des variations dans le taux de respiration, et de reminéralisation causées par le réchauffement climatique (Keeling et Garcia, 2002).

En Méditerranée, peu de travaux ont été entrepris dans ce sens. Des résultats fournissent la preuve qu'il y a un renforcement de la stratification des eaux côtières due au réchauffement climatique dans la partie nord-ouest de la Méditerranée (Coma *et al.*, 2009), mais il n'existe pas d'études sur les tendances globales de l'oxygène dissous dans la Méditerranée.

Matériel et méthodes

1- Données du bassin oriental

1-1- Extraction des données

La base de données MEDAR/MEDATLAS II (2002), est une publication sous forme électronique équipée d'un logiciel d'extraction de données récoltées en Méditerranée et en mer noire dans le cadre des projets MAST III/MTP II/MEDAR (Fichaut *et al.*, 2002).

L'extraction à partir de cette base de données, s'est faite sur une grille de 2°X2°, allant de 9 à 37°E, et de 29 à 47° N. Ce qui donne un total de 75 zones. Les zones où la profondeur maximale (le fond) ne dépasse pas 150 m ont été supprimées, puisque considérées comme côtières.

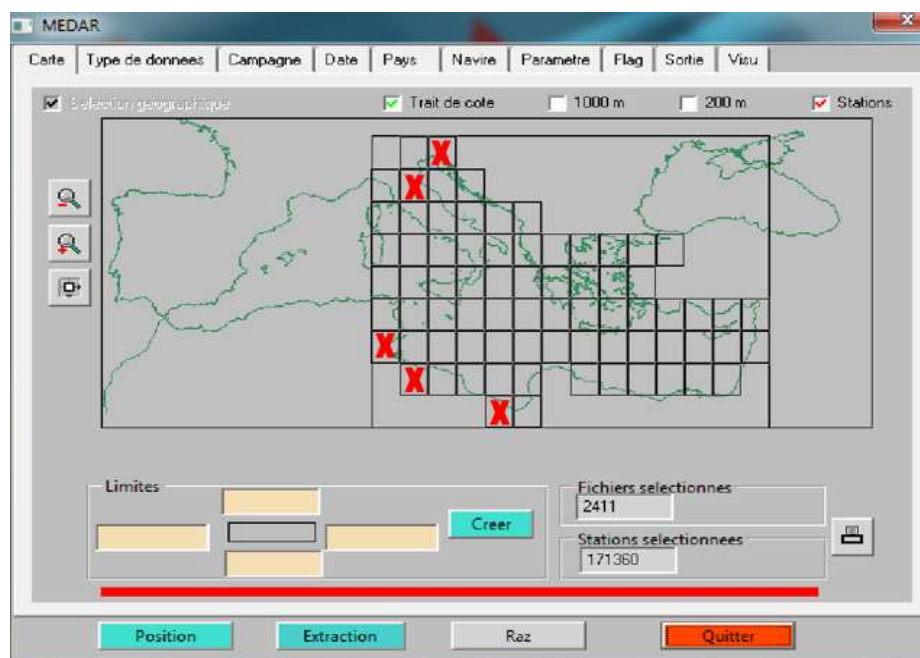


Figure 05 : Grille d'extraction du bassin oriental. Les zones éliminées sont marquées d'un X en rouge.

Les données d'un total de 75 zones ont été extraites pour les paramètres présentés dans le tableau 1.

Tableau 1 : Liste des paramètres extraits

CODE	NAME	UNIT
PRES	SEA PRESSURE sea surface=0	decibar=10000 pascals
TEMP	SEA TEMPERATURE	Celsius degree
PSAL	PRACTICAL SALINITY	
DOX1	DISSOLVED OXYGEN	ml/l
NTRA	NITRATE (NO3-N) CONTENT	millimole/m3
NTRI	NITRITE (NO2-N) CONTENT	millimole/m3
NTRZ	NITRATE + NITRITE CONTENT	millimole/m3
PHOS	PHOSPHATE (PO4-P) CONTENT	millimole/m3
SLCA	SILICATE (SIO4-SI) CONTENT	millimole/m3
CPHL	CHLOROPHYLL-A TOTAL	milligram/m3

Les données sont extraites pour une période allant de 1950 à 2000 pour tous les mois de l'année. Elles sont automatiquement extrapolées sur des profondeurs allant de 0 à 4 000 m. Seules les données à « flag » de 1 (valeur correcte) et de 5 (valeur modifiée durant le contrôle qualité, uniquement pour les

erreurs évidentes de temps ou de localisation) on été sélectionnées, les autres « flags » présentant un grand risque d'erreur.

1-2- Homogénéisation des données

Un total de 17 739 fichiers a été extrait. Le format d'extraction choisi est le format Medatlas. Il est lu par le logiciel « Ocean Data View », dont nous nous sommes servis pour fusionner et condenser ces données en 75 fichiers (selon la grille choisie).

Sur ces fichiers nous avons remarqué des salinités trop faibles ne correspondant pas aux valeurs présentes en Méditerranée. Nous avons donc éliminé toutes les données en dessous de 35 ou au-dessus de 45 en salinité, car nous considérons que c'est soit dû à des erreurs dans la chaîne échantillonnage-mesure-archivage, ou bien que ce soit dû à la proximité d'embouchures de fleuves (mélange avec eau douce).

Les paramètres sont ensuite moyennés par zone, par année, par mois et par profondeur, avec l'outil « Excel » et les données manquantes sont comblées par des -999.9 (valeur indéfinie). Les données ainsi obtenues restent éparées et discontinues dans le temps et l'espace malgré l'homogénéisation, car elles dépendent de campagnes océanographiques réalisées de manière irrégulière.

2- Données du bassin occidental

Les données du bassin occidental ont été extraites de la même base de données et ont été traitées par Boudjakdji (2008). Une grille de 25 zones de 2°X2° a été adoptée dans ce même travail.

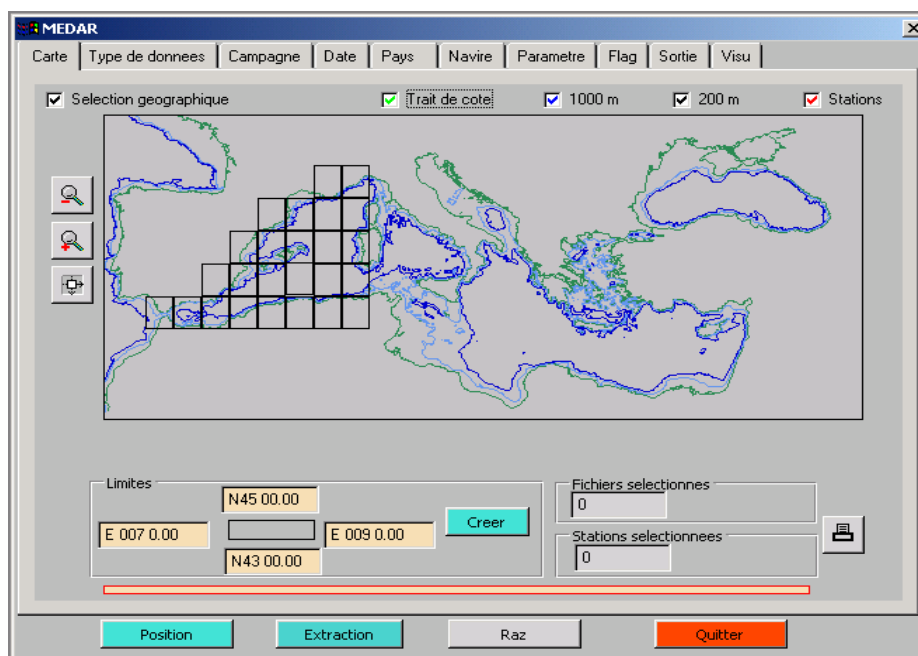


Figure 06 : Grille d'extraction du bassin occidental de la Méditerranée (Boudjakdji, 2008).

3- Délimitation des sous-régions de la Méditerranée

Les zones finales ont été choisies selon les bassins qui existent en Méditerranée, elles sont au nombre de 9. Les fichiers du bassin oriental, ainsi que les fichiers du bassin occidental sont moyennés selon les limites définies sur la figure 07.

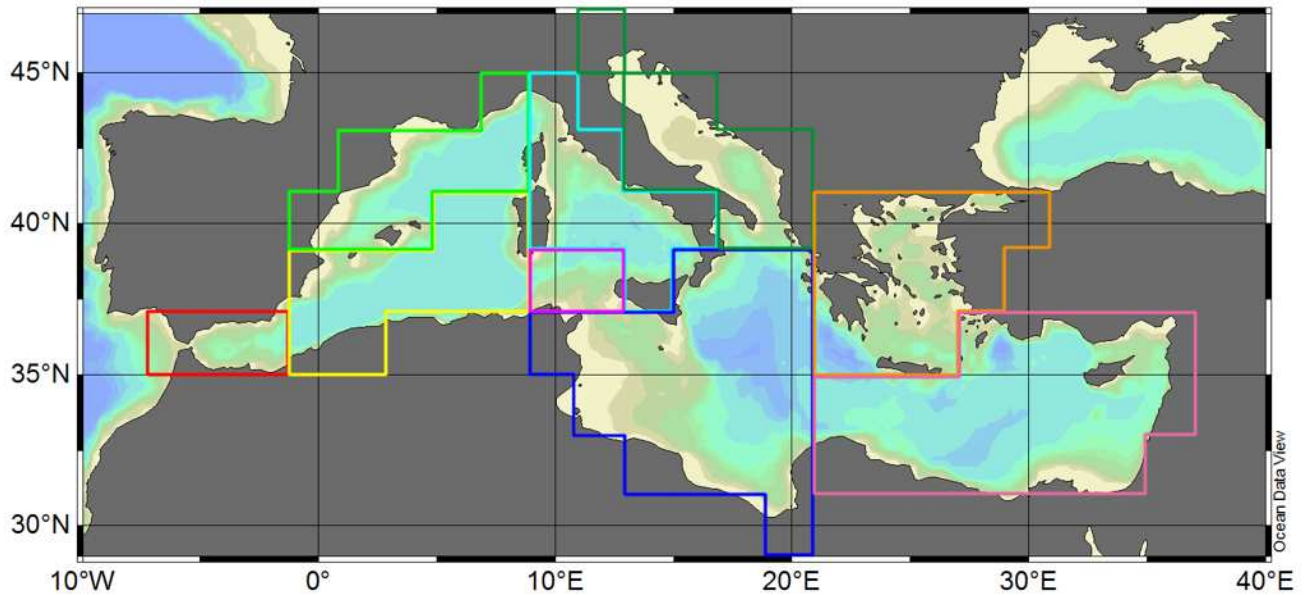


Figure 07 : Limites géographiques des 9 sous régions méditerranéennes choisies.

4- Interpolation sur les données manquantes

Une simple interpolation saisonnière à été programmée sous Fortran. L'algorithme est simplifié dans le schéma suivant.

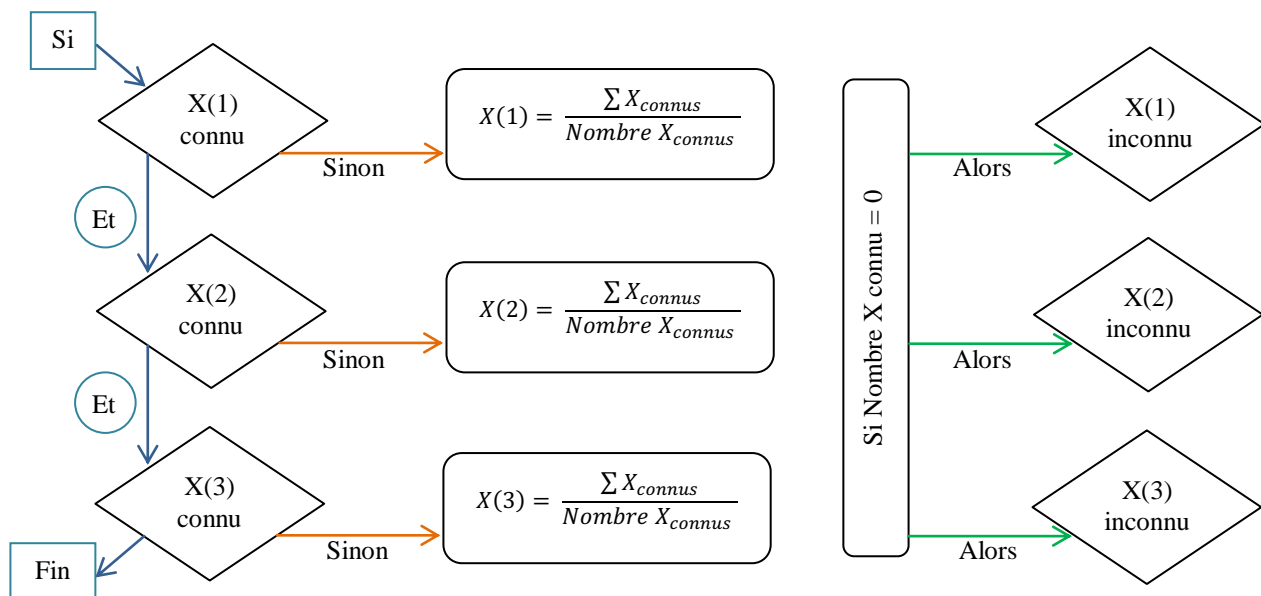


Schéma simplifié de l'algorithme d'interpolation. X étant le paramètre (donnée disponible ou non).

1, 2 et 3 est le mois de la saison.

Les saisons sont réparties comme suit :

- Hivers : Décembre-Janvier-Février
- Printemps : Mars-Avril-Mai
- Été : Juin-Juillet-Août
- Automne : Septembre-October-Novembre.

Cette interpolation, se résume à remplacer la valeur indéfinie d'un mois donné, d'une saison donnée (à une année et profondeur précise) par la moyenne de cette même saison pour ce même paramètre à la même profondeur et année. Le pourcentage de données manquantes avant et après interpolation sont données dans le tableau 2. On peut y remarquer que le pourcentage comblé n'est pas suffisamment grand pour fausser la donnée de manière importante.

Tableau 2 : Pourcentage de données manquantes avant et après interpolation.

Paramètre	Pourcentage de données manquantes (N données manquantes/N données total)		Pourcentage comblé (%)
	Avant interpolation (%)	Après interpolation (%)	
TEMP	55.44	48.17	7.27
PSAL	76.69	68.43	8.25
DOX1	81.88	75.07	6.82

5- Données des vents

Les données des vents sont issues des ré-analyses ERA-40 de l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

Ces données ont été extraites puis moyennées en 18 sous-régions par Nacef (2006). Certaines de ces zones ont été fusionnées (voir le tableau 3) pour former 9 zones, de telle sorte qu'elles coïncident avec les limites géographiques choisies pour le travail ci-présent.

Les données de vents vont de 1958 à 2000. Les données précédentes ont été comblées par les valeurs de l'année 1958. Ce choix a été fait compte tenu de la faible variation de l'intensité des vents par zone.

Tableau 3 : Superposition des 9 sous-régions sur les 18 zones de Nacef (2006).

Zone	N° zone selon Nacef	NOM	Latitude Minimale	Latitude Maximale	Longitude Minimale	Longitude Maximale
Z01	01	Mer d'Alboran Ouest	35.00	37.50	-5.60	-3.00
	02	Mer d'Alboran Est	35.00	37.50	-3.00	-1.00
Z02	03	Bassin Algérien Sud	35.60	39.30	-1.00	8.40
	04	Bassin Algérien Nord	39.30	42.00	4.50	9.30
Z03	05	Mer Baléares	38.50	42.00	-0.40	4.50
	06	Golfe du Lion	42.00	43.60	2.80	6.30
	07	Mer Ligure	42.00	44.50	6.30	10.80
	08	Détroit de Sardaigne	36.80	39.30	8.40	10.00
Z04	09	Mer Tyrrhénienne Sud	38.00	39.30	10.00	16.30
	10	Mer Tyrrhénienne Nord	39.30	42.80	9.30	16.10
Z05	11	Détroit de Sicile	36.00	38.00	10.00	14.00
Z06	12	Mer Adriatique Nord	41.90	45.90	12.18	15.12
	13	Mer Adriatique Sud	40.00	44.90	15.12	19.90
Z07	14	Mer Ionienne Sud	30.10	36.00	10.00	22.50
	15	Mer Ionienne Nord	36.00	40.60	14.00	22.50
Z08	16	Mer Égée	35.25	41.20	22.50	27.30
Z09	17	Passage de Crète	31.00	35.25	22.50	27.30
	18	Bassin Levantin	30.70	37.07	27.30	36.50

6- Données des flux de chaleur

Les données en flux de chaleur sont issues d'un travail de collaboration entre INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) et NCAR (National Center for Atmospheric Research) qui estiment les climatologies mensuelles des flux air-mer dans la mer Méditerranée à partir des données ERA-40. La résolution de ces données est de 1.125° en longitude et 1.121° en latitude. Elles vont de janvier 1958 à Décembre 2001.

Cette base de données téléchargeable sur (<http://gnoo.bo.ingv.it/medfluxes/index.html>) comprend les composantes suivantes (en $W m^{-2}$):

- Radiation nette d'ondes courtes.
- Radiation nette d'ondes longues.
- Flux de chaleur sensible.
- Flux de chaleur latente.

Le bilan radiatif des flux de chaleur air-mer (Q) représente la somme de ces composantes. Son signe positif (/négatif) signifie un gain (/une perte) de chaleur par l'océan.

7- Calcul des moyennes, climatologies, écart-type et contrôle qualité

7-1- Calcul des moyennes saisonnières

Les données saisonnières sont calculées pour les saisons citées précédemment (chap. II, sect. 4), selon l'équation suivante :

$$X_l = \sum_{j=1}^4 X(j) / n \dots (1)$$

Où :

X_l : moyenne d'une variable X pour une saison l.

X : valeur de la variable au mois j de la saison l.

n : nombre de mois de la saison l où la donnée X(j) est disponible.

Le chiffre 4 étant le nombre total de mois par saison.

7-2- Calcul de la climatologie

La climatologie mensuelle est calculée comme suit :

$$\bar{X}_{j,k} = \sum_{i=1}^{50} X(i) / n \dots (2)$$

Où :

$\bar{X}_{j,k}$: climatologie de la variable X au mois j et à la profondeur k.

X : valeur de la variable à l'année i au mois j et à la profondeur k.

n : nombre d'années où la donnée X(i,j,k) est disponible.

Le chiffre 50 étant le nombre total des années.

7-3- Calcul des moyennes par couche

Nous avons divisé la colonne d'eau en cinq couches, selon l'importance des échanges gazeux et de l'activité biologique :

1. Couche de surface : 0 – 100 m.
2. Couche de subsurface : 100 – 300 m.
3. Couche intermédiaire : 300 – 600 m.
4. Couche profonde : 600 – 1 500 m.
5. Couche de fond : 1 500 – 4 000 m.

La moyenne par couche est une moyenne pondérée calculée selon l'équation :

$$X_m = \frac{\sum_{k=1}^n X(k) * dz(k)}{\sum_{k=1}^n dz(k)} \dots (3)$$

Où :

- X_m : La moyenne de la variable X dans la couche m.
- X : valeur de la variable à une profondeur k de la couche m.
- n : limite inférieure de la couche m.
- dz : épaisseur de la couche m calculé comme suit :

$$dz(k) = \frac{z(k)-z(k-1)}{2} + \frac{z(k+1)-z(k)}{2} \dots(4)$$

7-4- Calcul des données quinquennales

Les données quinquennales ont été calculées à partir des moyennes par couche des paramètres qui ont été auparavant interpolés saisonnièrement. Les quinquennats sont repartis selon le tableau 4.

Tableau 4 : Répartition des données en quinquennats

Quinquennat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Années	1950- 1954	1955- 1959	1960- 1964	1965- 1969	1970- 1974	1975- 1979	1980- 1984	1985- 1989	1990- 1994	1995- 1999

Les données quinquennales sont calculées selon la formule suivante :

$$X_{i,j} = \sum_{k=1}^5 X(k) / n \dots(5)$$

Où :

- $X_{i,j}$: variable du quinquennat i au mois j.
- X : Valeur de la variable X à l'année k du quinquennat i, au mois j.
- n : nombre d'année du quinquennat i où la donnée X(k) est disponible.

7-5- Calcul des données annuelles

Les données annuelles ont été calculées pour les eaux intermédiaires et profondes. Compte tenu de la faible variation des paramètres dans ces couches durant l'année, une simple moyenne des données existantes peut être considérée comme représentative de l'année.

7-6- Calcul de l'écart-type

L'écart-type est calculé pour estimer la dispersion des valeurs autour de leur moyenne arithmétique. Il est calculé pour les paramètres moyennés spatialement, verticalement ou temporellement.

7-7- Contrôle de la qualité des données

La représentation graphique des écart-types sur les paramètres moyennés verticalement, met en exergue les valeurs de basse qualité. Ces valeurs sont présentes dans les données de salinité et d'oxygène. Pour éliminer ces données nous avons procédé ainsi :

À partir de la température et la salinité, nous calculons le degré de saturation de l'oxygène à chaque profondeur par l'équation suivante, selon Oudot (1990):

$$\sigma_{O_2}(\%) = \frac{C_{O_2}}{C_{O_2}^*} * 100 \dots (6)$$

Où :

σ : degré de saturation (%).

C_{O_2} : concentration de l'oxygène mesurée en $\mu\text{mol/kg}$.

$C_{O_2}^*$: solubilité de l'oxygène en $\mu\text{mol/kg}$ (calculé dans l'équation 8).

Le degré de saturation sera ensuite comparé aux valeurs réelles trouvées en Méditerranée :

- ❖ Selon Kress et Herut (2001), le degré de saturation dans le bassin sud Levantin le maximum est de 117 %. Ils donnent les caractéristiques présentées dans le tableau 5.

Tableau 5 : Degré de saturation caractéristique du bassin Levantin sud (Kress et Herut, 2001).

Masse d'eau	Degré de saturation (Min. – Max.)
Eau de surface	95 – 103 %
Eau intermédiaire	87 – 98 %
Eau profonde	70 – 73 %
Eau profonde Ouest à haute latitude	77.9 %

- ❖ D'après les valeurs de température et de salinité type dans le bassin central donné par Astraldi *et al.* (2002), nous avons calculé les valeurs moyennes du degré de saturation de l'oxygène (Tab. 6).

Tableau 6 : Degré de saturation de l'oxygène calculé à partir des données de température et de salinité types dans le bassin central d'Astraldi *et al.* (2002).

Masse d'eau	Degré de saturation (Min. – Max.)
Eau de surface	> 108 %
Eau intermédiaire	74 – 79 %
Eau profonde	76 – 78 %

- ❖ Enfin, selon Copin-Montégut et Bégovic (2002), le degré de saturation à la station Dyfamed est de 130 % au maximum, et 96% au minimum.

Nous choisissons alors de garder les gammes de valeurs suivantes pour l'ensemble de la Méditerranée :

Tableau 7 : Gamme tolérable choisie du degré de saturation par couche en Méditerranée.

Masse d'eau	Degré de saturation (Min. – Max.)
Eau de surface	80 – 130 %
Eau de subsurface	65 – 110 %
Eau intermédiaire	65 – 95 %
Eau profonde	60 – 95 %

Les données d'oxygène qui donnent un degré de saturation non inclus dans l'intervalle de tolérance, sont considérées comme erronées, et donc supprimées.

Pour éliminer les données de salinité de basse qualité nous avons calculé les écart-types sur les données moyennées par couche. Nous considérons qu'un écart-type qui dépasse 1 unité de salinité indique la présence de données de salinité fausses. Elles sont donc éliminées.

8- Calcul des paramètres utilisés

8-1- Calcul de la densité

La densité est calculée en kg.m^{-3} par l'équation d'état de l'eau de mer "ESO-80" publiée par l'UNESCO (1983).

8-2- Calcul de la température potentielle

La température potentielle est calculée selon la formule de Bryden (1973) adoptée par l'UNESCO (1983) :

$$\theta = T - \left(\left((A_1 * T + A_2) * T + A_3 \right) * p + \left((B_1 * T + B_2) * (S - 35) + \left((C_1 * T + C_2) * T + C_3 \right) * T + D_1 * p + E_1 * T + E_2 * S - 35 + F_1 * T + F_2 * T + F_3 * T + G_1 \dots \right) \right) \quad (7)$$

Où :

θ : température potentielle en °C.

T : température mesurée en °C.

S : salinité.

p : pression à une profondeur Z., $p = Z/10$

$A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, C_1, C_2, C_3, D_1, E_1, E_2, F_1, F_2, F_3, G_1$: constantes (voir Annexes).

8-3- Calcul de la solubilité d'oxygène

La solubilité de l'oxygène est calculée selon l'équation polynomiale de Weiss (1970) en $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ à des conditions d'équilibre avec l'air humide à pression atmosphérique standard (1013.25 mbar) :

$$\ln C^* = A_1 + A_2 * \left(\frac{100}{T} \right) + A_3 * \ln \left(\frac{T}{100} \right) + A_4 * \left(\frac{T}{100} \right) + S * \left[B_1 + B_2 * \left(\frac{T}{100} \right) + B_3 * \left(\frac{T}{100} \right)^2 \right] \dots \quad (8)$$

Où :

C^* : solubilité obtenue en $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

T : température potentielle en °K.

$A_1, A_2, A_3, A_4, B_1, B_2, B_3$: coefficients proposés par Weiss (1970) et Weiss et Kyser (1978) (voir Annexes).

8-4- Calcul de l'Utilisation Apparente de l'Oxygène

L'utilisation apparente de l'oxygène (UAO) est la différence entre l'oxygène à saturation et la concentration de l'O₂ (Redfield, 1942).

$$UAO = C^*_{O_2} - C_{O_2} \dots (9)$$

Où :

UAO : en $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

C_{O₂} : concentration d'oxygène mesurée en $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

C*_{O₂} : solubilité de l'oxygène en $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

8-5- Calcul du flux d'oxygène

a. Calcul du flux total en oxygène

Le flux total d'oxygène est calculé à la surface (moyenne des données à 0, 5 et 10 m), à partir de la relation fondamentale d'Oudot (1990) :

$$FO_2 = k_T * 0.24 * \rho * (C_{O_2} - C^*_{O_2}) \dots (10)$$

Où :

FO₂ : Flux d'oxygène en $\mu\text{mole m}^{-2} \text{ j}^{-1}$.

ρ : Densité en kg m^{-3} .

C_{O₂} et C*_{O₂} : en $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

0.24 : facteur de conversion.

k_T : coefficient d'échange gazeux en cm h^{-1} calculée selon Wanninkhof (1992) avec :

$$k_T = fu^2 \left(\frac{Sc}{660} \right)^{-\frac{1}{2}} \dots (11)$$

Où :

f : facteur de proportionnalité. $f = 0.31$.

u : vitesse du vent en m s^{-1} .

Sc : nombre de Schmidt.

Le nombre de Schmidt est calculé selon Wanninkhof (1992) avec :

$$Sc = A - Bt + Ct^2 - Dt^3 \dots (12)$$

Où :

t : température mesurée en °C.

A, B, C et D : coefficients expérimentés par Jähne *et al.* (1978) et utilisés pour le calcul du nombre de Schmidt dans l'eau de mer pour l'oxygène dissous (Voir Annexes).

b. Calcul du flux biologique en oxygène

Le flux total de l'oxygène est la résultante de deux flux : le flux biologique et le flux thermique. On calcul alors le flux biologique en le soustrayant le flux thermique au flux total :

$$F_B(O_2) = F_{Total}(O_2) - F_{Th}(O_2) \dots (13)$$

Où :

$F_B(O_2)$: Flux d'oxygène biologique en $\text{mmole m}^{-2} \text{j}^{-1}$.
 $F_{Th}(O_2)$: Flux d'oxygène thermique en $\text{mmole m}^{-2} \text{j}^{-1}$.

Le flux thermique se calcule selon l'équation de Keeling *et al.* (1993) :

$$F_{Th}(O_2) = -\frac{\partial(c^*_{O_2})}{\partial T} \frac{Q}{c_p} \dots(14)$$

Où :

Q : Flux de chaleur air-mer total (W m^{-2}).
 c_p : Chaleur spécifique de l'eau de mer ($3993 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

8-6- Dégazage Net Saisonnier (SNO Seasonal Net Outgassing)

Le SNO biologique (/thermique) est défini par Najjar et Keeling (2000) comme étant l'intégration spatiale et temporelle du flux biologique (/thermique) d'oxygène quand il est positif diminué du flux moyen annuel et ce, sur une période d'une année :

$$SNO_{Bio} = \sum_{j=1}^{12} ((F_{Bio}(j) - \bar{F}) * n(j))^+ \dots(15)$$

Où :

SNO_{Bio} : SNO biologique en $\text{mmole m}^{-2} \text{an}^{-1}$.
 F_{Bio} : Flux d'oxygène au mois j en $\text{mmole m}^{-2} \text{j}^{-1}$.
 \bar{F} : Flux moyen annuel de l'oxygène en $\text{mmole m}^{-2} \text{j}^{-1}$.
 $n(j)$: nombre de jours du mois j .
Le signe + indique la condition que la différence soit positive.

Compte tenu du manque de données, le SNO à été calculé par quinquennat. Comme il est dérivé des flux, il s'agit alors d'un SNO de surface (de 0 à 10 m).

8-7- Calcul de la nouvelle Production

La nouvelle production est approximativement égale au SNO biologique (Najjar et Keeling, 2000), elle se calcule comme suit :

$$NP = SNO_{Bio} * 106/150 * 0.012 \dots(16)$$

Où :

$NP(i)$: Nouvelle production en $\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$.
 SNO_{Bio} : SNO biologique en $\text{mmole m}^{-2} \text{an}^{-1}$.
106/150 : rapport C/O₂ d'Anderson (1995).
0.012 : facteur de conversion.

8-8- Calcul de la reminéralisation

La reminéralisation (RM) se calcul en subsurface en intégrant toutes les valeurs positives de ΔUAO .
Où, ΔUAO est la différence entre l'UAO d'un mois j et l'UAO du mois précédant ($j-1$) :

$$RM = \sum_{j=1}^{12} (UAO(j) * \rho(j) - UAO(j-1) * \rho(j-1))^+ * 200 * 106/150 * 0.012 \dots(17)$$

Où :

RM : Reminéralisation en $\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$.

UAO : Utilisation Apparente de l'Oxygène en mmol kg^{-1} .

200 : épaisseur de la couche de subsurface.

106/150 : rapport C/O₂ d'Anderson (1995).

0.012 : facteur de conversion.

Le signe + indique la condition que la différence soit positive.

La reminéralisation comme pour le SNO a été calculée pour les quinquennats à cause du manque de données.

Résultats et discussion

1- Cycles annuels moyens par zone

1-1- Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m

Le cycle annuel moyen de la température et de la salinité dans les 300 premiers mètres de la Méditerranée est présenté dans la figure 08 (de a à i). La température et la salinité sont des paramètres influencés par le mouvement des masses d'eau, la quantité d'énergie solaire reçue, les flux de chaleurs et d'eau échangés avec l'atmosphère et les rivières.

La température des 100 premiers mètres est fortement dépendante des saisons. Les eaux sont chaudes et stratifiées (thermocline proche de la surface) en été (entre 11 à plus de 25 ° C) dans toutes régions méditerranéennes. La salinité de surface, quant à elle, dépend du bilan évaporation-précipitation et des flux de rivières, elle est donc généralement plus faible durant la saison pluvieuse.

La circulation des eaux de surface en Méditerranée fait que la température et la salinité de surface sont plus importantes en est (maximum dans la mer Levantine, fig. 08.i) qu'à l'ouest (fig. 08.a). En effet, l'AW qui entre via le détroit de Gibraltar subit une évaporation et un réchauffement en allant vers l'est (Millot et Taupier-Letage, 2005).

La différence de la circulation atmosphérique et de la quantité d'énergie solaire reçue entre les latitudes fait que les eaux de surface sont plus chaudes au sud (bassin Algérien, Ionien, Levantin) qu'au nord de la Méditerranée (mer Liguro-Provençale, Adriatique, Tyrrhénienne, Égéeenne).

En mer d'Alboran (fig. 08.a) deux couches d'eaux se superposent les eaux atlantiques entrantes en surface et les eaux méditerranéennes sortantes en-dessous. Dans cette région, un front géostrophique intense est associé à des remontées d'eaux (upwelling) induits par des vents d'ouest fréquents le long des côtes espagnoles (Minas *et al.*, 1991). Ce qui pourrait expliquer la hausse de salinité de la couche de subsurface en décembre (les upwellings poussent la thermocline vers le haut) et sa baisse en période estivale.

Dans les zones de formation des eaux profondes et intermédiaires, à savoir, la mer Liguro-Provençale (fig. 08.c), l'Adriatique (fig. 08.f) et le bassin Levantin (fig. 08.i), l'advection verticale des eaux froides de surface en hiver enfonce la thermocline selon l'importance de cette même advection.

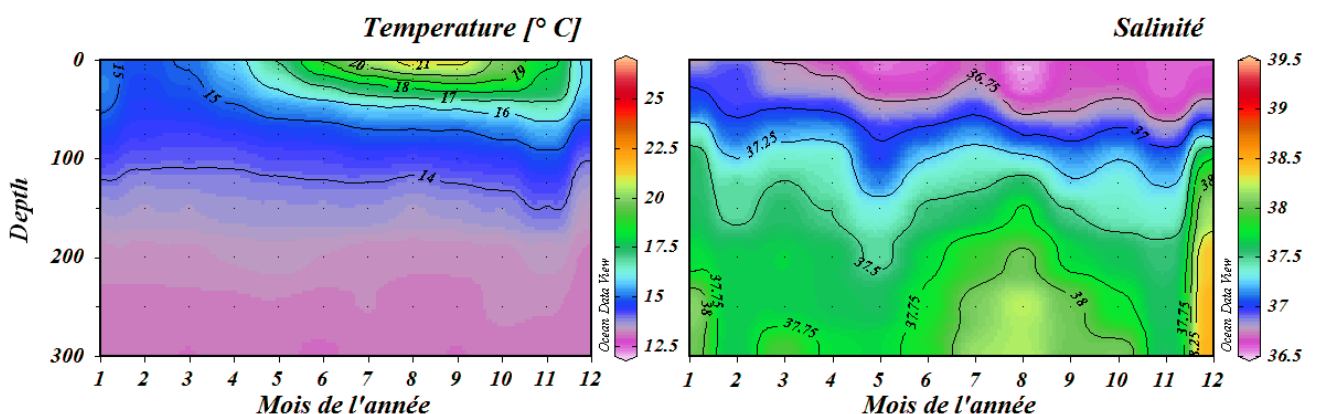


Figure 08.a : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m en mer d'Alboran.

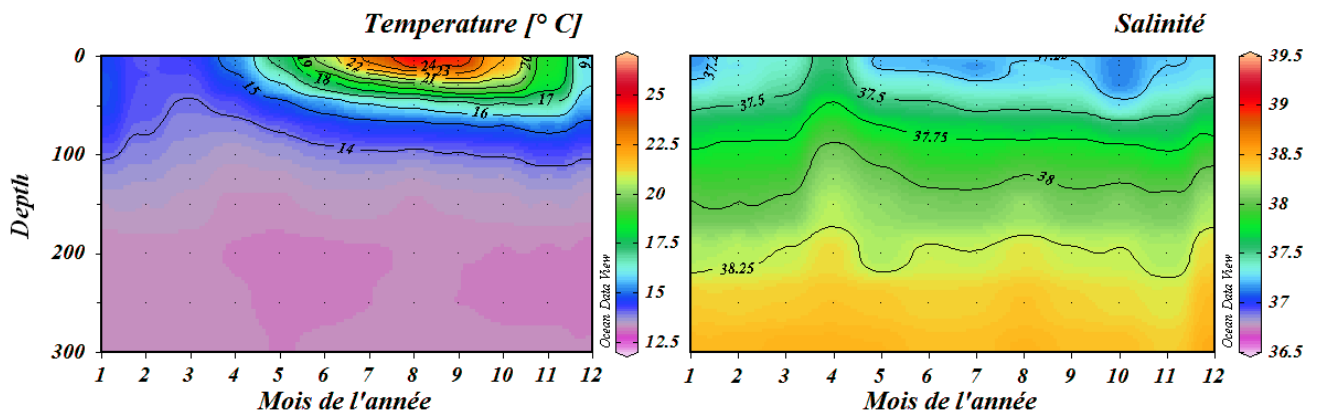


Figure 08.b : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m dans le bassin Algérien.

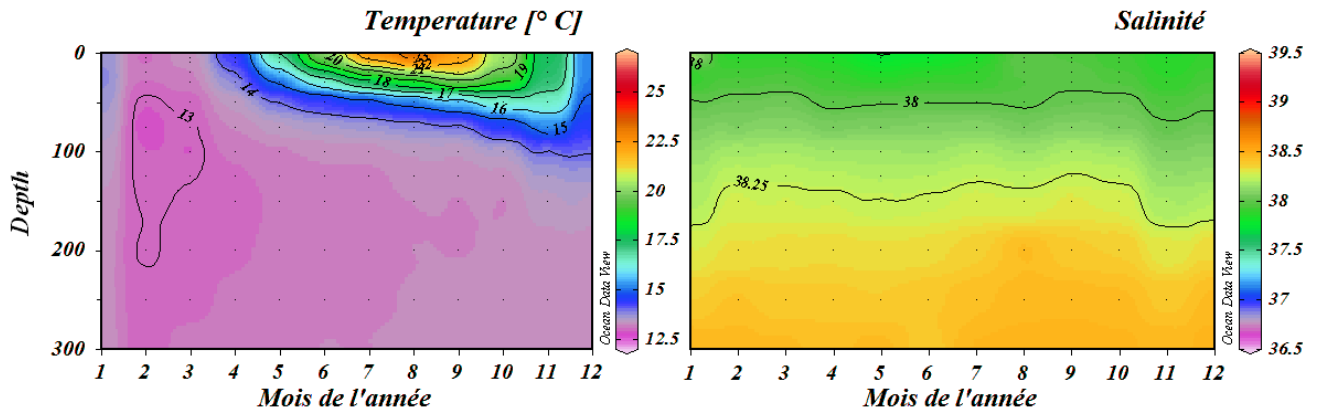


Figure 08.c : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m en mer Liguro-Provençale.

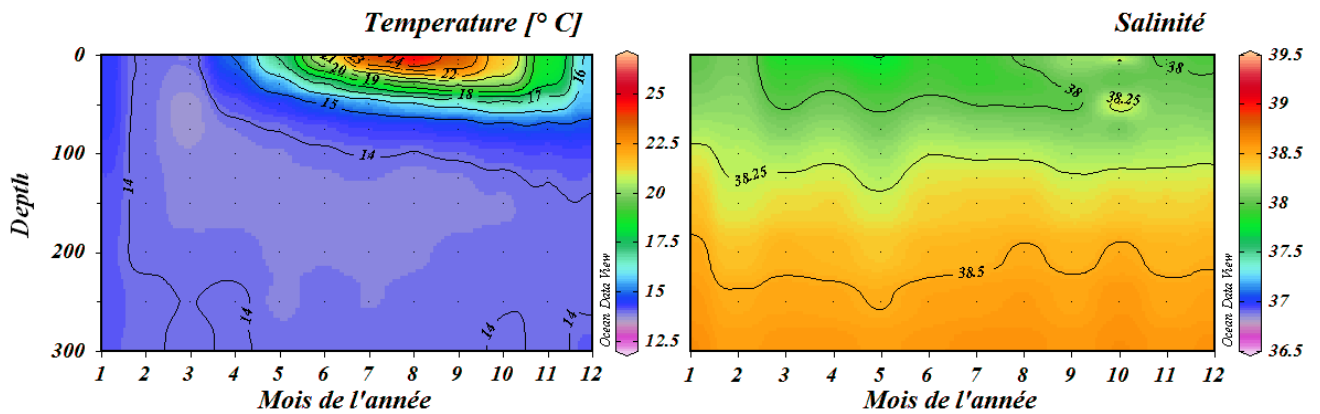


Figure 08.d : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m en mer Tyrrhénienne.

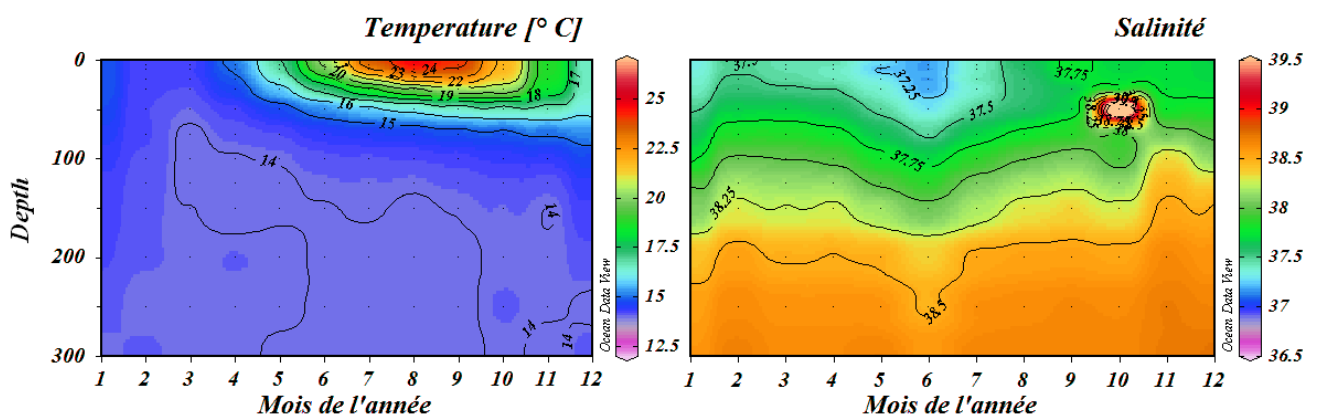


Figure 08.e : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m dans le détroit de Sicile.

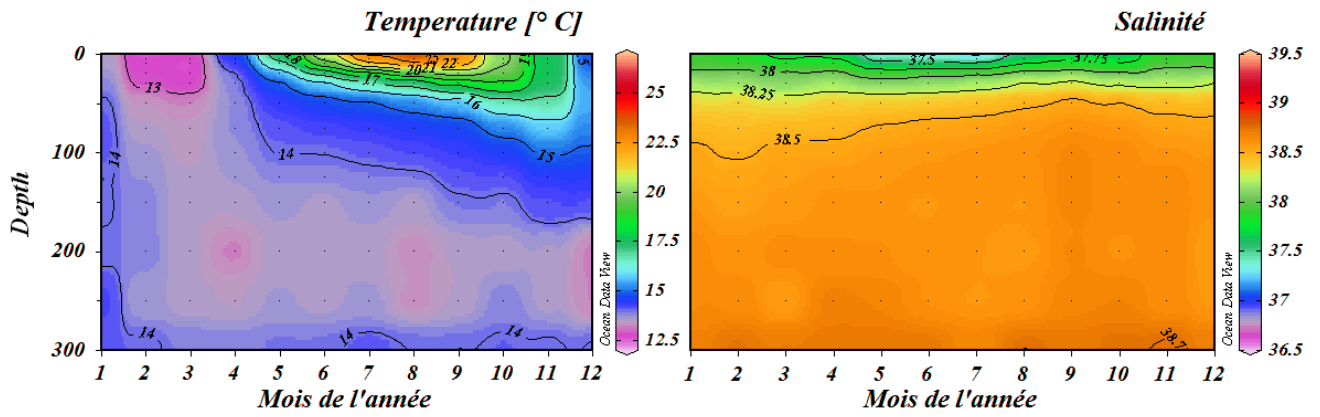


Figure 08.f : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m en Adriatique.

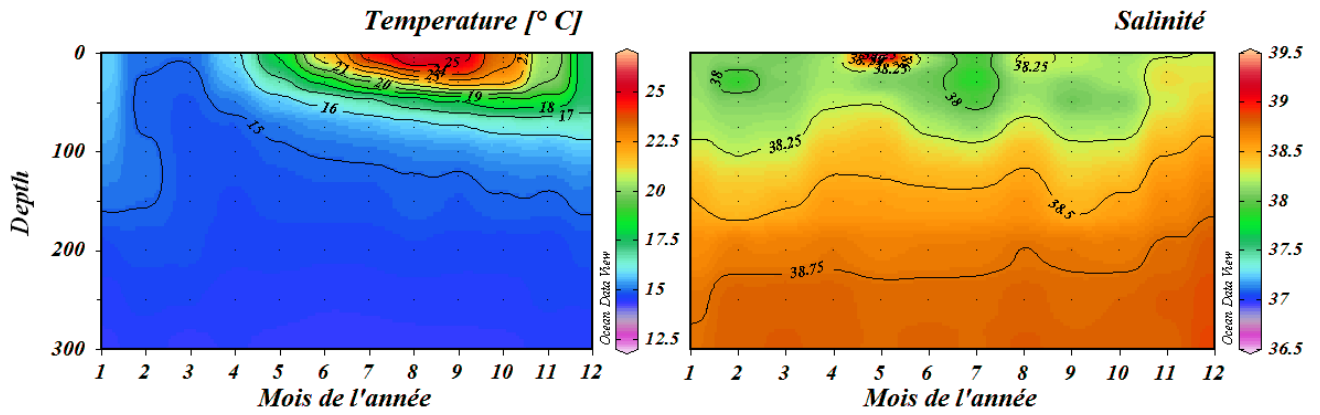


Figure 08.g : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m en mer Ionienne.

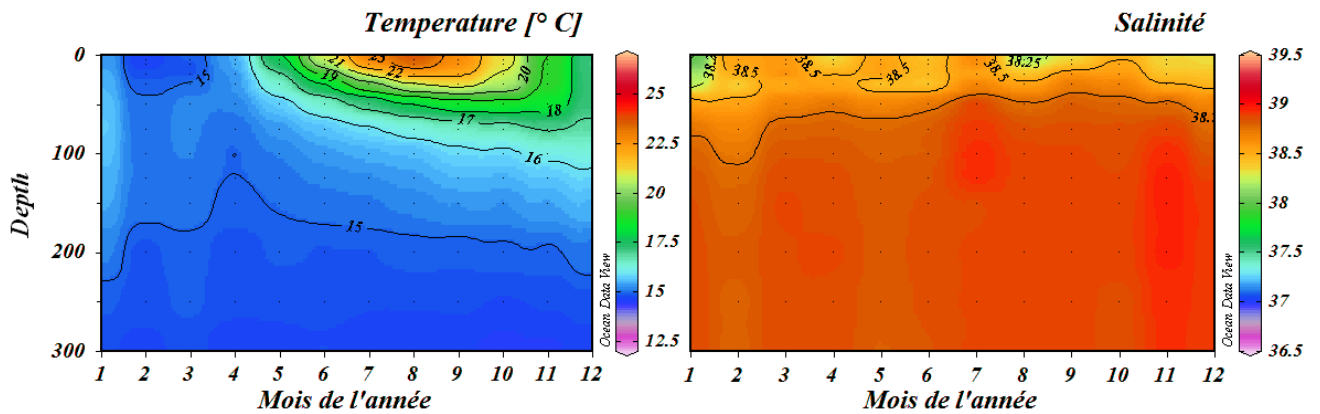


Figure 08.h : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m en mer Égée.

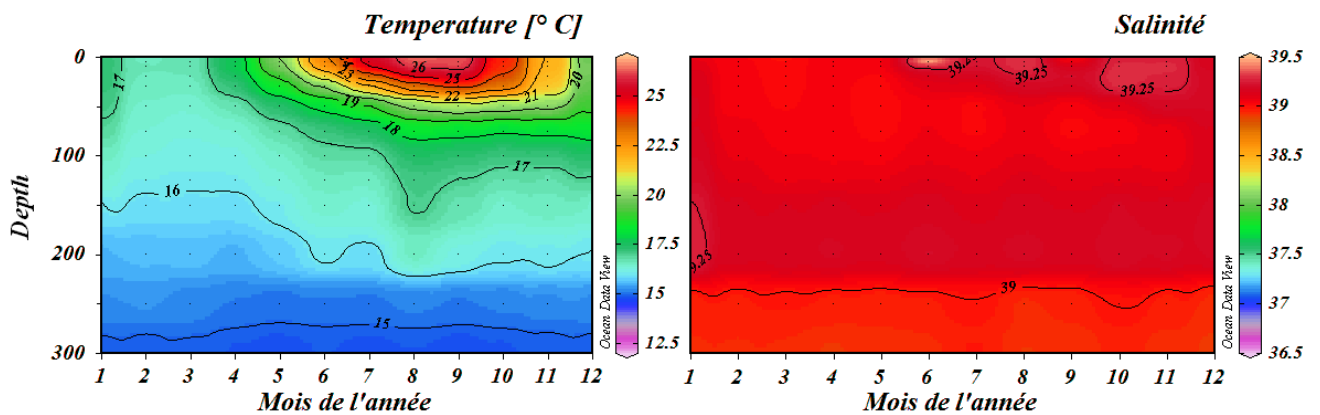


Figure 08.i : Cycle annuel de la température et de la salinité entre 0 et 300 m dans le bassin Levantin.

1-2- Cycle annuel de l'oxygène et de l'UAO entre 0 et 300 m

Comme pour la température et la salinité, le cycle annuel moyen de l'oxygène dissous entre 0 et 300 m met en exergue une saisonnalité dans les teneurs de celui-ci. Les eaux les plus riches en oxygène se trouvent généralement dans les 150 premiers mètres en fin d'hiver et au printemps. Durant cette période, la température (basse) et la salinité (faible à cause des flux de rivières et des précipitations) favorisent la dissolution de l'oxygène dans l'eau et la reprise de l'activité biologique au printemps produit de grandes quantités d'oxygène et contribue à enrichir ces eaux.

Excepté en mer d'Alboran, le maximum d'oxygène en Méditerranée durant la période de production (printemps et été) se trouve entre de 40 et 50 m. Ce qui veut dire que le maximum de production aurait lieu à cette profondeur plutôt que dans les tous premiers mètres. Les espèces phytoplanctoniques peuvent privilégier cette profondeur à cause de l'intensité de la lumière et/ou de la disponibilité des nutriments (la pycnocline représente un obstacle pour la remontée de nutriments).

Les teneurs en oxygène des eaux Levantines de surface (fig. 09.i), sont les plus importantes en Méditerranée et ce, malgré la hausse de la température et de la salinité dans cette région (qui empêche la dissolution de l'O₂ dans l'eau) et sont encore plus importantes en hiver qu'en été. Il se pourrait que le fort dégazage en temps chaud, contribue à baisser les teneurs de l'oxygène estivales par rapport aux hivernales, ou alors il existerait une production hivernale suffisamment intense pour sursaturer les eaux en période hivernale. Les études de Van Dijken, et Arrigo (1996) ont prouvé qu'un phénomène de convection en hiver et des conditions de stratification pendant l'été dans cette mer auraient des conséquences sur la chlorophylle. L'on sait également qu'en Méditerranée orientale les isolignes de l'oxygène s'enfoncent en allant vers l'est (les couches d'eaux riches en oxygènes sont plus épaisses à l'est qu'à l'ouest), parallèlement à l'enfoncement de la pycnocline. La pycnocline plus proche de la surface à l'ouest (Kress *et al.*, 2003) empêche la remontée des nutriments et réduit, par conséquent, la production phytoplanctonique. Ces mécanismes (convection et stratification) pourraient alors expliquer ces résultats.

Dans les zones de formation d'eaux profondes (fig. 09. c, f) et d'eaux intermédiaires (fig. 09.i), l'approfondissement de la thermocline (vue précédemment) est accompagné d'un approfondissement des isolignes d'oxygène. Les eaux froides, brassées et enrichies en oxygène vont ventiler les eaux profondes et intermédiaires.

La couche entre 200 et 300 m est moins riche en oxygène, la lumière n'atteignant pas ces profondeurs, la photosynthèse y est inexistante. Cette couche est le siège de la reminéralisation de la matière organique issue des bioaccumulations printanières et estivales de surface. La dégradation de la matière organique consomme de l'oxygène durant l'été et au début de l'automne quand les organismes photosynthétiques sédimentent après leur mort. L'UAO y augmente simultanément avec la baisse de l'oxygène.

Dans les eaux de subsurface en mer d'Alboran (fig. 09.a) l'UAO est importante (plus de 60 $\mu\text{mol kg}^{-1}$). C'est peut être le résultat des upwellings intenses décrits par Minas *et al.* (1991). Ces remontées vont d'une part faire baisser les concentrations d'oxygène des eaux de surface (par mélange), mais aussi enrichir la couche photique avec des nutriments et stimuler la production phytoplanctonique et par conséquent la reminéralisation dans la couche sous-jacente durant la fin de l'été-début automne.

Il serait également intéressant de remarquer la différence des UAO entre les différentes régions. Mis à part la fortes UAO à 200 m en mer Levantine (fig. 09.i), probablement dues à la reminéralisation de la matière organique, on pourrait remarquer que les eaux de subsurface de la de la Méditerranée occidentale affichent une meilleure utilisation apparente de l'oxygène (UAO) que la partie orientale. Ce qui pourrait être le résultat d'un appauvrissement des eaux au cours de leur mouvement (d'est en ouest) et/ou alors la conséquence d'une meilleure production primaire dans le bassin occidental, avec une chute de matière organique plus importante.

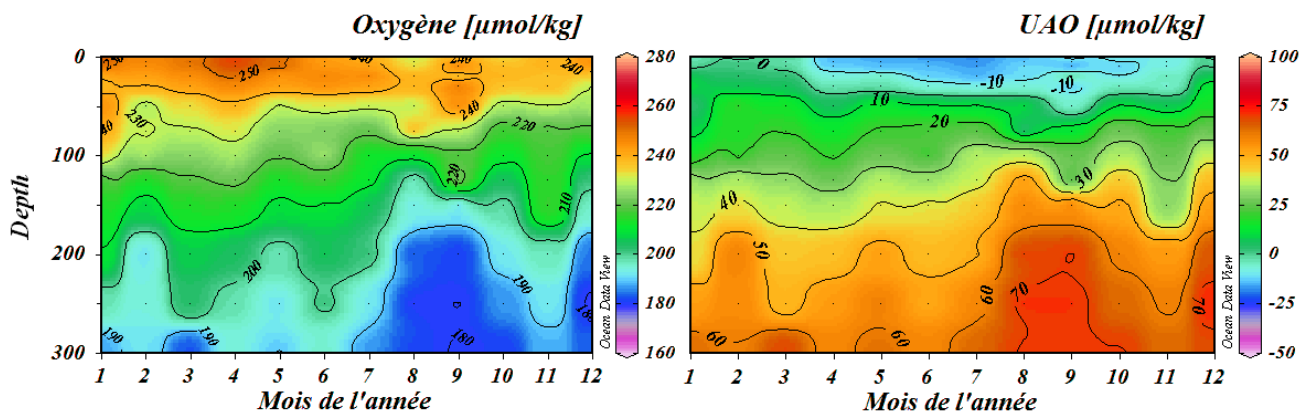


Figure 09.a : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m en mer d'Alboran.

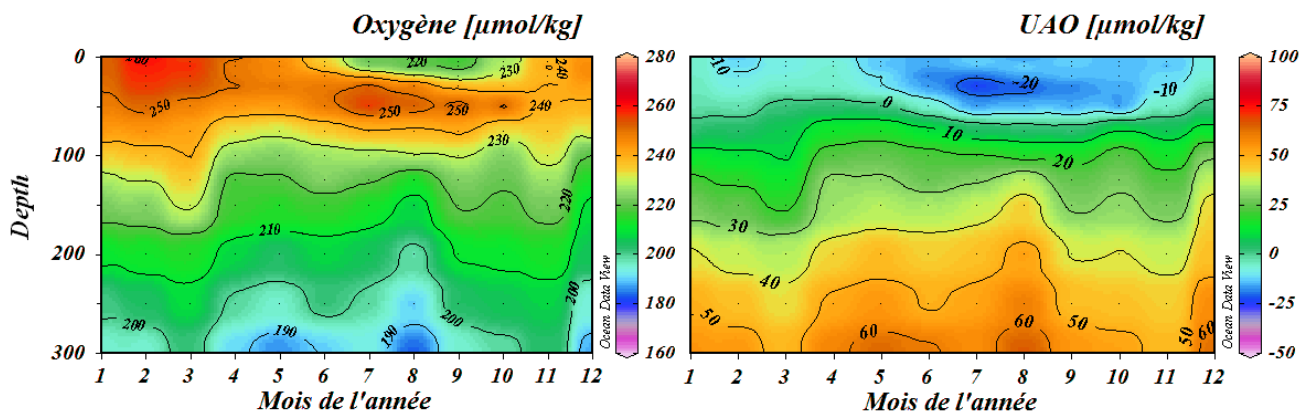


Figure 09.b : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m dans le bassin Algérien.

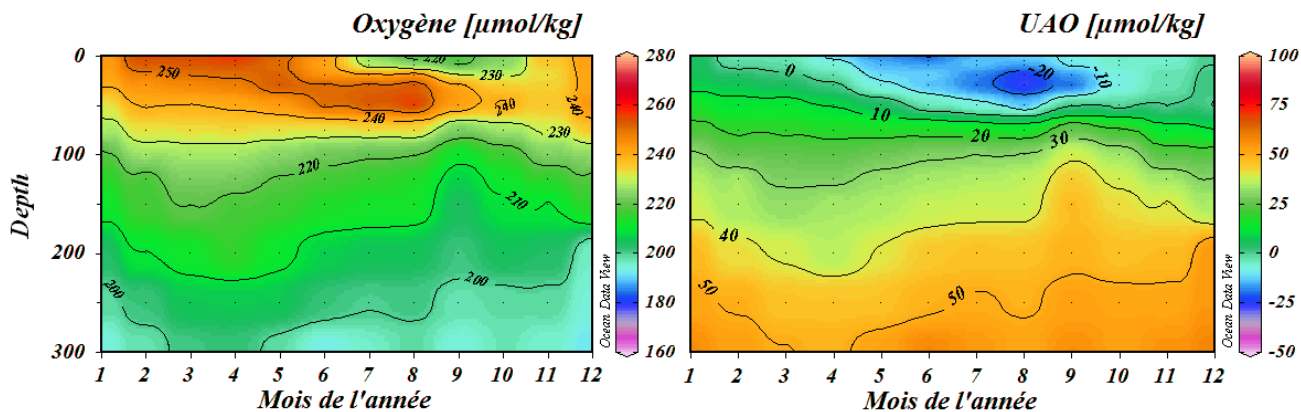


Figure 09.c : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m en mer Liguro-Provençale.

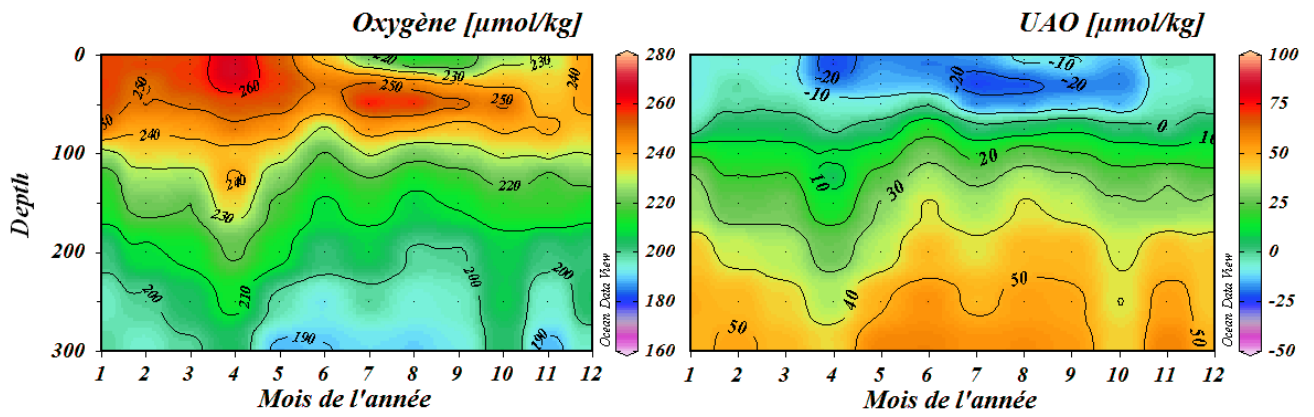


Figure 09.d : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m en mer Tyrrhénienne.

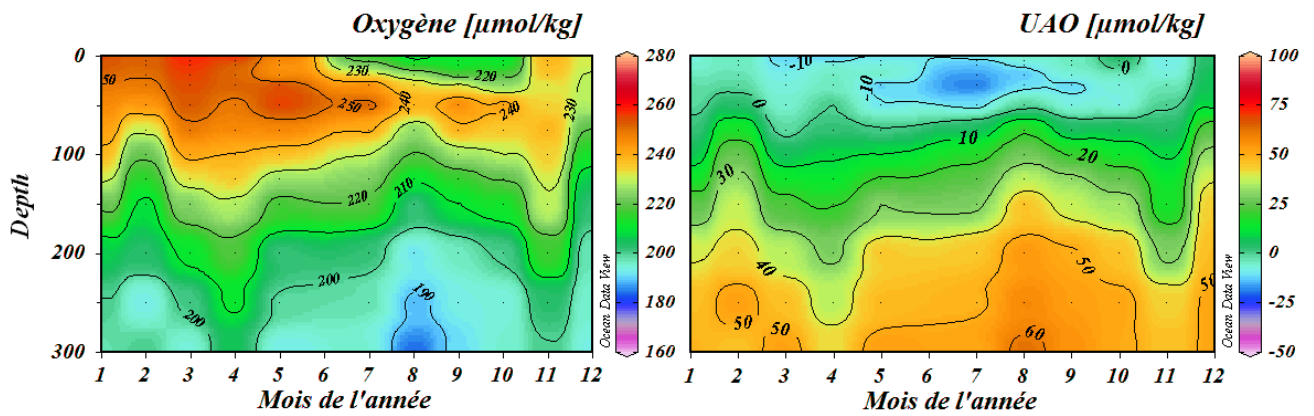


Figure 09.e : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m dans le détroit de Sicile.

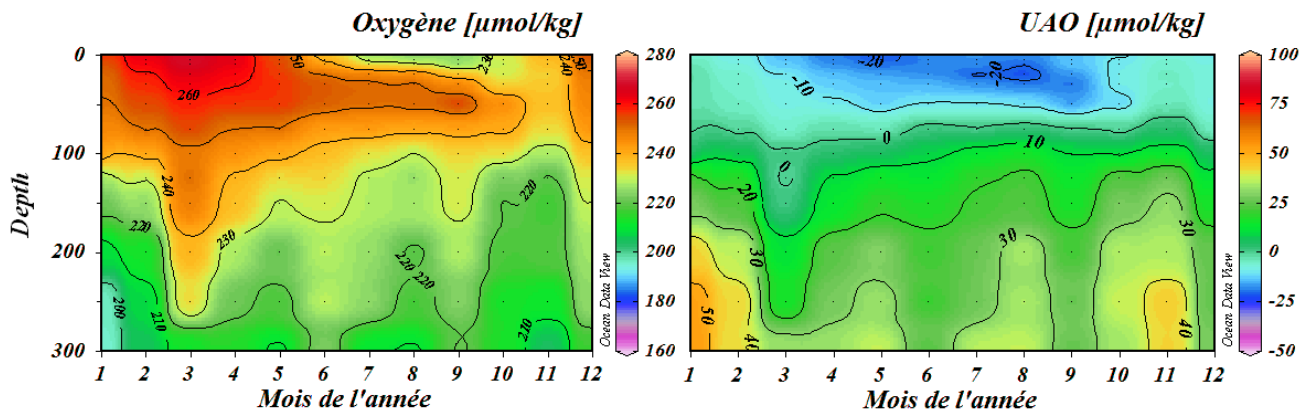


Figure 09.f : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m en Adriatique.

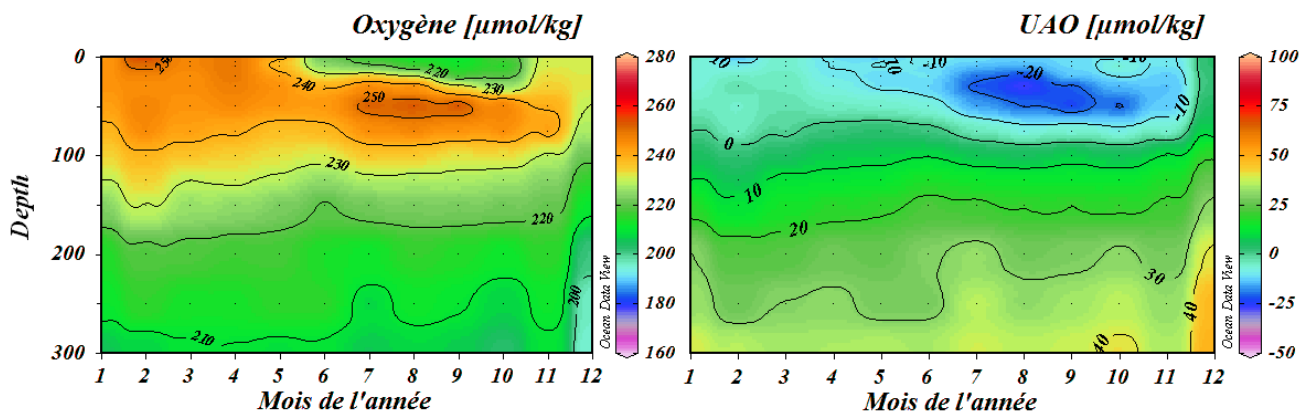


Figure 09.g : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m en mer Ionienne.

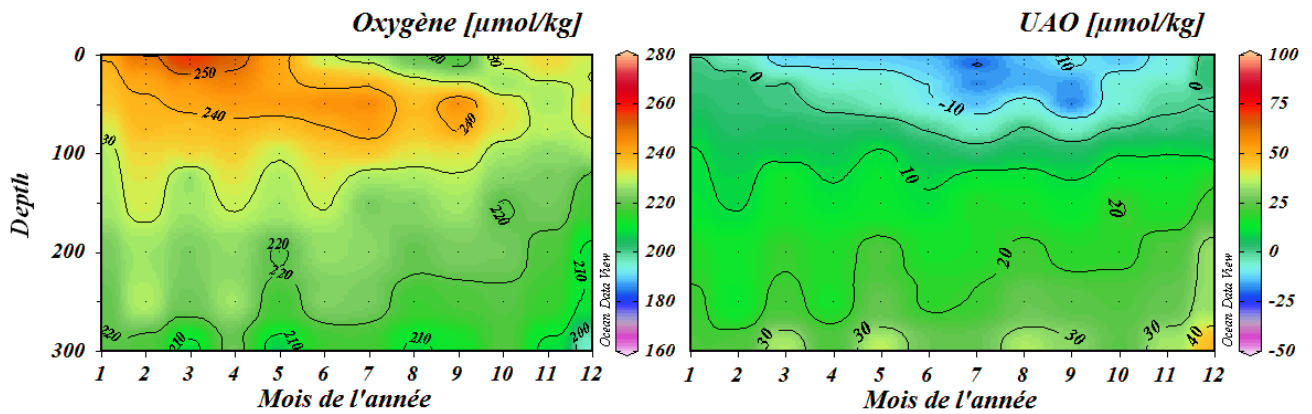


Figure 09.h : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m en mer Égée.

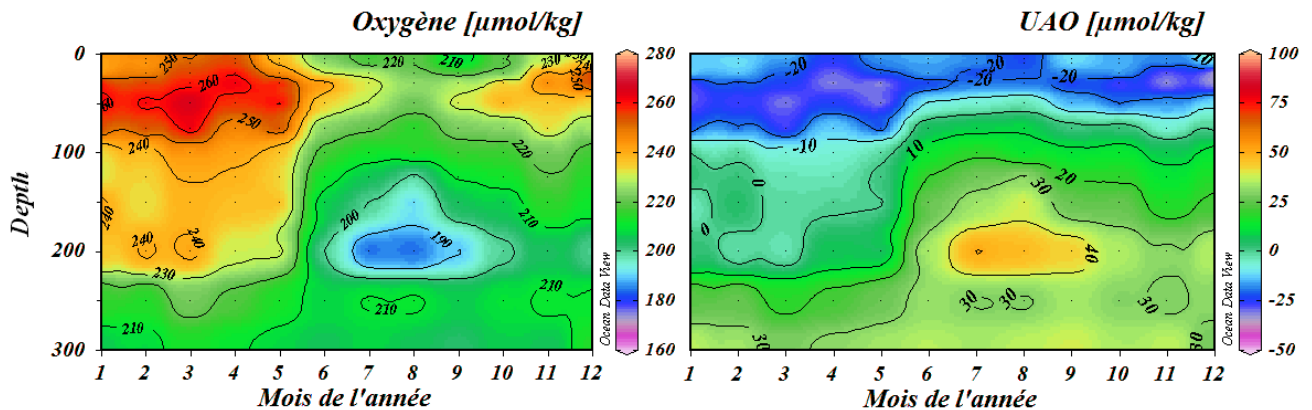


Figure 09.i : Cycle annuel de la l'oxygène dissous et de l'UAO entre 0 et 300 m dans le bassin Levantin.

1-3- Profils verticaux : oxygène, température et salinité

Hormis la forte variabilité saisonnière de surface (chap. III, sect. 1-1, §1), les profils verticaux de la température et de la salinité sont peu variables d'un mois à l'autre, sauf dans la mer d'Alboran (fig. 10.a), où la couche d'eau peu épaisse est rapidement modifiée par la salinité des eaux entrantes (peu salines) et sortantes du détroit de Gibraltar, les apports fluviaux et la dynamique propre du détroit.

Comme dans la couche de subsurface, les plus faibles concentrations d'oxygène dans les eaux profondes et intermédiaires sont observées durant la période estivale (en rouge). La matière organique n'étant pas totalement dégradée en subsurface elle rejoint des eaux profondes et intermédiaires par sédimentation.

En mer d'Alboran, l'OMZ, compte tenu des résultats présents (qui confirment ceux de Packard *et al.* ; 1988), serait la plus intense de toute la Méditerranée.

Si l'OMZ en Méditerranée se situe entre 300 et 600 m (fig. 10), ce n'est pas seulement l'effet de la reminéralisation locale de la matière organique sédimentée. La circulation de la LIW peut aussi expliquer les faibles teneurs à cette profondeur. En Adriatique (fig. 10.f), on peut apprécier le contraste entre les eaux pauvres en O₂ (et riche en nutriments) à ces profondeurs, et les eaux riches en O₂ en dessous des 500 m fraîchement formées par la convection profonde d'hiver (AdDW). Cardin *et al.* (2011), montrent qu'en 2007 cette masse d'eau riche en O₂ (en dessous de 500 m) ne se mélange pas avec celle du dessus (LIW). Ce qui expliquerait la forme du profil de l'O₂ en Adriatique.

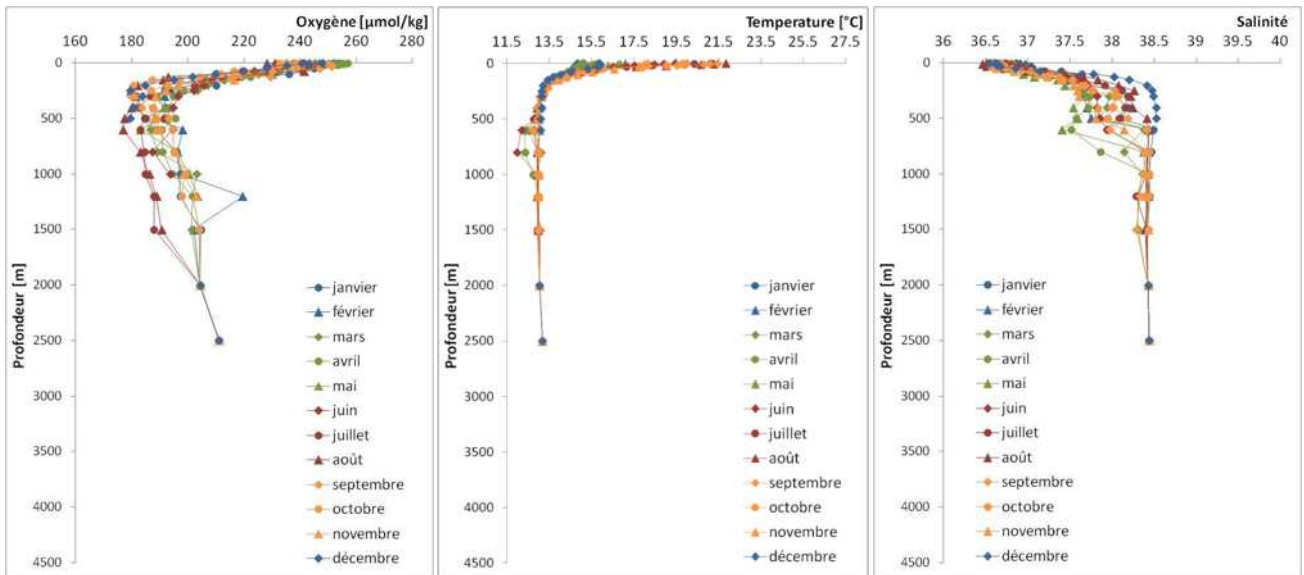


Figure 10.a : Profils verticaux de l'O₂, de la température et de la salinité en mer d'Alboran.

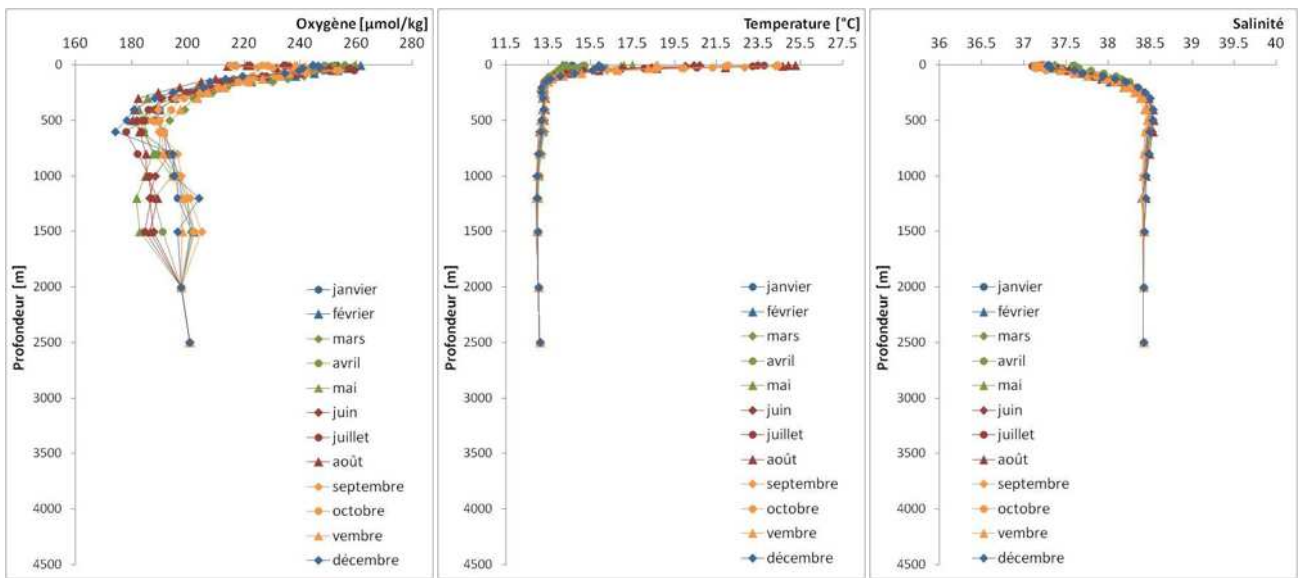


Figure 10.b : Profils verticaux de l'O₂, de la température et de la salinité dans le bassin Algérien.

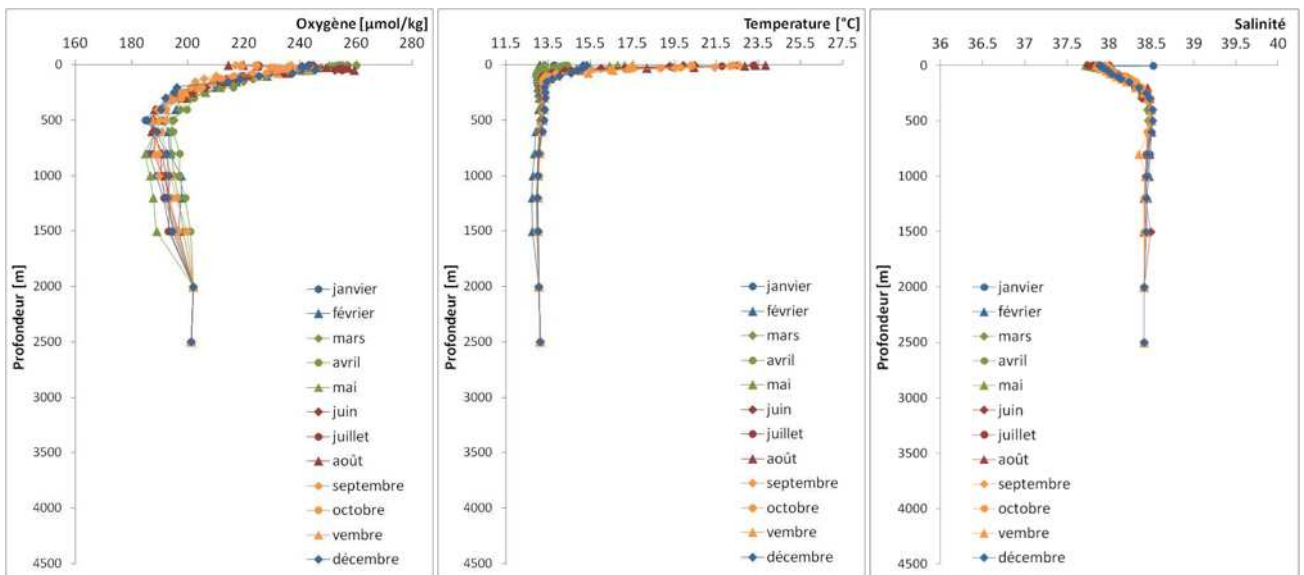


Figure 10.c : Profils verticaux de l'O₂, de la température et de la salinité en mer Liguro-Provençale.

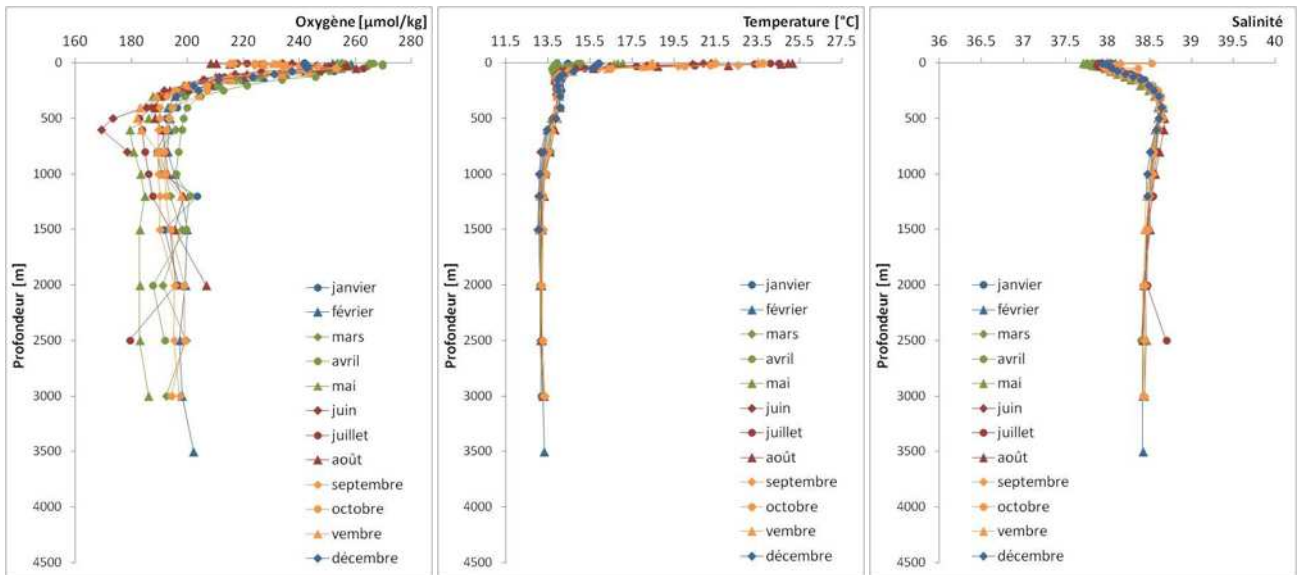


Figure 10.d : Profils verticaux de l'O₂, de la température et de la salinité en mer Tyrrhénienne.

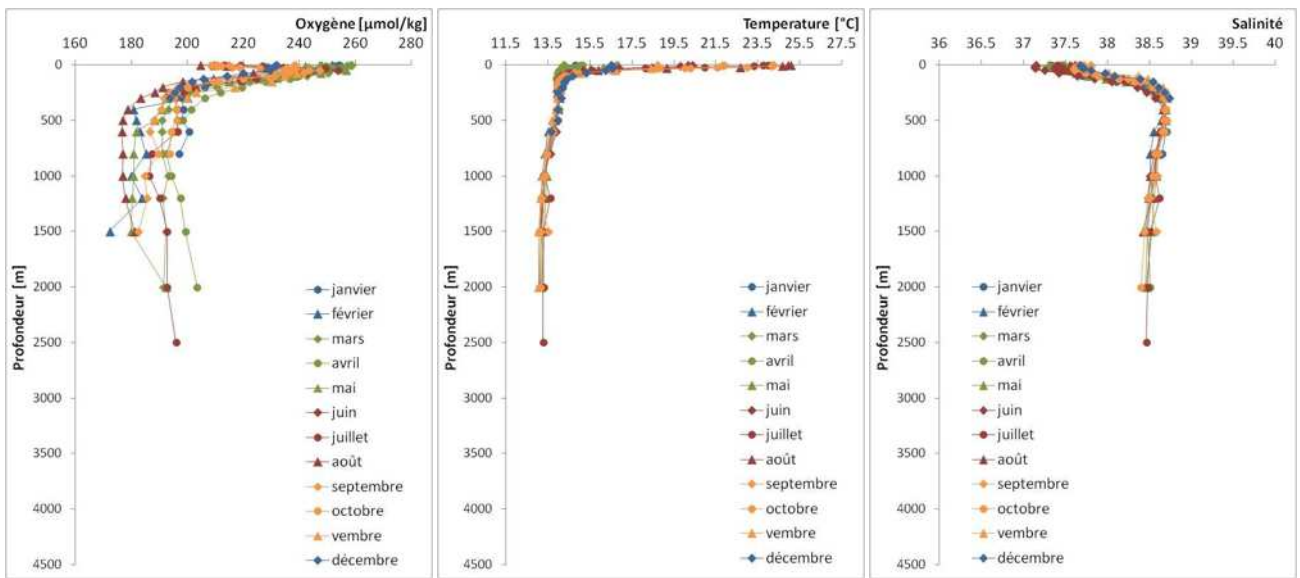


Figure 10.e : Profils verticaux de l'O₂, de la température et de la salinité dans le détroit de Sicile.

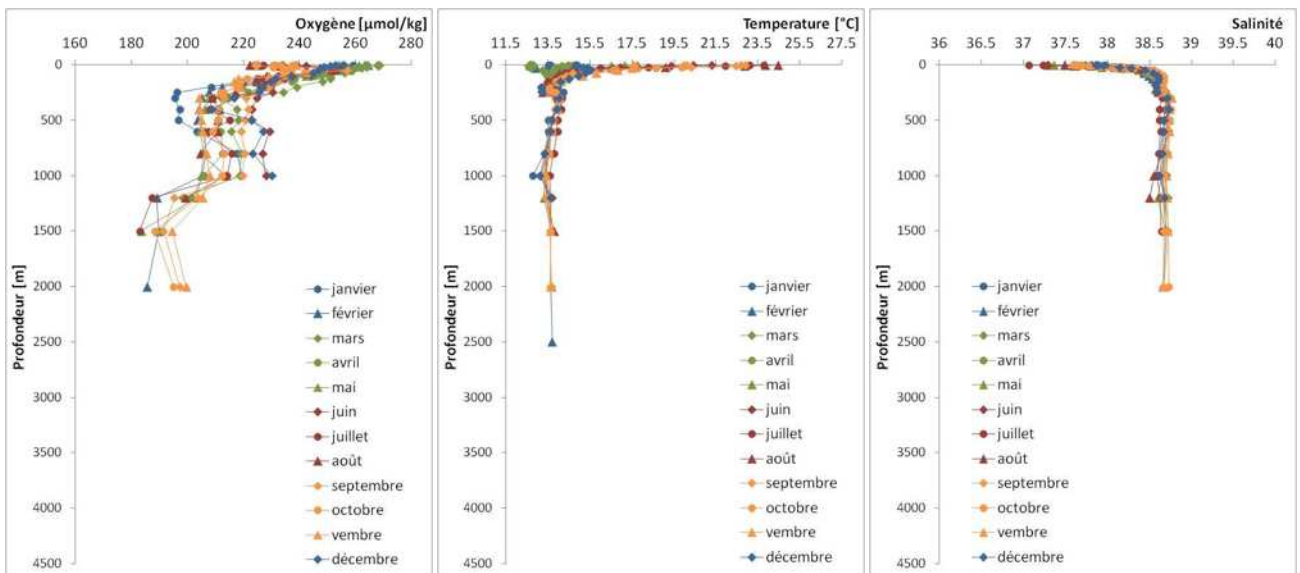


Figure 10.f : Profils verticaux de l'O₂, de la température et de la salinité en mer Adriatique.

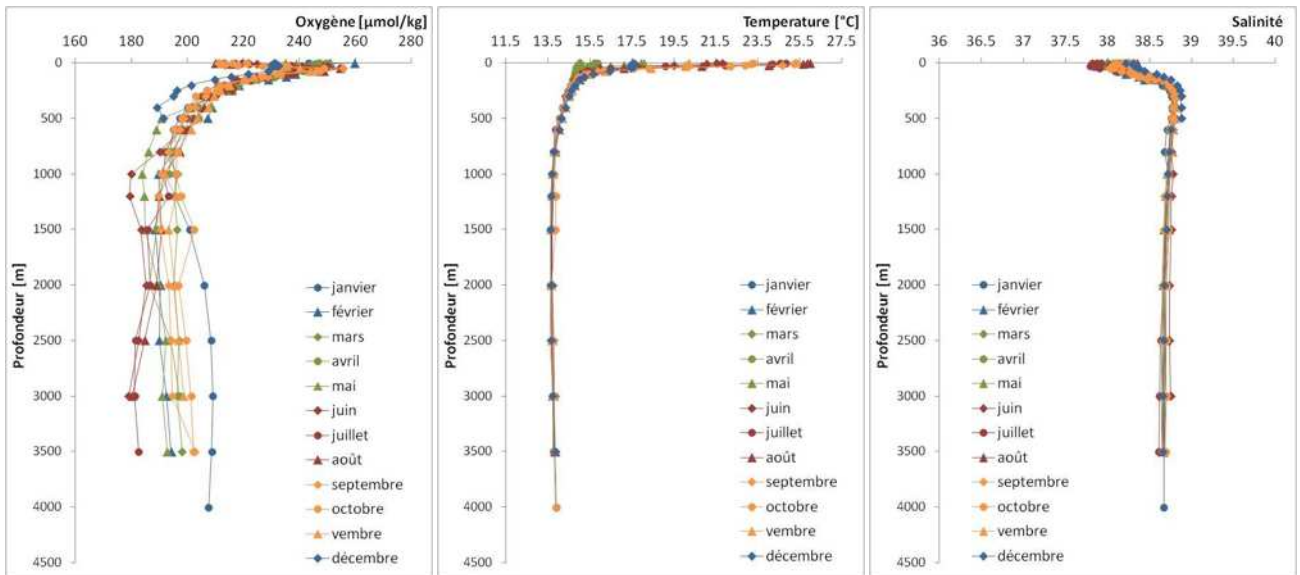


Figure 10.g : Profils verticaux de l'O₂, de la température et de la salinité en mer Ionienne.

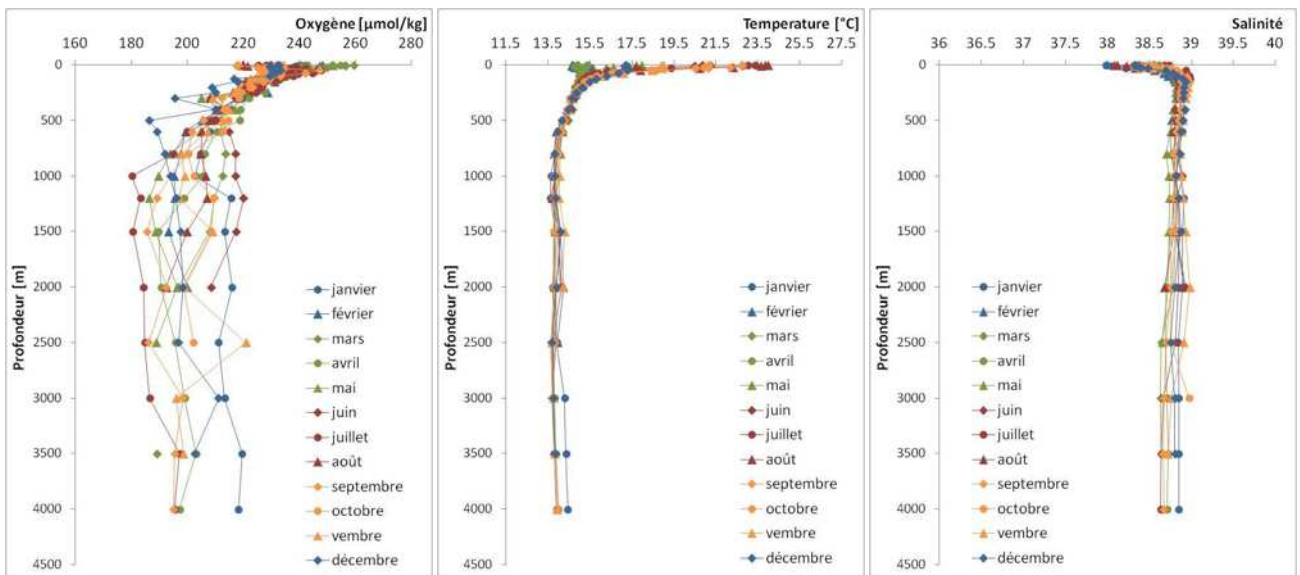


Figure 10.h : Profils verticaux de l'O₂, de la température et de la salinité en mer Égée.

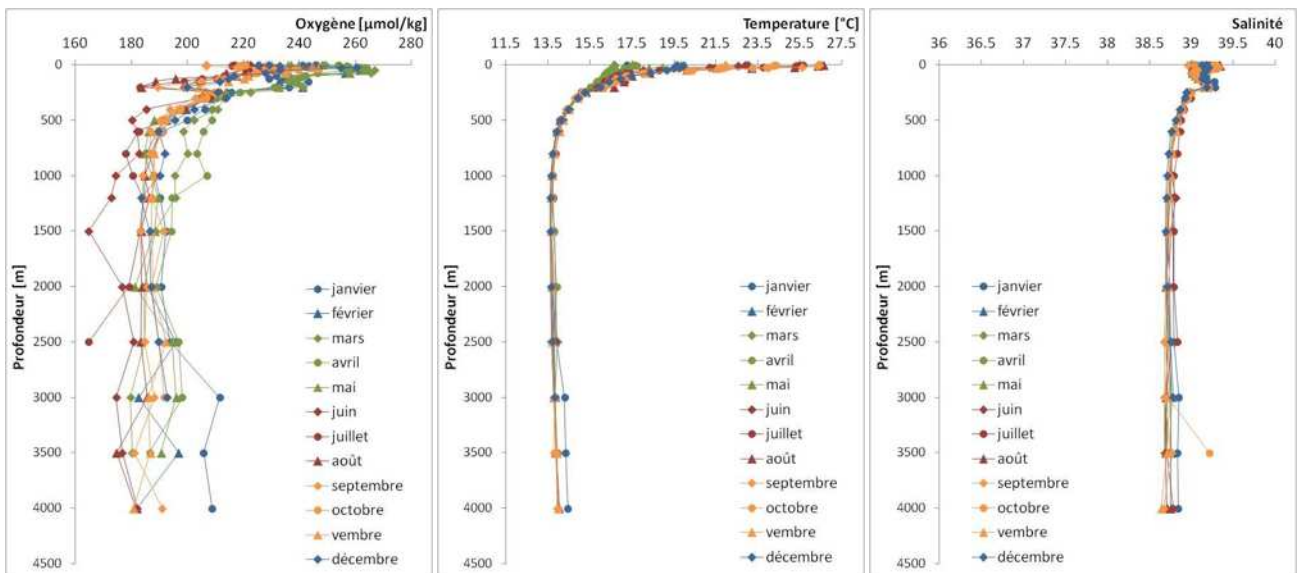


Figure 10.i : Profils verticaux de l'O₂, de la température et de la salinité en mer Levantine.

En mer Levantine (fig. 10.i), la récente formation de la LIW produit le mécanisme contraire que dans l'Adriatique. C'est-à-dire, qu'entre 200 à 300 m les eaux sont plus riches en oxygènes que les eaux sous et sus-jacentes. En effet, la circulation de la LIW fait que ses teneurs en O₂ décroissent en allant vers l'ouest (Kress *et al.*, 2003).

1-4- Cycle moyen annuel des flux de l'oxygène à l'interface air-mer

Les flux thermiques, biologiques et totaux ont été calculés pour la Méditerranée et sont présentés dans la figure 11, en rouge, en vert et en bleu, respectivement. Ils varient sur un intervalle allant d'environ -20 à 30 mmol O₂ m⁻² j⁻¹. En comparaison, les flux totaux calculés par Najjar et Keeling (2000) pour l'hémisphère nord vont de 20 (en été) à -20 mmol O₂ m⁻² j⁻¹ (en hiver), alors que ceux de l'hémisphère sud sont compris entre 25 à -25 m⁻² j⁻¹. En Méditerranée, Copin-Montégut (2000) a calculé des flux qui vont de 1.52 à 2.85 mmol O₂ m⁻³ j⁻¹ (dans une couche qui varie entre 0 à 13 m) dans le bassin Liguro-Provençal en Mai 1995.

Le flux thermique de l'oxygène à l'interface air-mer en Méditerranée (en rouge dans la fig. 11) est naturellement contraint par les saisons. Le signe positif du flux est synonyme d'un dégazage de l'océan vers l'atmosphère, causé par le réchauffement de l'eau de surface (qui provoque la diminution de la solubilité de l'oxygène). C'est pourquoi ce flux positif domine en période estivale, alors qu'il serait négatif en hiver. Les écarts-types de la moyenne du flux thermique sont présentés dans la figure 11, et montrent que ce flux est très peu variable dans une même région méditerranéenne pour un même mois de l'année.

Le flux biologique de l'oxygène (présenté en vert dans la fig. 11) est sujet à de meilleures variations à l'échelle méditerranéenne. La production phytoplanctonique provoque un dégazage vers l'atmosphère (flux positif). Contrairement à ce à quoi on pourrait s'attendre, le dégazage a lieu plutôt en hiver qu'en été dans la majeure partie de la Méditerranée (fig. 11. a à g). Il est d'ailleurs faible (souvent <20 mmol m⁻² j⁻¹) de sorte que le flux total (qui représente le bilan entre flux thermique et biologique) reste proche du zéro dans ces régions (trait bleu).

On pourrait expliquer ces résultats par la combinaison de deux facteurs. D'une part, le flux est calculé à partir de concentrations d'oxygène en surface (pour une profondeur maximale de 10 m). D'autre part, il dépend fortement de la puissance des vents. En effet, on a pu remarquer (chap III, sect. 1-2, §2) que la production estivale d'oxygène se situait à une profondeur comprise entre 40 et 50 m. Les vents faibles de l'été ne permettant pas le mélange des masses d'eau, l'oxygène reste cantonné à cette couche et ne s'échappe pas dans l'atmosphère, d'où les faibles dégazages de l'été.

Pourtant, dans le bassin Égéen (fig. 11.h) et Levantin (fig. 11.i), on peut noter un fort dégazage biologique vers la fin de la période estivale, qui serait du aux étésiens (ou Meltem). L'étésien est un vent du nord qui, comme son nom l'indique, souffle en fin de période estivale sur la partie la plus à l'est du bassin oriental méditerranéen. Il est, avec le mistral, l'un des vents les plus importants de la Méditerranée, et il est responsable d'upwellings côtiers le long de la côte occidentale de l'Asie Mineure (Zervakis et Georgopoulos, 2002).

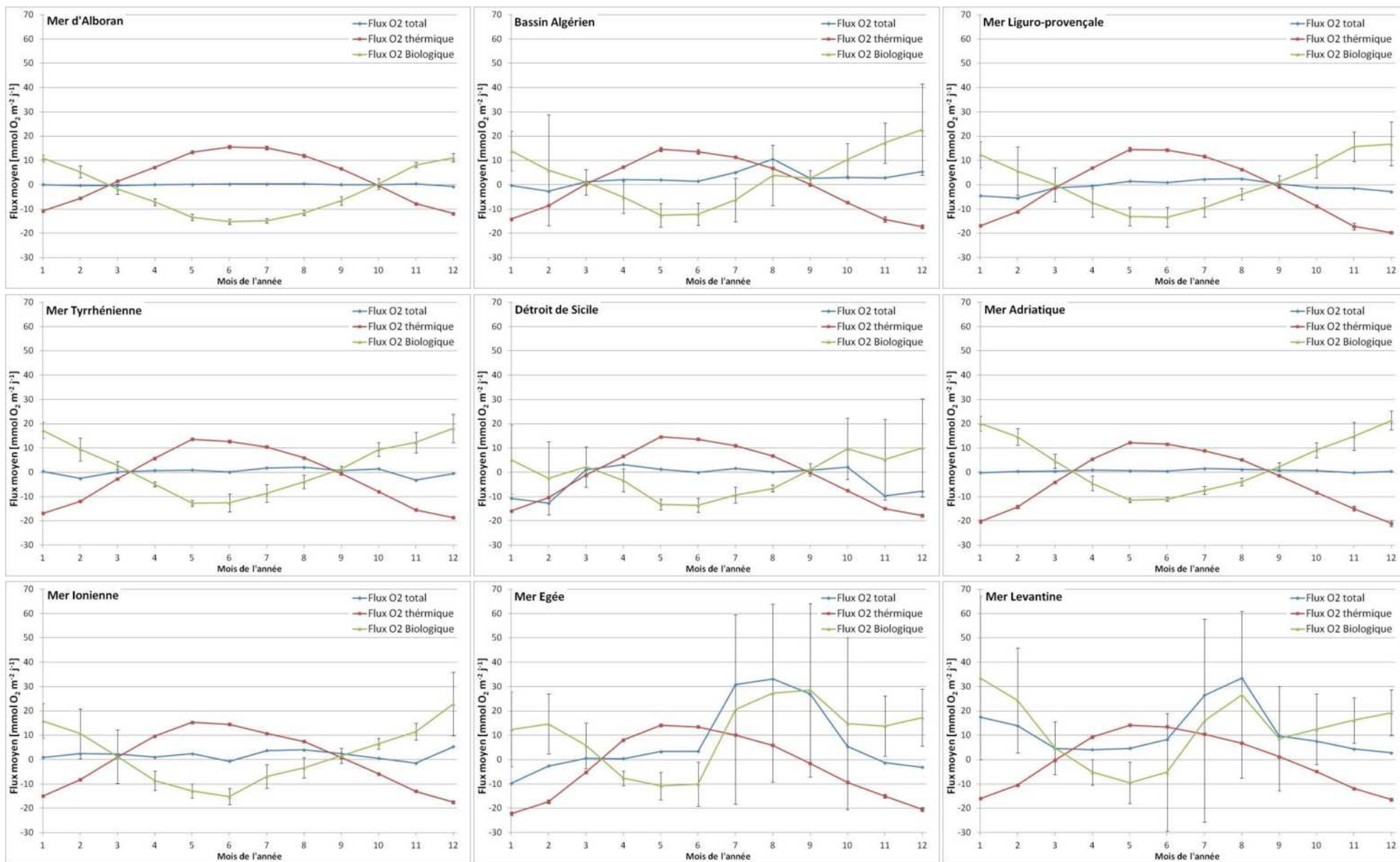


Figure 11 : Cycle moyen annuel du flux total (en bleu), thermique (en rouge) et biologique (en vert) de l'oxygène (en mmol m⁻² j⁻¹) à l'interface air-mer dans la Méditerranée. Les barres d'erreur représentent l'écart-type calculés pour la moyenne du flux thermique et biologique.

La figure 12, montre la climatologie des vents à 10 m, calculée par Lavagnini *et al.* (2006) à partir des données ECMWF entre 1979 et 2004. Notons que si les intensités des étésiens sont comparables aux vents de la partir nord occidentale (golf du Lion), la période dans la quelle ils se produisent est différente (le mistral et la tramontane sont des vents d'hiver), ce qui expliquerait nos présents résultats.

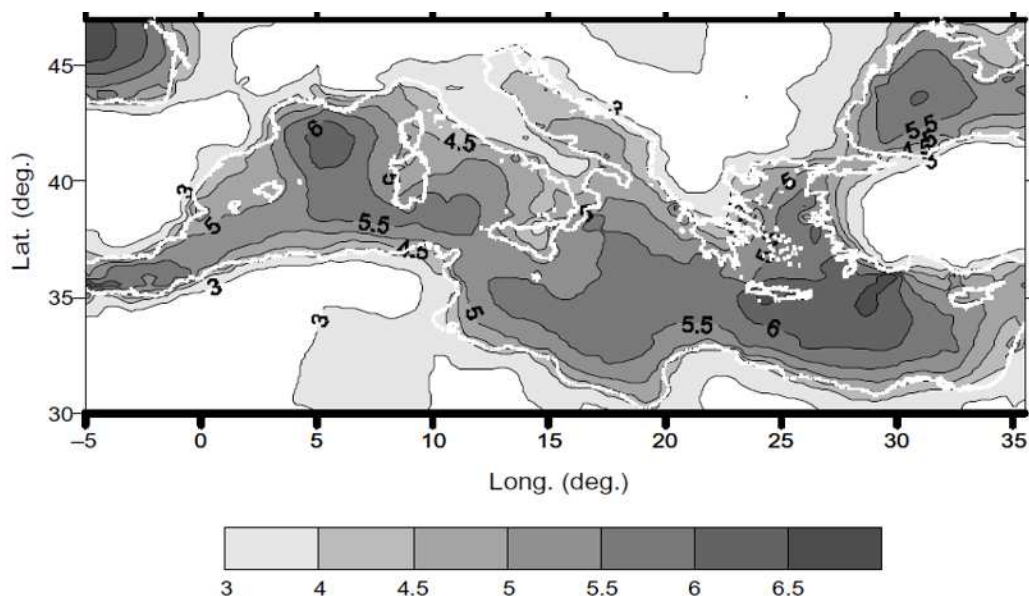


Figure 12 : Vitesse moyenne du vent U (m s^{-1}) à 10 m au-dessus de la mer Méditerranée (Lavagnini *et al.*, 2006).

En hiver cette fois, et dans la mer Levantine (fig. 11.i), le flux biologique (hivernal) est le plus important de toute la Méditerranée ($> 30 \text{ mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ j}^{-1}$). Ce qui appuie l'hypothèse émise précédemment (chap. III, sect. 1-2, §3), qui soutient une production hivernale importante en relation avec la circulation locale (voir également Van Dijken et Arrigo, 1996).

Cependant, il est intéressant de remarquer l'écart-type des moyennes du flux biologique, en particulier en mer Levantine (fig. 11.i) et en mer Égée (fig. 11.h). L'écart-type représente la dispersion des données autour de la moyenne arithmétique calculée. Ce qui signifie qu'il existe de fortes variabilités interannuelles de ce flux dans une même zone pour un même mois de l'année, ces forts dégazages biologiques n'ont donc pas lieu tous les étés. Nous discuterons de ces variations dans la section 2 de ce présent chapitre.

2- Évolution interannuelle à décennale de l'oxygène dans les 300 premiers mètres

2-1- Évolution dans la couche de surface (0 à 100 m)

L'évolution quinquennale de l'oxygène dissous dans la couche de surface, révèle de claires tendances à l'enrichissement dans le bassin Algérien (fig. 13.b), la mer Liguro-Provençale (fig. 13.c) et le bassin Levantin (fig. 13.i). Dans ces régions, les eaux de surface ont tendance à se réchauffer, ce qui pourrait partiellement (et non totalement) expliquer la tendance positive du flux. En effet, la production biologique aurait un grand rôle dans cet enrichissement des eaux en O_2 (et par conséquent l'augmentation du dégazage), avec une hausse des teneurs de celui-ci durant la période printanière, particulièrement en mer Liguro-Provençal, et en mer Levantine.

Par ailleurs, dans ces deux régions (la mer Liguro-Provençale et la mer Levantine), on peut déceler un shift des teneurs de l'oxygène au 6ème quinquennat (à partir de 1975). Dans la station DYFAMED (dans le bassin occidental), les travaux de Marty *et al.* (2002) ont mis en évidence une augmentation de la production entre 1991 et 1999 en lien avec l'abondance du nano et picoplancton, mais il n'existe pas d'études menées à plus long terme. On suppose dans ce cas que ce shift pourrait être en rapport avec le changement du milieu et du système de production.

Des tendances à la désoxygénation sont décelées dans les eaux de surface de la mer d'Alboran (fig. 13.a), le bassin Tyrrhénien (fig. 13.d), la mer Égée (fig. 13.h), et en Adriatique (fig. 13.f).

Dans les deux premiers bassins (Alboran et Tyrrhénien), la légère hausse de la température et celle de la salinité pourraient être à l'origine d'une diminution de la pénétration de l'oxygène (pompe de solubilité) dans l'eau. On sait également, que le réchauffement des eaux cause la stratification qui barre la remontée des nutriments nécessaires à la production phytoplanctonique, il se peut alors que les deux phénomènes coexistent dans ces cas là et font baisser les teneurs de l'oxygène.

Dans le bassin Égéen (fig. 13.h), la décroissance de l'oxygène est surtout visible durant la première décennie (jusqu'en 1970), et la dernière (1990). La hausse des teneurs de l'oxygène durant les années 70-80 pourrait être due à la production biologique qui serait stimulée par des rejets urbains croissants.

En mer Adriatique (fig. 13.f) le processus est différent ; la désoxygénation a lieu durant les deux dernières décennies (à partir de 1980), alors que les teneurs de l'oxygène sont à peu près constantes durant les 5 précédant quinquennats (1955-1980). On pense que cette décroissance durant les années 80 et 90 est due à une baisse de la production causée par l'oligotrophisation de la mer Adriatique (particulièrement dans les régions eutrophisées du nord de l'Adriatique).

Parallèlement, Mozetič *et al.* (2010) ont utilisé des données collectées entre 1970 à 2007 dans le nord de l'Adriatique, ainsi que des données satellitaires SeaWiFS pour conclure sur la baisse des concentrations de chlorophylle due à une diminution des flux de rivières et de l'apport en phosphates. En effet, l'interdiction du phosphore à partir de la mi-1980 par la loi italienne et l'amélioration générale du traitement des eaux usées ont eu une forte influence sur la teneur en nutriments des eaux de surface (de Wit et Bendoricchio, 2001).

Ces mêmes auteurs pensent que la stratification causée par une éventuelle augmentation de la température ne peut être à l'origine de la désoxygénation compte tenu de la disponibilité des nutriments (malgré leur diminution), et de la force des vents qui mélangent bien les masses d'eau. De surcroît, on n'observe pas d'augmentation de la température des eaux de surface entre 1990 et 2000. Ces travaux appuient donc nos présentes hypothèses à propos d'un changement dans la production phytoplanctonique et/ou des espèces responsables de cette production.

La température quant à elle, augmente dans la majeure partie des eaux de surface méditerranéennes, sauf en mer Adriatique (fig.13.f) et en mer Égée (fig.13.h). Le refroidissement dans ces régions aurait un lien avec les conditions atmosphériques et régimes des vents. En effet, la NAO positive (à partir des années 60) serait corrélée avec des conditions froides et sèches dans le bassin oriental (Hurrell, 1995 ; Painter et Tsimplis, 2003). On sait, aussi que l'EMT a été causée par le refroidissement des hivers, une perte de chaleur et un changement de l'intensité des vents (Bozec *et al.*, 2006).

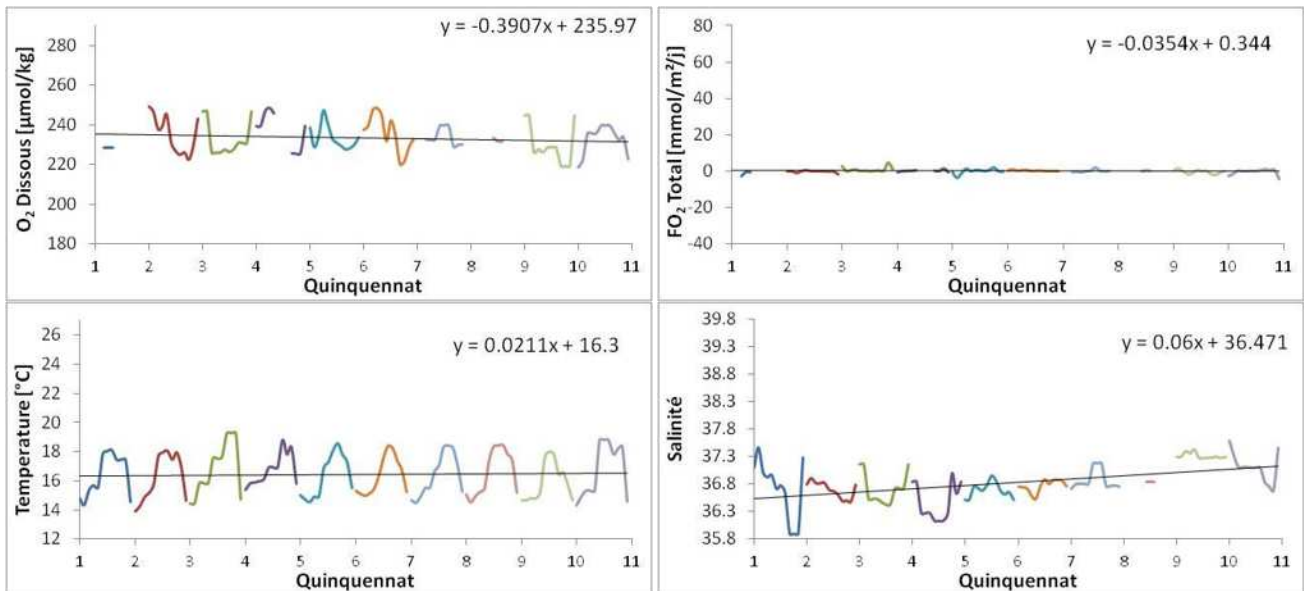


Figure 13.a : Évolution quinquennale (O₂, FO₂, T, S) dans les eaux de surface en mer d'Alboran

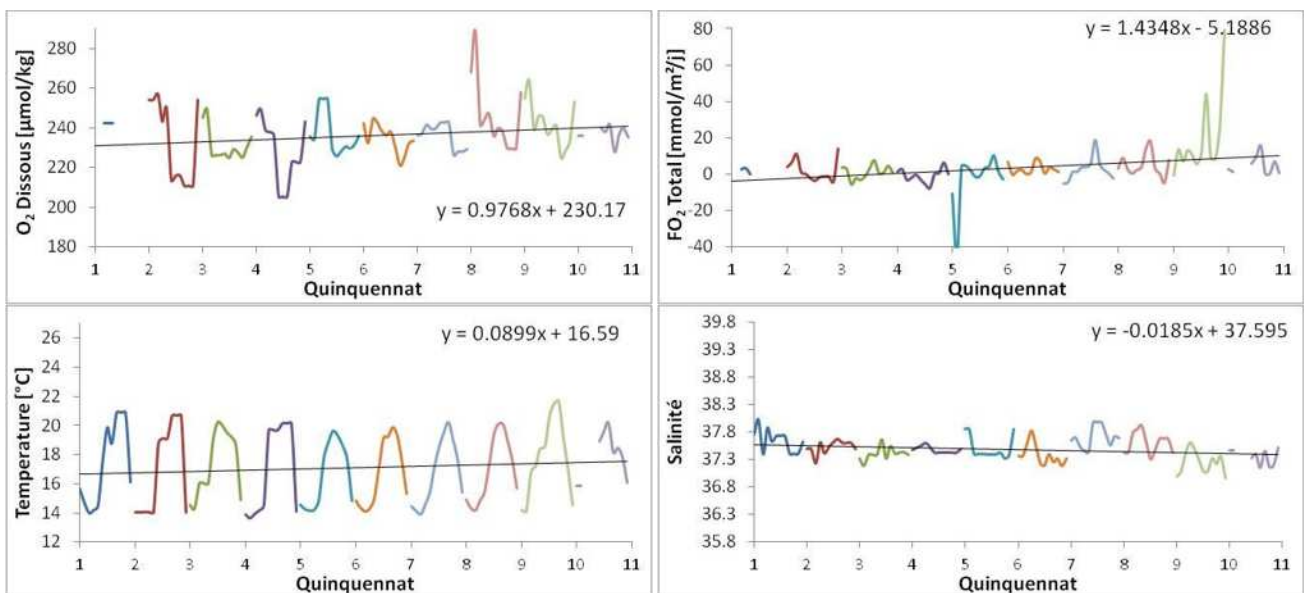


Figure 13.b : Évolution quinquennale (O₂, FO₂, T, S) dans les eaux de surface du bassin Algérien

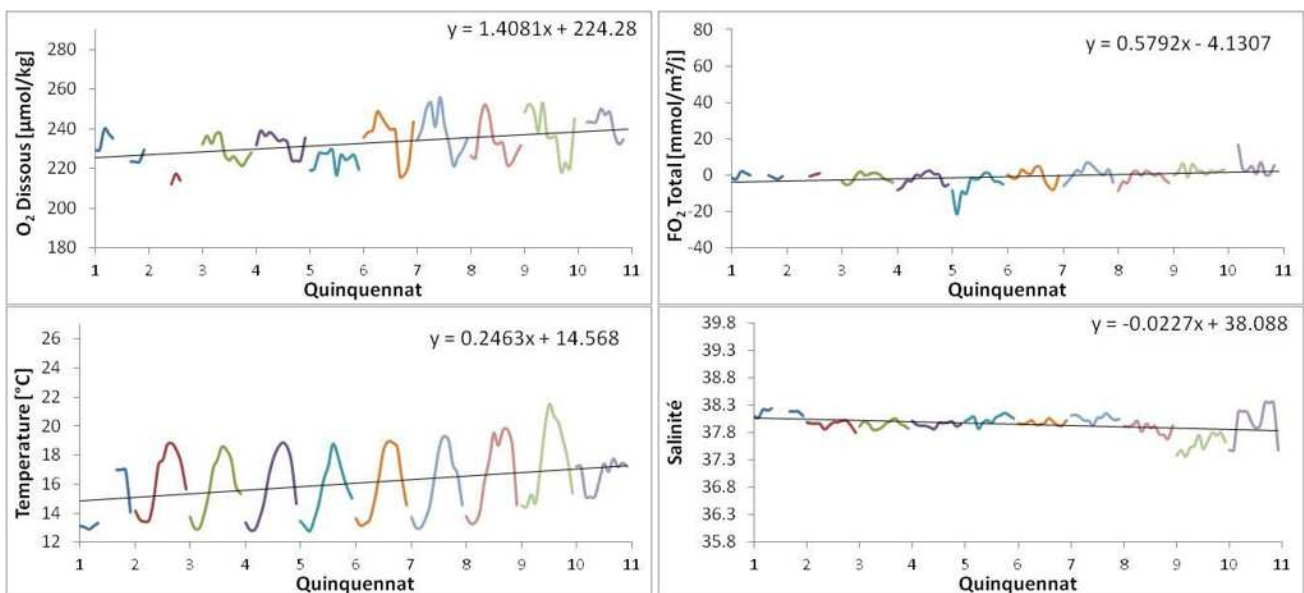


Figure 13.c : Évolution quinquennale (O₂, FO₂, T, S) dans les eaux de surface en mer Liguro-Provençale

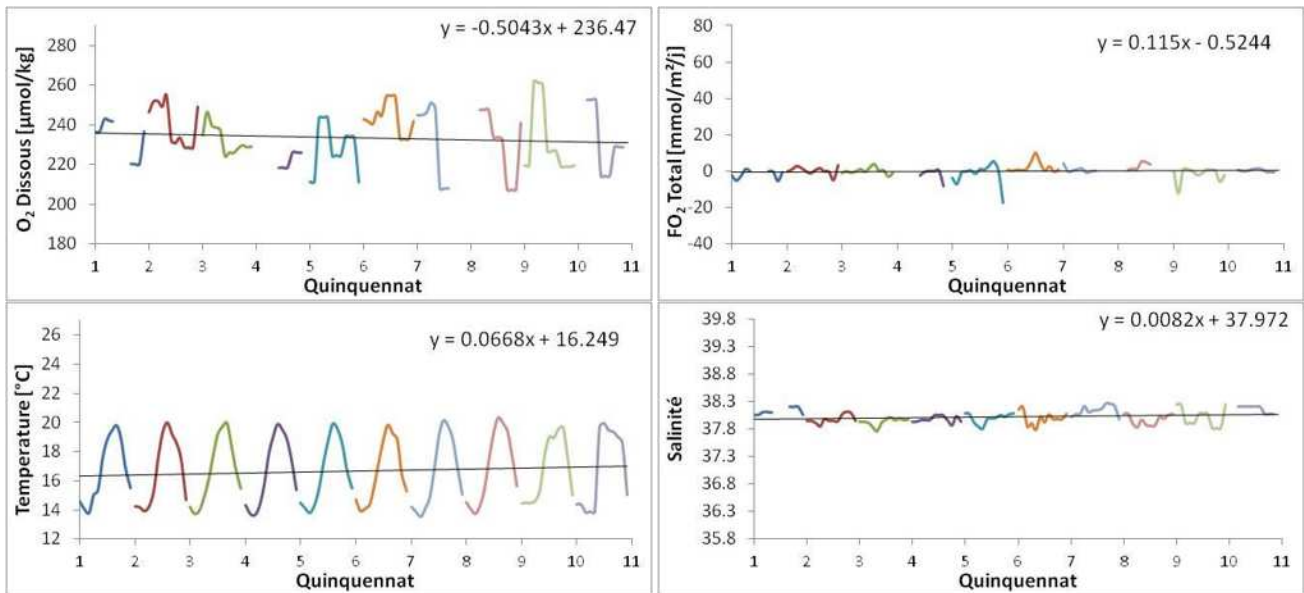


Figure 13.d : Évolution quinquennale (O_2 , FO_2 , T, S) dans les eaux de surface du bassin Tyrrhénien

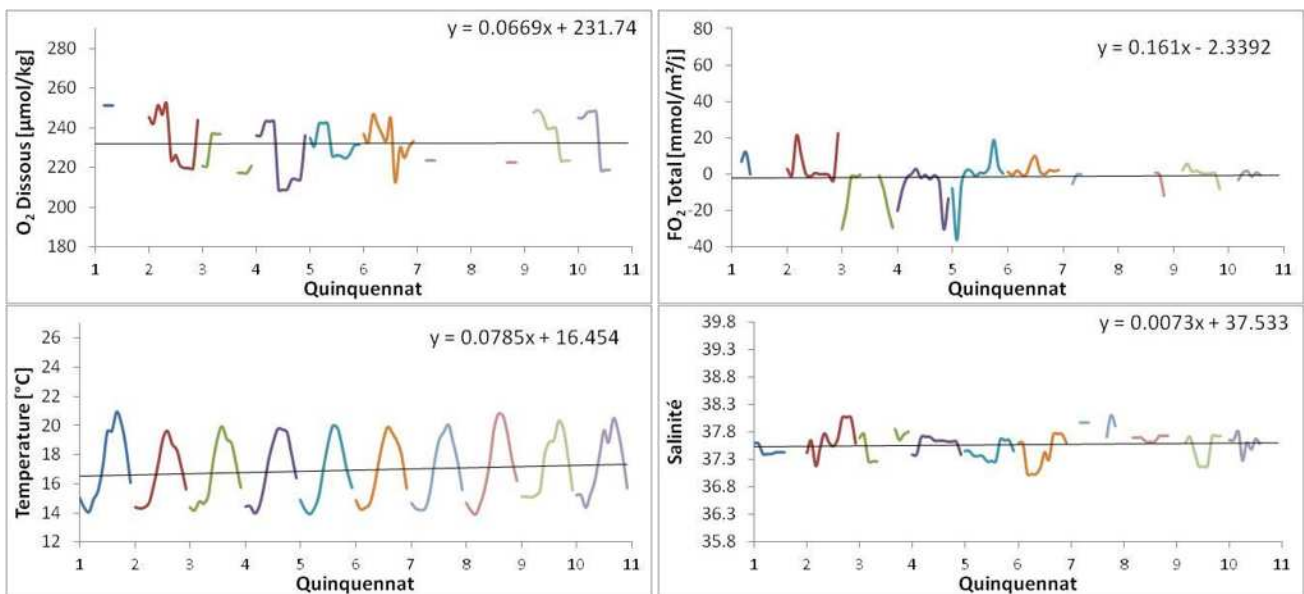


Figure 13.e : Évolution quinquennale (O_2 , FO_2 , T, S) dans les eaux de surface dans le détroit Sicile

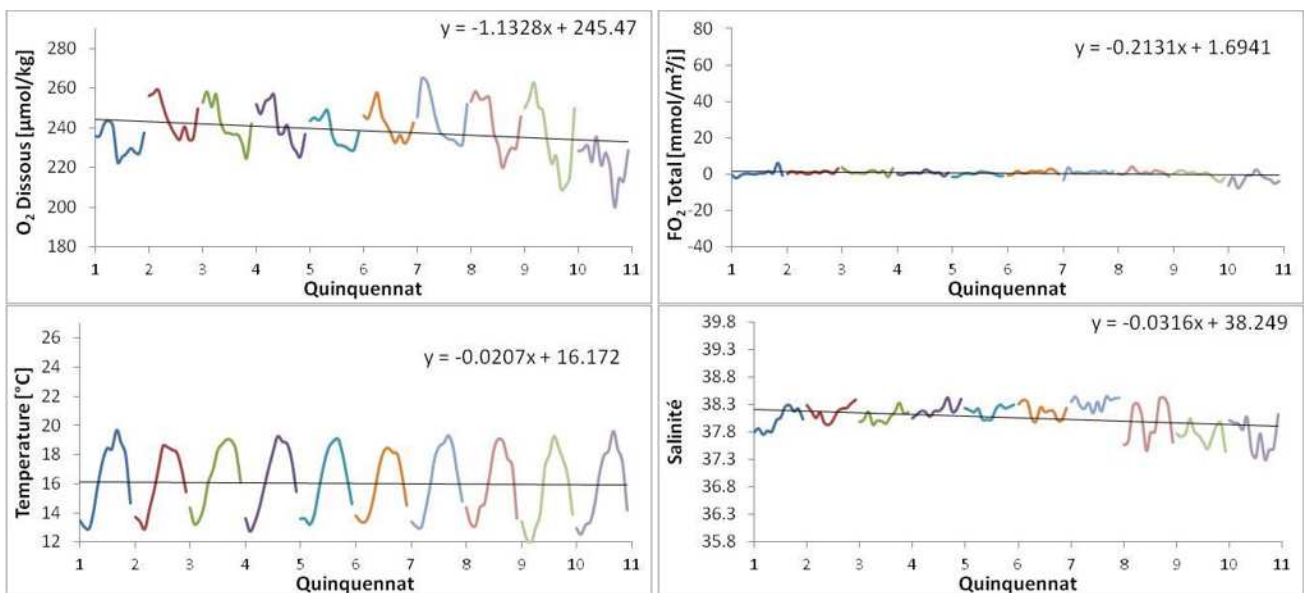


Figure 13.f : Évolution quinquennale (O_2 , FO_2 , T, S) dans les eaux de surface du bassin Adriatique

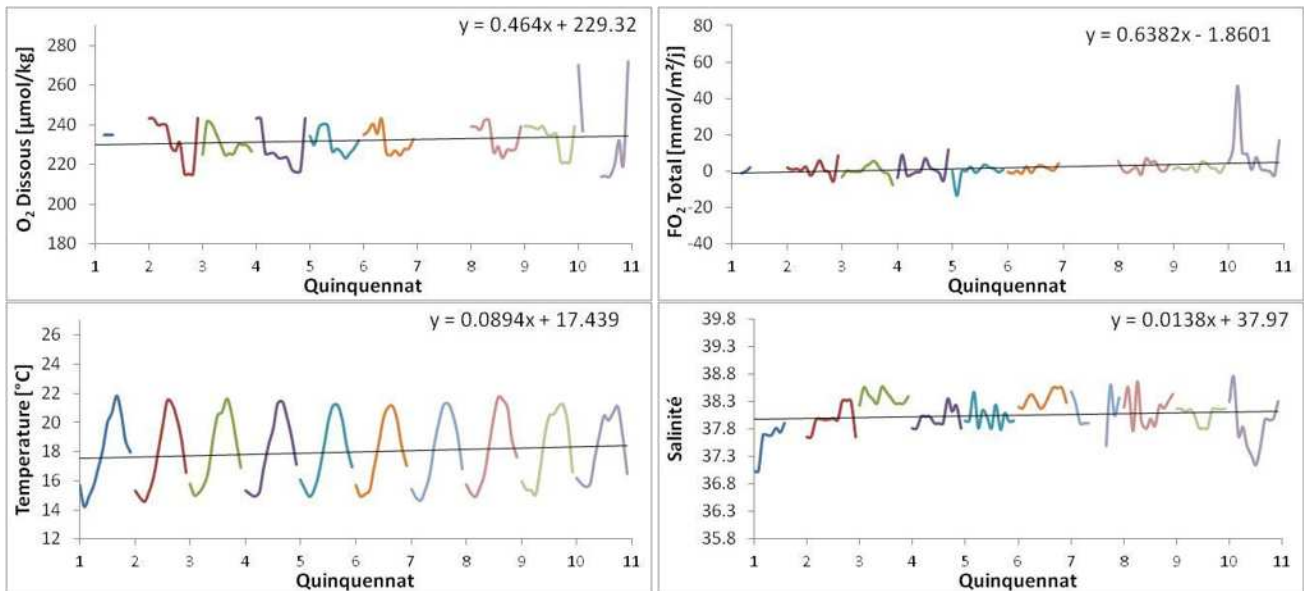


Figure 13.g : Évolution quinquennale (O₂, FO₂, T, S) dans les eaux de surface du bassin Ionien

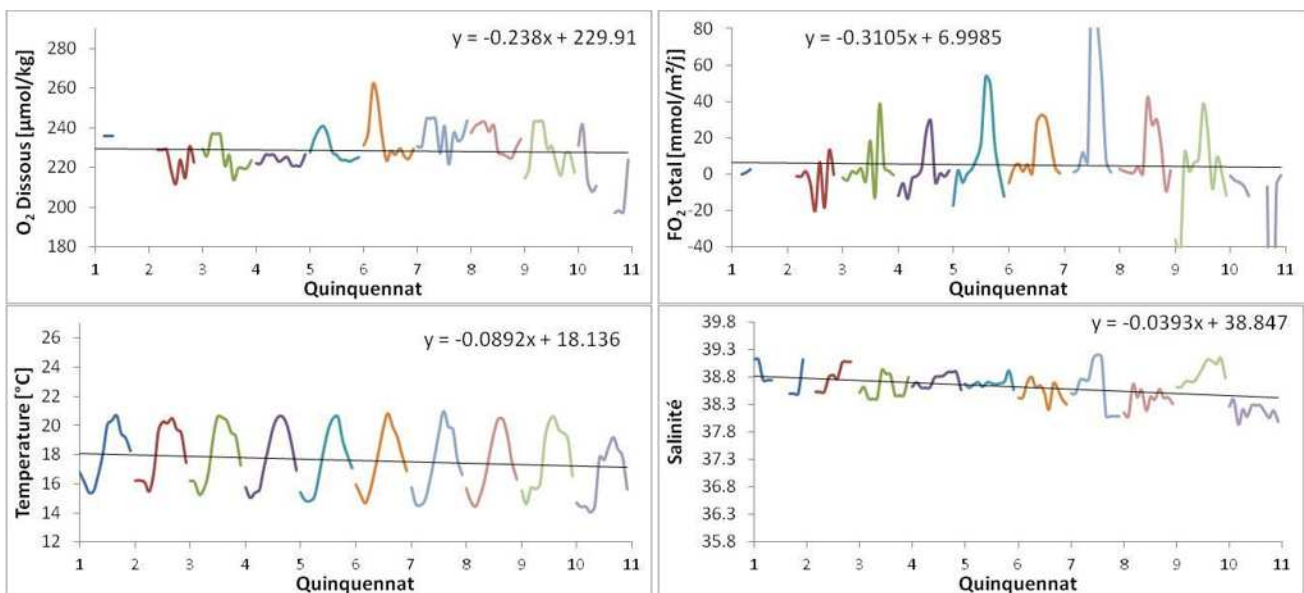


Figure 13.h : Évolution quinquennale (O₂, FO₂, T, S) dans les eaux de surface en mer Égée

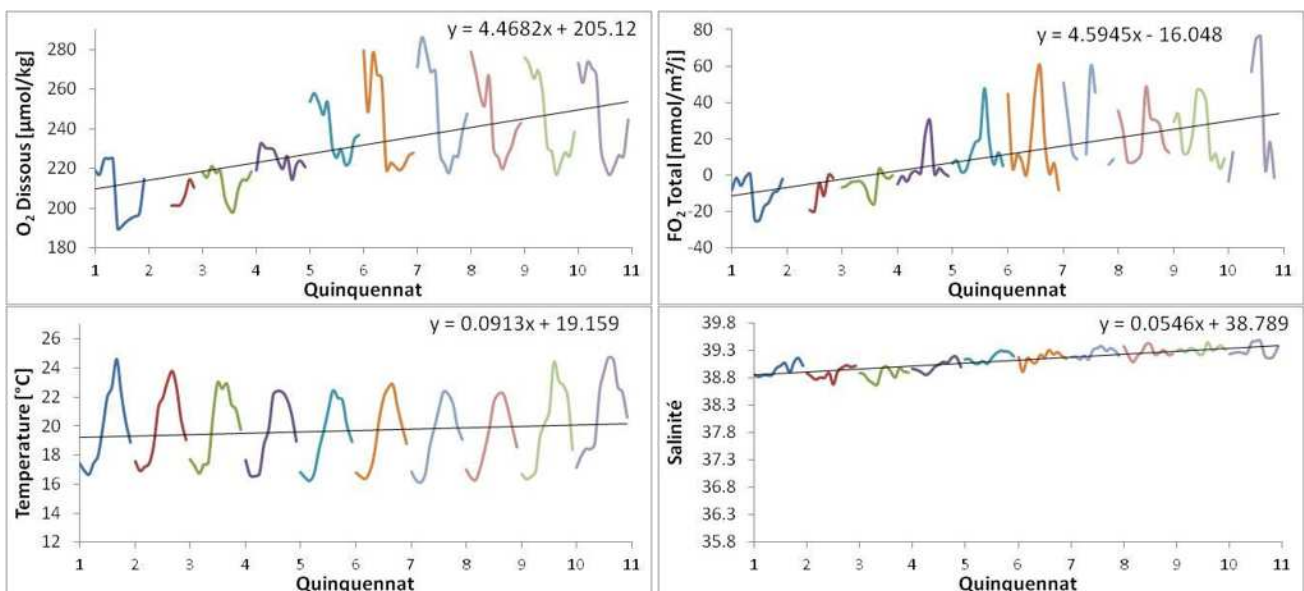


Figure 13.i : Évolution quinquennale (O₂, FO₂, T, S) dans les eaux de surface du bassin Levantin

Le plus important réchauffement observé est au niveau de la mer-liguro provençale (fig.13.c), là où Coma *et al.* (2009) ont relevé une stratification importante du milieu. Hormis cette région, on pourrait souligner le fait que la partie sud de la Méditerranée se réchauffe plus que la partie nord.

La salinité des eaux de surfaces en Méditerranée a tendance à augmenter, sauf en mer Égée (fig. 13.h) et en mer Adriatique (fig. 13.f) où la tendance est négative. La NAO positive serait anti-corrélée avec les températures dans cette région (Luterbacher *et al.*, 2004), il serait alors intéressant de voir l'influence des phénomènes atmosphériques sur les précipitations et les débits d'eau dans ces régions.

La plus forte tendance à la salinification est enregistrée dans le bassin Levantin (fig. 13.i). Elle peut être d'origine anthropique, en particulier après la construction du grand barrage d'Aswan en 1964 qui va diminuer le débit d'eau douce déversé en mer par le Nil.

2-2- Évolution quinquennale de la nouvelle production

Les calculs de la moyenne quinquennale de la production nouvelle en carbone (NP) obtenue à partir du SNO, montrent que les plus faibles nouvelles productions sont enregistrées en mer d'Alboran (fig. 14.a). Les maximums de production ne dépassent pas les $10 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ et ce, malgré la dynamique et la topographie des lieux qui pourrait permettre l'advection (horizontale et verticale) de nouveaux nutriments. D'autres parts, les variations dans le temps dans cette région sont peu variables, ce qui laisse supposer que le flux en nutriments n'aurait pas changé beaucoup entre 1950 et 2000.

Pareillement en Adriatique (fig. 14.f), les variations d'un quinquennat à l'autre sont faibles. Ce qui est en contradiction avec l'hypothèse émise précédemment (voir chap. III, sect. 2-1, §7), relative à la baisse de la production primaire. On pourrait supposer qu'il existe un biais lié au lissage quinquennal des données qui occulterait cette tendance. Cependant, les valeurs de cette dernière sont assez élevées (le double qu'en mer d'Alboran), vu le caractère eutrophe de l'Adriatique.

De meilleures fluctuations de la production nouvelle peuvent être appréciées en mer Égée (fig. 14.h) et en mer Levantine (fig. 14.i). Dans cette partie du bassin oriental, la nouvelle production augmente à partir du 4^{ème} quinquennat (1965-1970) jusqu'au maximum atteint au 7^{ème} quinquennat (1980-1985), puis rediminue jusque dans le milieu des années 1990. On a vu précédemment (chap. III, sect. 1-4, §5) que le flux air-mer de l'O₂ dans ces régions était important, en grande partie à cause des vents. Ce qui implique que le SNO (calculé à partir des flux) et par conséquent la NP (calculé à partir du SNO), soient aussi fortement dépendants des vents. Ainsi, la NP en mer Égée (là où les vents d'été sont plus forts) est plus élevée que la NP en mer Levantine. De plus, l'on sait qu'une amplification des vents crée plus d'upwellings côtiers (Zervakis et Georgopoulos, 2002). Ces remontées d'eau vont apporter de nouveaux nutriments à la surface et augmenter la NP. Cependant, on ne peut pas exclure l'hypothèse que cette variation de la NP soit en lien avec des rejets anthropiques et/ou les modifications du débit des fleuves après la construction de barrages qui entraîne une modification en apport nutritif (ce qui sera abordé dans la section 4 du présent chapitre).

Dans le reste de la Méditerranée la production dépasse rarement les $20 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Notons que dans ces régions, la production est supposée avoir lieu à une profondeur comprise entre 40 et 50 m (voir chap. III, sect. 1-2, §2). Les vents faibles de l'été empêchant le mélange des masses d'eau, on pourrait penser qu'il y a un biais dans ces présents résultats.

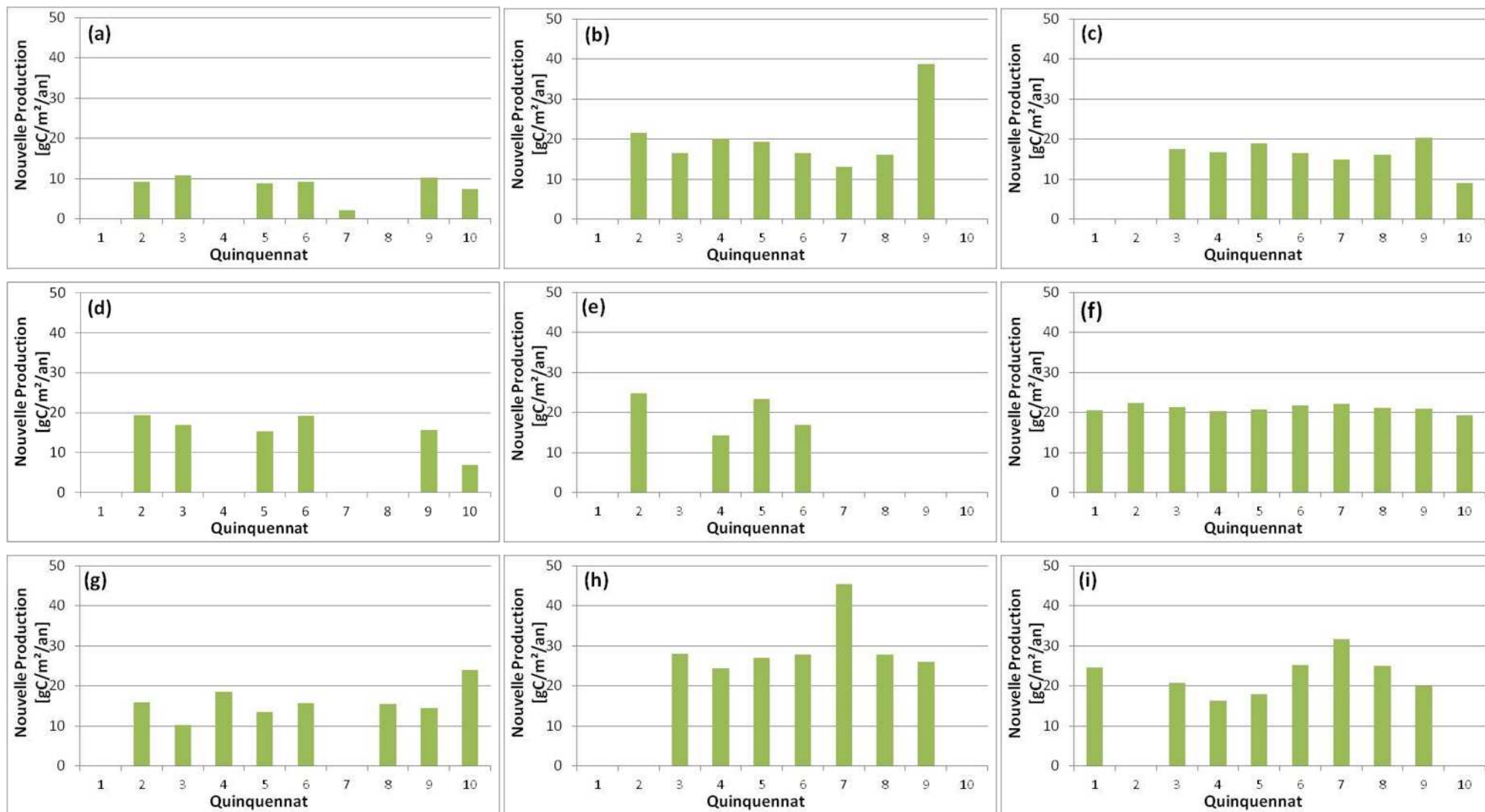


Figure 14 : Évolution de la nouvelle production par quinquennat dans la mer d'Alboran (a), le bassin Algérien (b), Liguro-Provençal (c), Tyrrhénien (d), le détroit de Sicile (e), la mer Adriatique (f), Ionienne (g), le bassin Égéen (h) et Levantin (i).

La nouvelle production reste tout de même meilleure dans le bassin Algérien (fig. 14.b) que dans le reste du bassin occidental, elle est suivie de près par la NP dans la mer Liguro-Provençale (fig.c). Dans le premier bassin, un potentiel enrichissement en matière organique (venu du continent) durant les années 90 pourrait expliquer l'importante hausse de la NP ($>35 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$). Alors que sa baisse lors du dernier quinquennat dans le deuxième bassin (fig. 14.c), pourrait être au contraire due à une amélioration du traitement des eaux urbaines déversées en mer.

Le tableau suivant, présente une récapitulation des valeurs de production nouvelle calculées par différents auteurs en se basant sur plusieurs méthodes.

De manière générale nos estimations de la NP vont de 0 à $45 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Une gamme tout à fait réaliste en comparaison avec les estimations trouvées dans la littérature. La moyenne de la NP à l'échelle méditerranéenne serait entre 20 et $25 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, ce qui est plus important que ce qui est porté dans le tableau 8 (de 8 à $20 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$).

Nos estimations dans l'Adriatique sont comprises dans le large intervalle (0 à $30 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$) donné par Civitarese et Gacic (2001). Mais nos calculs mettent en évidence une surestimation dans le bassin occidental et plus encore dans le bassin oriental.

Tableau 8 : Récapitulation d'estimations de la nouvelle production trouvées dans la littérature.

Zone	Estimations [g C m ⁻² an ⁻¹]	Méthode	Auteurs
La Méditerranée	16	<i>Budget en P</i>	Béthoux (1981)
La Méditerranée	20	<i>Consommation en O₂</i>	Béthoux (1989)
La Méditerranée	11	<i>Nutriments</i>	Dugdale et Wilkerson (1988)
La Méditerranée	11	<i>Budget en N</i>	Béthoux <i>et al.</i> (1998)
La Méditerranée	8.2	<i>Budget en P</i>	Béthoux <i>et al.</i> (1998)
Bassin Occidental	13 – 24	<i>Budget en P</i>	Béthoux <i>et al.</i> (1998)
Zones oligotrophiques du bassin occidental	5		Guerzoni <i>et al.</i> (1999)
Zones côtières du Golf du lion	43.3 – 60		Guerzoni <i>et al.</i> (1999)
DYFAMED	24	<i>À partir de N</i>	Sandroni <i>et al.</i> (2007)
Bassin Nord Occidental	17.6	<i>À partir de P</i>	Boudjakdji (2008)
Bassin Nord Occidental	10.10	<i>À partir de l'O₂</i>	Boudjakdji (2008)
Bassin Sud Occidental	16.9	<i>À partir de P</i>	Boudjakdji (2008)
Bassin Sud Occidental	11.77	<i>À partir de l'O₂</i>	Boudjakdji (2008)
Bassin Oriental	12	<i>Consommation en O₂</i>	Béthoux (1989)
Bassin Oriental	5.5	<i>Budget en P</i>	Béthoux <i>et al.</i> (1998)
Bassin Oriental	8	<i>Budget en N</i>	Béthoux <i>et al.</i> (1998)
Bassin Oriental	16	<i>Consommation en O₂</i>	Roether et Well (2001)
Sud de l'Adriatique	0 – 30	<i>Consommation en N</i>	Civitarese et Gacic (2001)
Sud du bassin Levantin	2.85	<i>Nutriments</i>	Dugdale et Wilkerson (1988)
Sud du bassin Levantin	23.85	<i>À partir de N</i>	Krom <i>et al.</i> (1991)
Sud du bassin Levantin	18.95	<i>À partir de P</i>	Krom <i>et al.</i> (1991)
Sud du bassin Levantin	4.75	<i>À partir de N</i>	Kress et Herut (2001)
Gyre du Sud Levantin	23.8	<i>Nutriments</i>	Krom <i>et al.</i> (1992)

En effet, nos estimations dans le premier bassin (mis à part la mer d'Alboran) dépassent les $15 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, ce qui n'est pas le cas dans le tableau 8, où les meilleures NP sont à DYFAMED et les zones côtières du Golf du Lion.

Dans le bassin oriental, nos estimations sont beaucoup plus importantes que celles présentées par Dugdale et Wilkerson (1988), Béthoux (1989), Béthoux *et al.* (1998), Roether et Well (2001) et Kress et Herut (2001). Alors que les travaux de Krom *et al.* (1991) prouvent que la nouvelle production peut être suffisamment importante dans le bassin oriental.

On pourrait penser que notre méthode de calcul qui dépend beaucoup des vents, mais aussi que la variabilité spatiale et temporelle pourrait être à l'origine de cette surestimation. Cependant, on peut souligner le caractère réaliste des présents résultats.

2-3- Évolution dans la couche de subsurface (100 à 300 m)

La tendance de l'utilisation apparente de l'oxygène (UAO) est positive dans les eaux de subsurface de : la mer d'Alboran (fig. 15.a), la mer Tyrrhénienne (fig. 15.d), en Adriatique (fig. 15.f), dans le bassin Égéen (fig. 15.h) et Levantin (fig. 15.i). Et particulièrement négative dans la mer Liguro-Provençale (fig. 15.c) et dans le bassin Algérien (fig. 15.b).

La tendance négative peut être expliquée par la diminution de la production biologique de surface (donc une diminution de la reminéralisation en subsurface) et/ou l'apport d'une eau nouvelle (principalement de la surface). Dans le bassin Algérien (fig. 15.b) et la mer Liguro-Provençale (fig. 15.c) la tendance de l'UAO de subsurface rejoint celle de l'oxygène en surface (chap. III, sect. 2-1, §1).

De la même manière, la tendance positive pourrait s'expliquer par le mélange avec une masse d'eau appauvrie en oxygène et/ou par l'augmentation de la reminéralisation. La reminéralisation dans la couche de subsurface peut s'effectuer in situ (dégradant la matière organique produite en surface) ou bien au cours de l'acheminement d'une masse d'eau.

Dans la mer d'Alboran (fig. 15.a), la remontée d'eau intermédiaire (LIW étant déjà appauvrie en oxygène) pourrait expliquer la baisse de l'UAO en subsurface. La désoxygénation dans ce cas serait influencée par la tendance générale des eaux intermédiaires à s'appauvrir en oxygène. En effet, la Méditerranée connaîtrait une augmentation des rejets anthropiques en phosphore de 3% par an et ce, depuis les années 1960 (Béthoux, 1989). Ceci à pour conséquence une diminution (proportionnelle) en teneurs de l'oxygène dissous dans le temps et une augmentation de l'UAO sous la couche de surface (particulièrement dans la LIW).

En mer Levantine (fig. 15.i), la reminéralisation de subsurface semble suivre une évolution analogue à celle de l' O_2 dissous en surface (voir III-2-1). En effet, l'augmentation est importante durant les 3 dernières décennies, reflétant probablement une sédimentation importante de matière organique durant la période estivale. La reminéralisation est maximale au 6ème quinquennat.

L'augmentation de la reminéralisation est également bien apparente dans le bassin Liguro-Provençal (fig. 15.b), probablement pour les mêmes causes (l'oxygène dissous en surface étant en augmentation également).

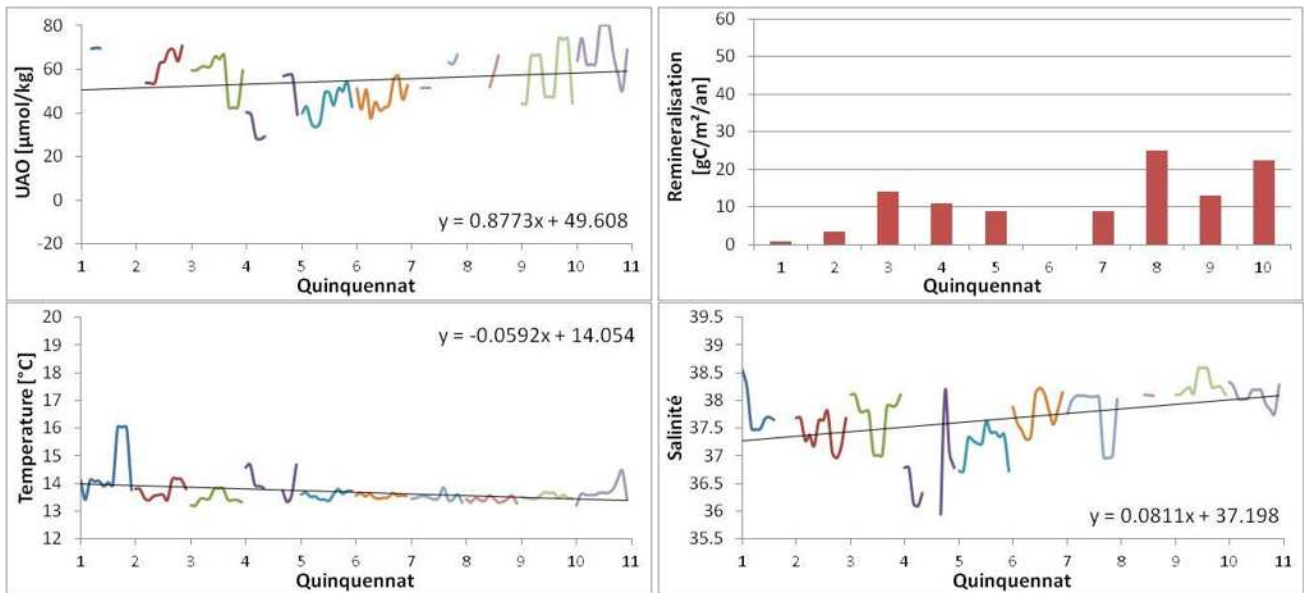


Figure 15.a : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface de la mer d'Alboran

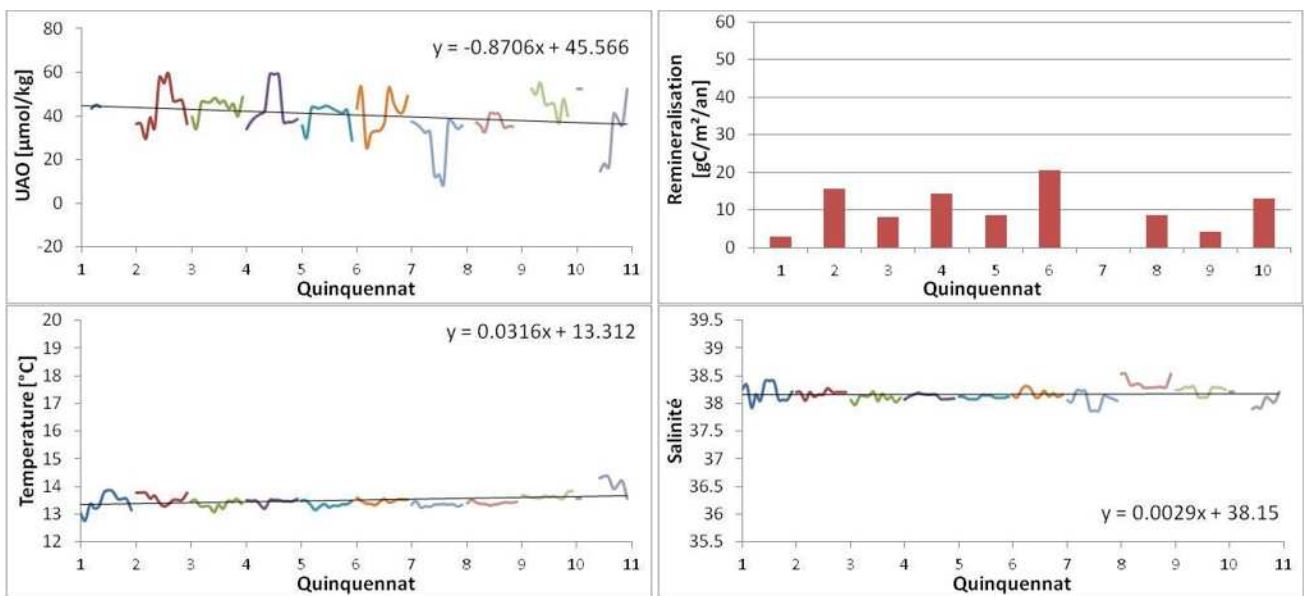


Figure 15.b : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface du bassin Algérien

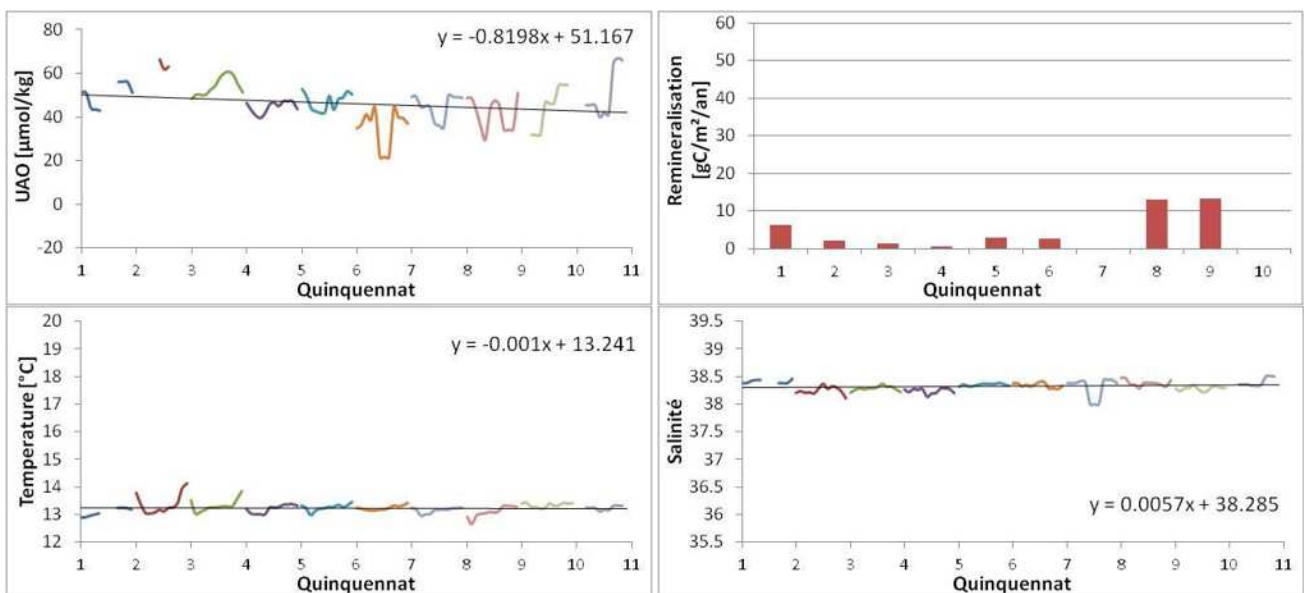


Figure 15.c : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface du bassin Liguro-Provençal

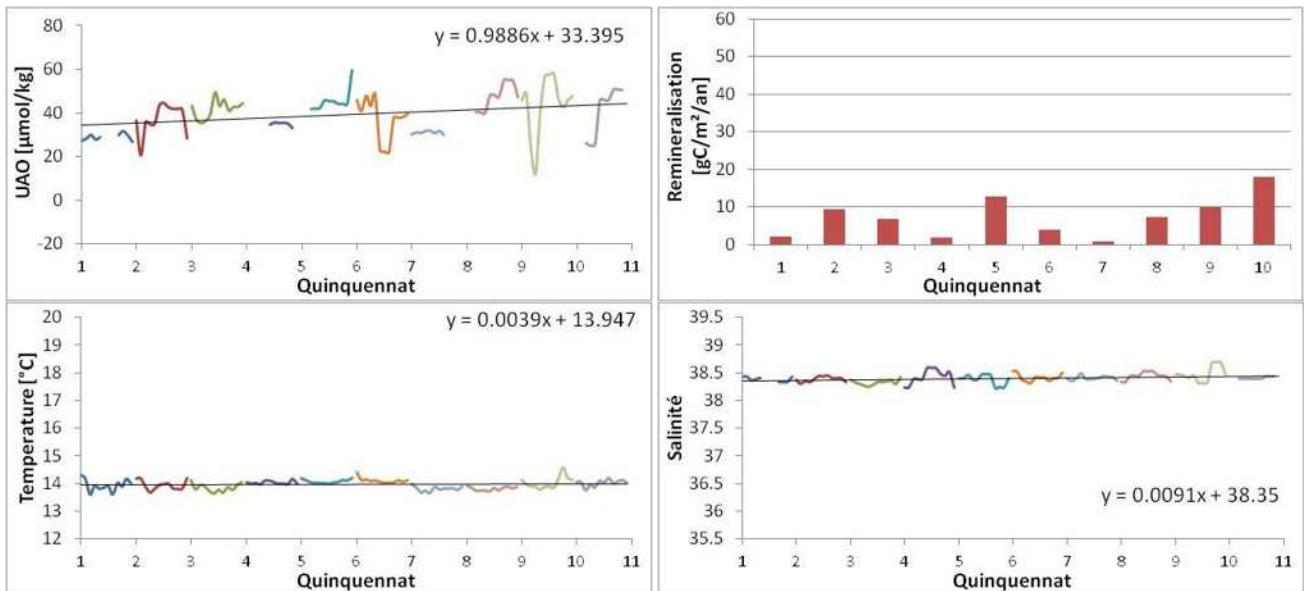


Figure 15.d : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface du bassin Tyrrhénien

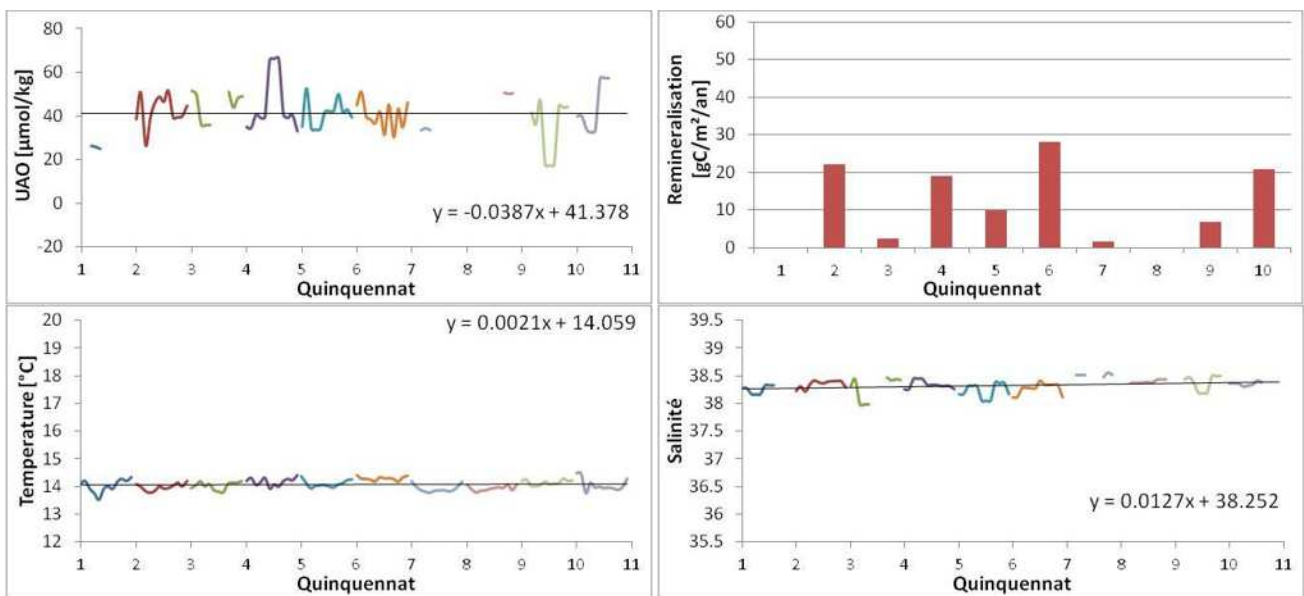


Figure 15.e : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface du détroit de Sicile

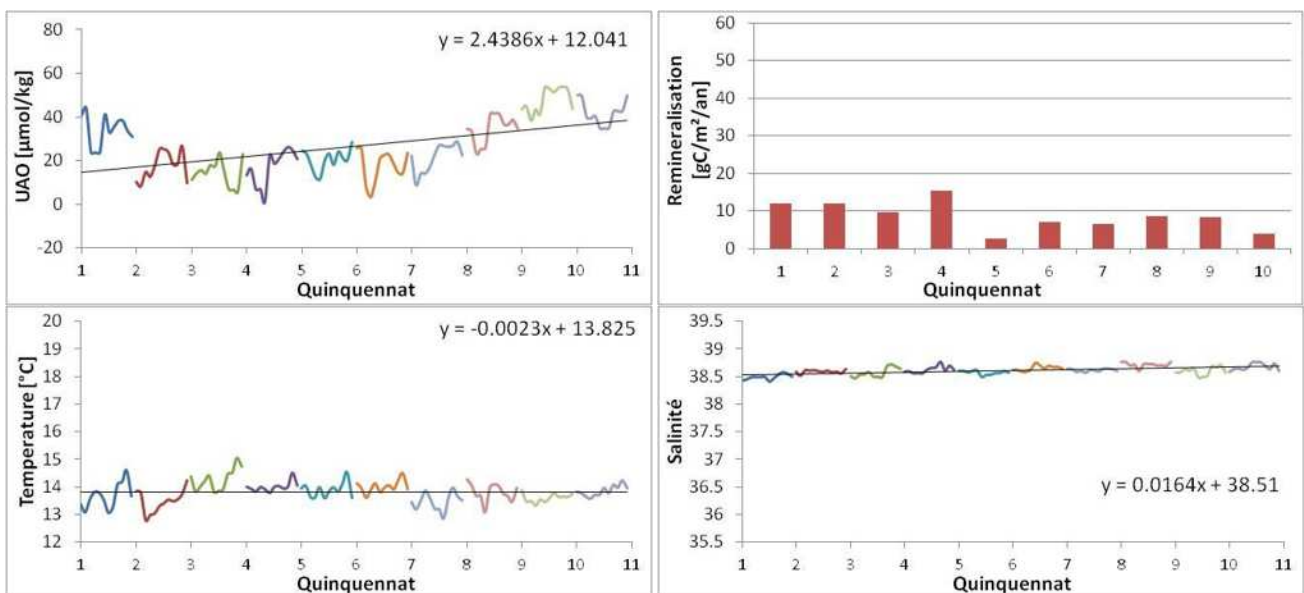


Figure 15.f : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface en mer Adriatique

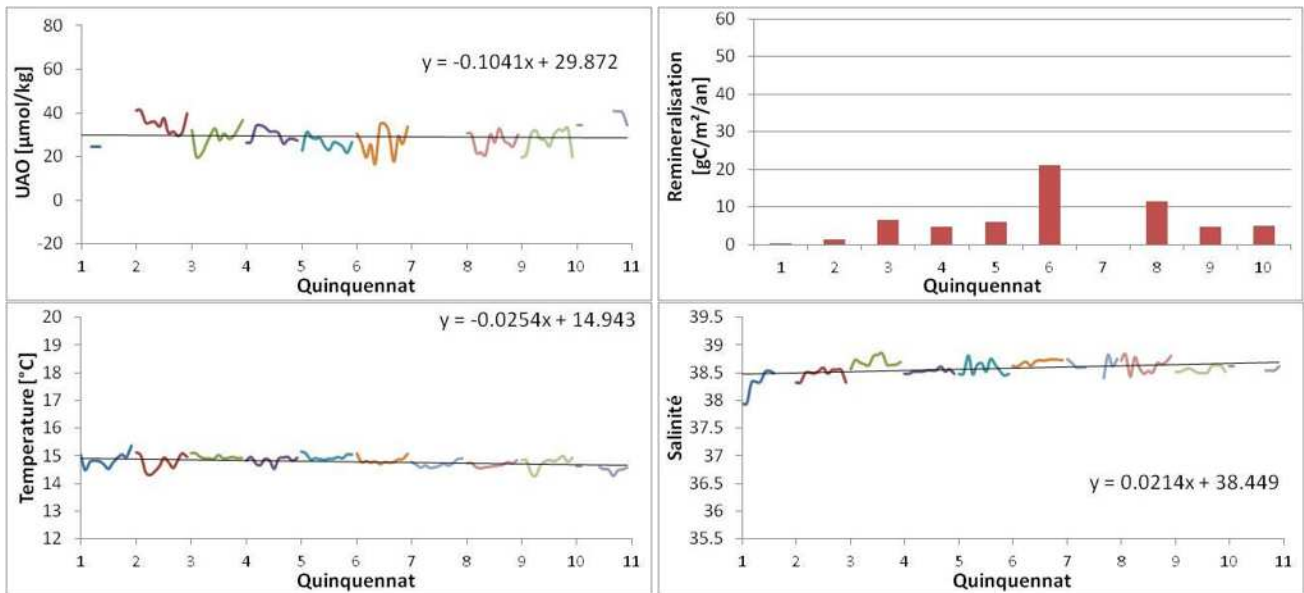


Figure 15.g : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface du bassin Ionien

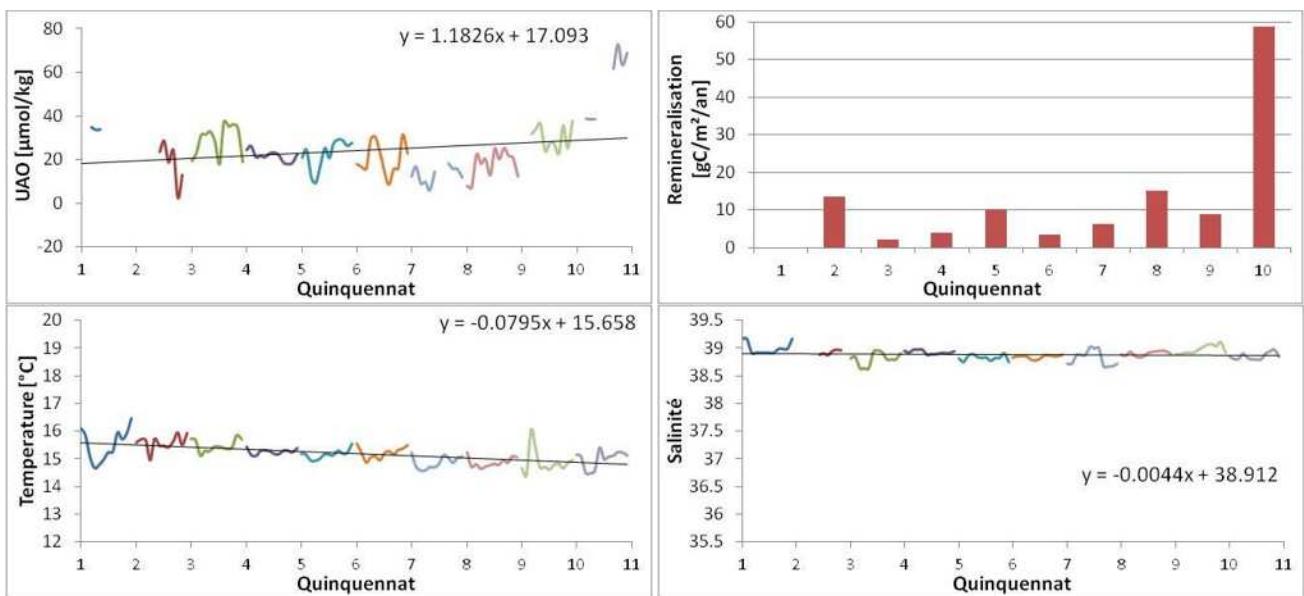


Figure 15.h : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface du bassin Égéen

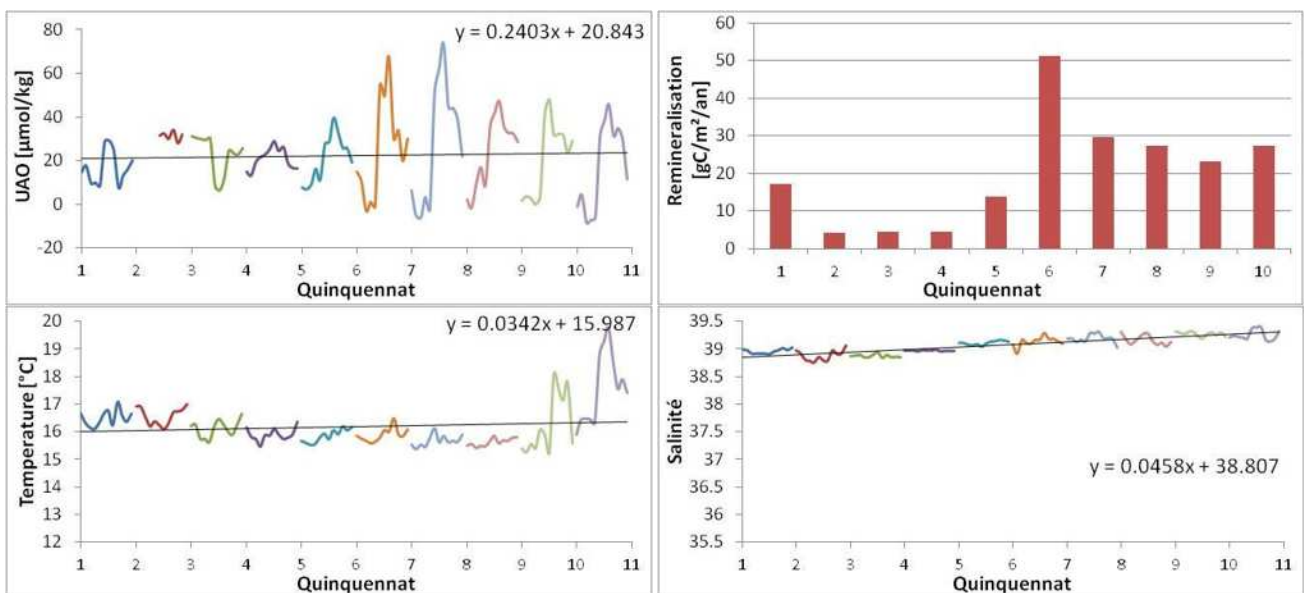


Figure 15.i : Évolution quinquennale (UAO, RM, T, S) dans les eaux de subsurface du bassin Levantin

Dans le bassin Égéen (fig. 15.h), la reminéralisation est maximale dans les années 90 (plus de $55 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$). Les estimations de La Ferla et Azzaro (2004) dans le bassin oriental sont de $27 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ en 1995, $82.7 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ en 1998 et $127.7 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ en 1999. Cette accélération de la reminéralisation a lieu après l'EMT, et serait encore plus importante dans les eaux sous-jacentes. Klein *et al.* (2003) expliquent cette stimulation de la respiration par la mise à disposition de grandes quantités de carbone organique dissous avec une fraction élevée de matière labile dans les couches profondes. L'apport d'eau chargée en matière organique causerait une importante consommation d'oxygène, environ le double après la période EMT que lors de la période pré-EMT (Klein *et al.*, 2003).

En Adriatique (fig. 15.f), la reminéralisation en subsurface tend à la diminution, compte tenu de la diminution de la production en surface (à partir des années 1970) ; la consommation en oxygène d'une saison à l'autre est en diminution. Pourtant l'UAO est en augmentation, ceci pourrait être dû à un apport continu d'eau qui s'appauvrit en oxygène au fil du temps (la LIW), ou à la remontée d'eau ancienne poussées par l'EMT : la AdDW.

L'évolution de la température dans la couche de subsurface met en exergue un refroidissement dans plusieurs mers : Alboran (fig. 15.a), Adriatique (fig. 15.f), Ionienne (fig. 15.g) et Égée (fig. 15.h). La décroissance de la température est plus considérable à partir des années 1980. Elle s'expliquerait par des anomalies atmosphériques au-dessus de la Méditerranée (Brankart et Pinardi, 2001).

La salinité (dans cette même couche) est selon nos résultats et ceux de Rixen *et al.* (2005) croissante dans la majeure partie de la Méditerranée (fig. 15 a, b, c, d, e, f, g, i). Elle croît, jusque dans les années 90, puis diminue à cause d'un soulèvement d'eau dense causé par l'EMT (Rixen *et al.*, 2005).

En mer Égée, la tendance de la salinité des eaux de surface suit celle des couches supérieures.

3- Évolution interannuelle à décennale de l'oxygène dans les couches intermédiaire et profondes

3-1- Évolution de l'oxygène dissous dans les eaux intermédiaires (300 à 600 m)

De manière générale, on peut distinguer deux tendances de l'évolution des teneurs de l'oxygène dissous dans les eaux intermédiaires méditerranéenne (fig. 16). Une tendance positive (croissante) de 1950 jusqu'aux environs des années 1980, suivie d'une tendance négative (décroissance) jusque dans les années 1990.

La première phase (croissance) est associée à une augmentation lente d'environ 20 à $40 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en trois décennies, selon les régions. Durant cette période les variations interannuelles sont importantes.

La phase de décroissance débute entre 1975 et 1985, selon les régions. Le taux de décroissance n'est pas uniforme. Il est d'environ $30 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en deux décennies (de 1980 à 1999) dans la mer d'Alboran (fig. 16.b), le bassin Algérien (fig. 16.b) et la mer Liguro-Provençale (fig. 16.c). Ce taux est plus important en Adriatique (fig. 16.f) avec une décroissance d'environ $50 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en deux décennies (de 1978 à 1997) et en mer Égée avec une baisse de $30 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en 5 ans (fig. 16.h).

En mer Levantine (fig. 16.i), la décroissance de l'oxygène dans les eaux intermédiaires rappelle la croissance de la reminéralisation dans les eaux de subsurface (chap. III, sect.2-3, §5). Les eaux intermédiaires formées dans ce bassin (à partir des eaux de surface), serait le siège d'une reminéralisation en croissance à partir du milieu des années 1970. La tendance de la LIW en mer Levantine affecterait dans ce cas les eaux intermédiaires : en mer d'Alboran (influencée également par les remontées des eaux profondes), dans le bassin Algérien, en mer Liguro-Provençale, en mer Tyrrhénienne, dans l'Adriatique et en mer Égée.

Cependant, la désoxygénation de l'eau plongeante en mer Levantine n'est pas le seul facteur qui contrôle les propriétés de l'eau intermédiaire en Méditerranée. En effet, dans le bassin Algérien (fig. 16.b) la diminution de l'oxygène est plus importante (d'~ 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ pour la même période) qu'en mer Levantine. On pense que la production phytoplanctonique particulièrement importante dans le bassin Algérien dans les années 1990 (chap. III, sect. 2-2, §5) aurait généré une chute importante de matière organique dont la reminéralisation s'effectuerait à des profondeurs intermédiaires, provoquant ainsi une diminution de l' O_2 dans cette couche.

Dans la partie septentrionale du bassin occidental (fig. 16.c), la forte diminution de l' O_2 dans les eaux intermédiaires pourrait être liée à une combinaison de deux facteurs : la reminéralisation croissante (c'est le cas dans les eaux de subsurface, fig. 15.c) et le ralentissement de la ventilation. Effectivement, une diminution de la perte de chaleur et de l'intensité des vents à été observé dans le bassin occidental durant la période de l'EMT (Bozec *et al.*, 2006). Ceci à pour conséquence la diminution de l'épaisseur de la couche de mélange dans le golf du Lion (Bozec *et al.*, 2006).

En Adriatique, la période croissance des teneurs de l' O_2 s'arrête à la fin des années 1970, donc plus tôt que dans la mer Levantine. L'hypothèse de l'influence des eaux dans le bassin Levantin ne suffit pas à expliquer celle qui a lieu en Adriatique. De plus, l'appauvrissement est plus important en Adriatique (voir la pente des figures 16.f et 16.i). Compte tenu de la diminution de la chlorophylle (Mozetič *et al.*, 2010) et de l' O_2 dissous en surface (fig. 13.f), on pourrait penser que les eaux plongeantes Adriatiques de plus en plus appauvries en O_2 soient responsables de la désoxygénation de la couche intermédiaire depuis le milieu des années 1970. Il se pourrait aussi que des remontées des eaux profondes appauvries en O_2 (EMDW) soient aussi impliquées, surtout dans les années 1990 (EMT) où on sait que les eaux profondes nouvellement formées en mer Égée poussent les anciennes vers l'Adriatique (Kress *et al.*, 2003). Toutefois, les teneurs de l'oxygène dissous dans les eaux intermédiaires en Adriatique restent les plus élevées de la Méditerranée, probablement à cause d'une meilleure ventilation des eaux.

En mer Égée (fig. 16.h), la phase de décroissance à lieu principalement dans les années 90. Le model de Bozec *et al.* (2006) nous apprend que le bassin Égéen reçoit un apport significatif (0.13 Sv) d'eau intermédiaire venant du bassin Levantin durant la période EMT. Alors que cet échange était minime (0.02 Sv) dans la période pré-EMT, selon les mêmes auteurs. Il est possible que cet apport massif d'eau intermédiaire dans le bassin Égéen ait aboutit au remplacement des eaux locales et que l'accumulation de ces eaux riches en chlorophylle (venue des eaux de surface Levantine) aient amplifié la reminéralisation. Ajouté à cela, l'apport rapide de matière organique labile (Klein *et al.*, 2003 ; voir aussi chap. III, sect. 2-3, §7) serait, pour une grande part, responsable de cette importante désoxygénation (~ 30 $\mu\text{mol/kg}$ en seulement 5 ans) des eaux intermédiaires en mer Égée.

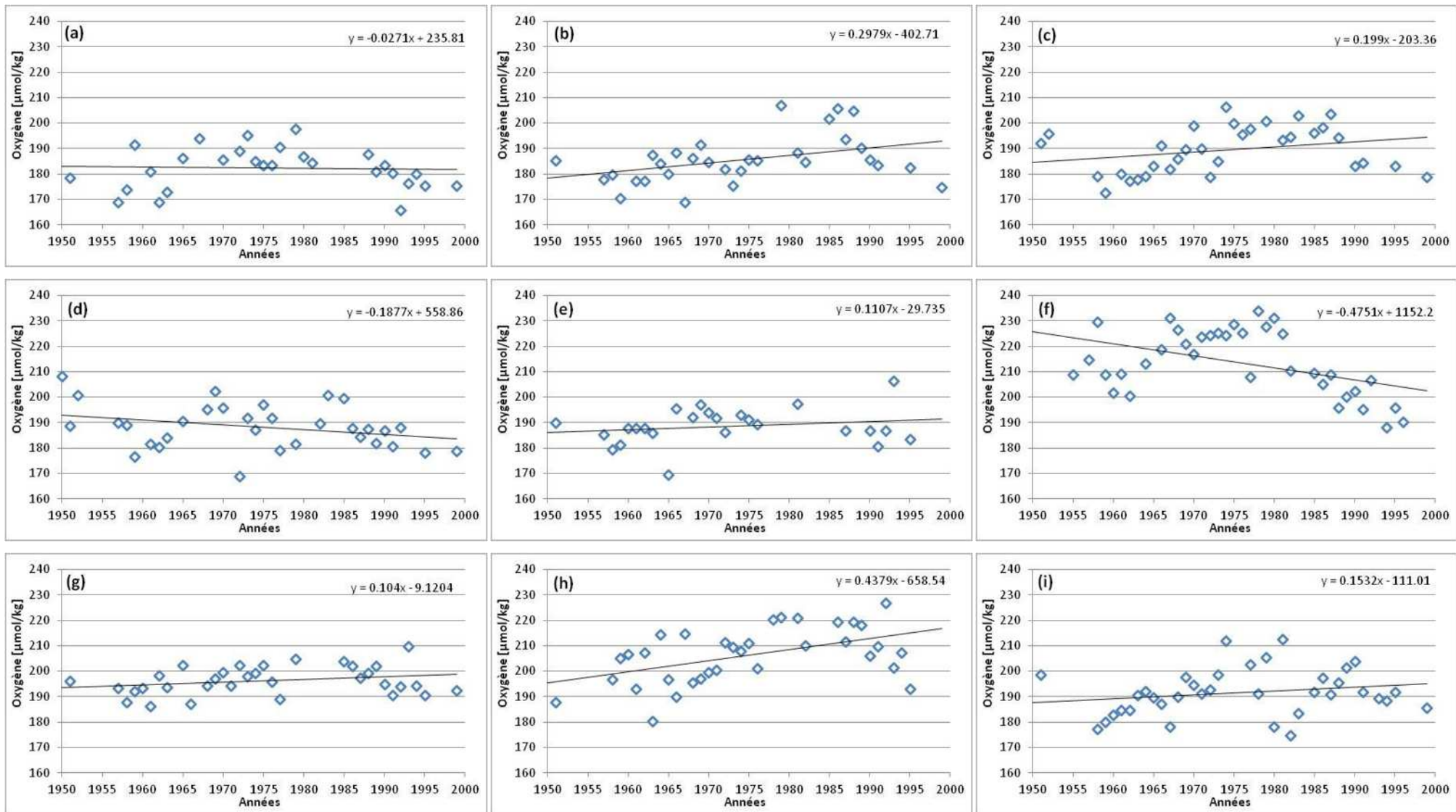


Figure 16 : Évolution interannuelle de l'oxygène dissous dans la couche intermédiaire (300-600 m) dans la mer d'Alboran (a), le bassin Algérien (b), Liguro-Provençal (c), Tyrrhénien (d), le détroit de Sicile (e), la mer Adriatique (f), Ionienne (g), le bassin Égéen (h) et Levantin (i).

Ce même apport massif de LIW dans le bassin Égéen aurait d'autres conséquences dans le bassin oriental. Ainsi, il se pourrait que ce flux d'eau intermédiaire dirigé vers le bassin Égéen n'ait pas atteint la mer Ionienne. Ce qui expliquerait que la tendance à la désoxygénation des eaux intermédiaires soit peu visible dans cette région (fig. 16.g) durant l'EMT.

Enfin et en mer Tyrrhénienne, les teneurs de l'oxygène paraissent suivre un cycle déterminé (fig. 16.d). Les maximas d'O₂ sont enregistrées en 1950, 1970, et en 1985, et les minimums en 1960, 1975 et au milieu des années 1990. Nous supposons qu'une oscillation aussi importante pourrait être liée à des phénomènes atmosphériques (NAO) bien connus pour influencer la disponibilité d'espèces phytoplanctoniques dans cette région (Mazzocchi *et al.*, 2007), et par conséquent la reminéralisation en dessous de la couche de surface (voir aussi la reminéralisation en subsurface fig. 15.d).

3-2- Évolution de l'oxygène dissous dans les eaux profondes (600 à 1 500 m)

De manière approximative, l'évolution interannuelle de l'O₂ dissous dans les eaux profondes conserve le même décrite plus haut (dans la couche intermédiaire) dans : le bassin Algérien, la mer Liguro-Provençale et l'Adriatique (fig. 17. b, c, f).

Dans le bassin Algérien (fig. 17.b), la mer Liguro-Provençale (fig. 17.c) et le bassin Tyrrhénien (fig. 17.d) on pourrait attribuer la décroissance de l'O₂ durant la dernière décennie au soulèvement des eaux plus anciennes provoqué par l'EMT (Rixen *et al.*, 2005). Particulièrement quand on sait que l'affaiblissement des vents (Bozec *et al.*, 2006) peut engendrer le ralentissement de la formation de la une nouvelle WMDW.

Tandis que, le soulèvement de l'ancienne EMDW en Adriatique aurait les mêmes conséquences sur les eaux profondes de cette région que sur les eaux intermédiaires sus-jacentes, c'est-à-dire l'appauvrissement des eaux O₂ (voir chap. III, sect. 3-1, §7).

Hormis ces décroissances (bien cernées dans le temps), on peut constater une tendance générale des eaux profondes à s'enrichir en O₂, visible dans toute la Méditerranée (fig. 17). Un meilleur enrichissement en O₂ est enregistré dans le bassin oriental, le plus important est observé en mer Égée (fig. 17.h), suivi de près par l'enrichissement dans les eaux profondes du Levantin (fig. 17.i). Dans ces deux régions, les variabilités interannuelles de l'O₂ sont très importantes (jusqu'à 40 μmol kg⁻¹ de différence entre deux années consécutives). Il se pourrait alors que cette variabilité, et par conséquent le débit d'eau qui plonge, soient contrôlés par la dynamique des vents et des structures giratoires du bassin oriental.

3-3- Évolution de l'oxygène dissous dans les eaux de fond (de 1 500 m jusqu'au fond)

L'évolution temporelle de l'O₂ dissous dans les eaux de fond méditerranéennes montre une tendance positive. Dans cette couche, contrairement aux deux couches précédentes, on ne remarque plus de décroissance particulière durant les dernières décennies. La reminéralisation serait faible, du moins, plus faible que dans les couches précédentes.

On sait que les conditions atmosphériques au-dessus de la Méditerranée sont fortement influencées par la NAO positive depuis le début des années 1960 (chap. III, sect. 2-1, §9). La température de la WMDW est d'ailleurs corrélée avec la NAO selon Rixen *et al.* (2005).

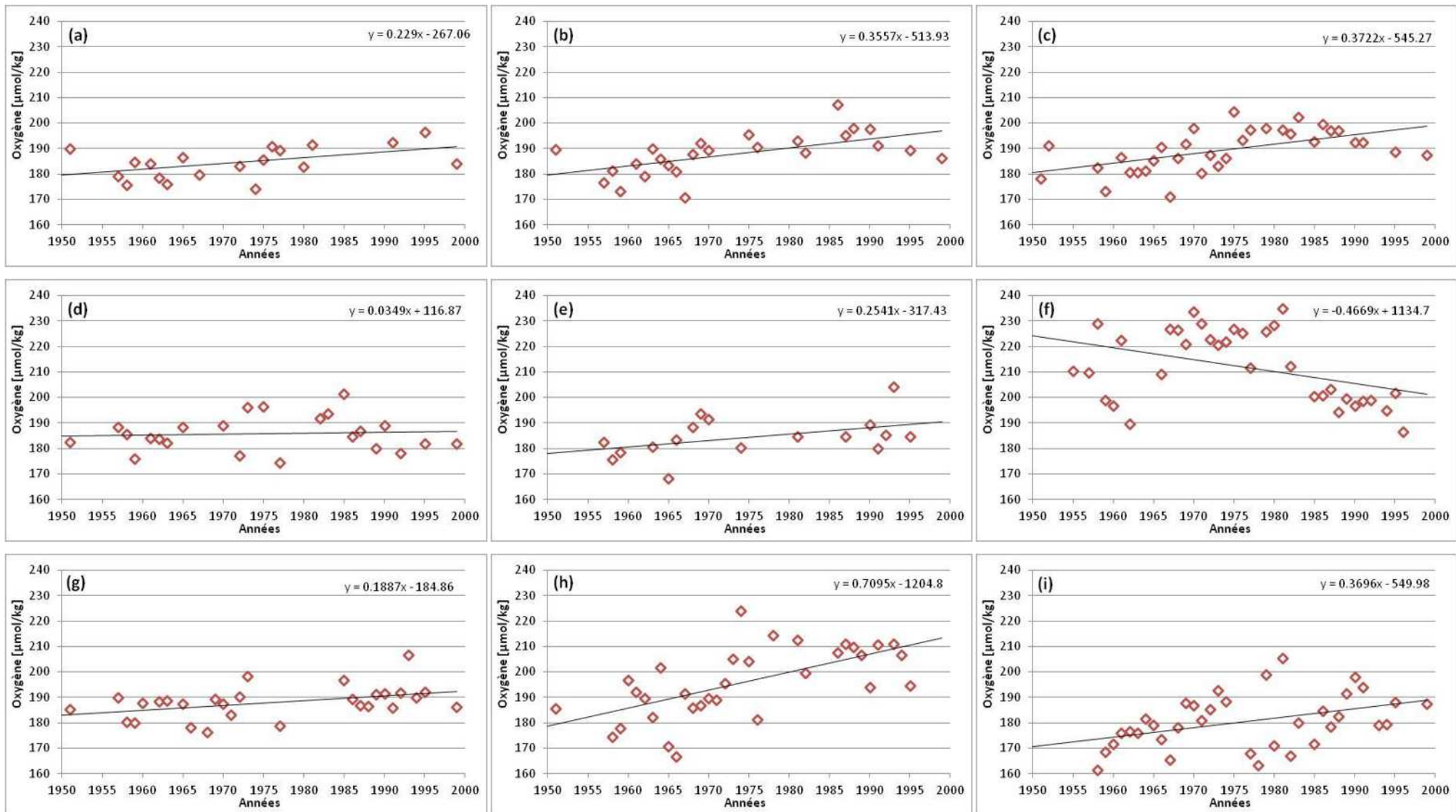


Figure 17 : Évolution interannuelle de l'oxygène dissous dans la couche profonde (600-1 500 m) dans la mer d'Alboran (a), le bassin Algérien (b), Liguro-Provençal (c), Tyrrhénien (d), le détroit de Sicile (e), la mer Adriatique (f), Ionienne (g), le bassin Égéen (h) et Levantin (i).

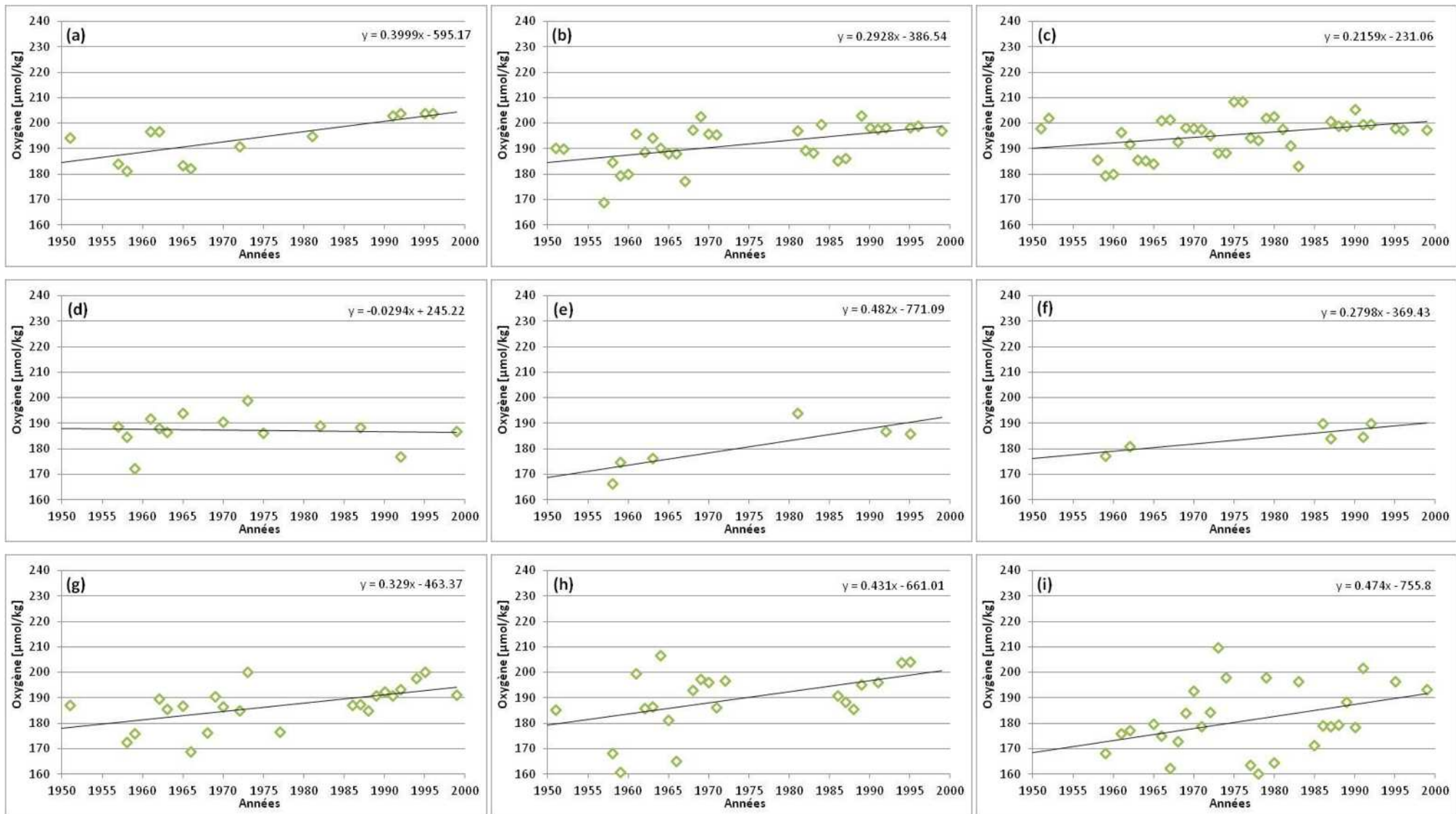


Figure 18 : Évolution interannuelle de l'oxygène dissous dans les couche de fond (1 500-4 000 m) dans la mer d'Alboran (a), le bassin Algérien (b), Liguro-Provençal (c), Tyrrhénien (d), le détroit de Sicile (e), la mer Adriatique (f), Ionienne (g), le bassin Égéen (h) et Levantin (i).

On suggère alors, que l'augmentation de l'O₂ dans les eaux de fonds de la Méditerranée soit due à un changement dans les propriétés des eaux plongeantes (et dans le mécanisme de ventilation) en relation avec les conditions atmosphérique (probablement la NAO). Ceci expliquerait dans ce cas la croissance décelée dans les couches sus-jacentes (couche profonde et intermédiaire).

4- Évolution temporelle des nutriments (Nitrates et phosphates) dans les 300 premiers mètres

4-1- Évolution des nutriments dans la couche de surface (0 à 100 m)

La figure 19 représente la variation quinquennale des nutriments : nitrates (en bleu clair) et phosphates (en orange) dans les eaux méditerranéennes de surface. De manière générale, on peut remarquer que la disponibilité en phosphates est plus importante dans le bassin occidental plutôt que dans le bassin oriental. En effet, en Méditerranée la limitation en phosphore augmente d'ouest en est (Krom *et al.*, 1991; Moutin et Raimbault, 2002).

Dans le bassin occidental, le manque de données en nitrates ne permet pas de conclure sur d'éventuelles tendances pour ce nutriment. Toutefois, les teneurs en phosphates dans les eaux de surface en mer d'Alboran (fig. 19.a) et dans le bassin Algérien (fig. 19.b) semblent croître légèrement dans le temps. On pourrait penser qu'il s'agit d'un lent apport continental en phosphates (particulièrement les eaux urbaines) qui participerait à l'eutrophisation progressive des eaux.

Dans la mer Liguro-Provençale (fig. 19.c) l'augmentation des teneurs en phosphates débute dès les années 1960 jusque dans les années 1980. Cette tendance est suivie par une diminution des phosphates durant les années 1990. Selon Béthoux *et al.* (2002), les concentrations en nutriments dans les eaux profondes du bassin occidental n'ont pas cessé d'augmenter entre 1960 et 1994, sous l'effet des activités anthropiques. Il se peut alors que l'augmentation des phosphates en surface soit aussi d'origine anthropique. Par ailleurs, les efforts d'épuration des eaux durant les années 1990 pourraient expliquer la diminution des phosphates durant la dernière décennie. En effet, la nouvelle production dans cette région serait en baisse (chap. III, sect. 2-2, §5) à cause d'une amélioration dans la qualité des eaux déversées en mer. Cette limitation en phosphates expliquerait dans ce cas, la favorisation des espèces fixatrices d'azotes du nano et du picoplancton décrite par Marty *et al.*, (2002) dans le nord-ouest du bassin occidental.

En Adriatique (fig. 19.f), l'augmentation des teneurs en phosphates est enregistrée entre 1950 et 1970. Alors que sa diminution serait visible dans les années 1990. On pourrait expliquer ces tendances par une phase de croissance des rejets anthropique durant les deux premières décennies, puis une amélioration dans le traitement des déchets rejets urbains, plus particulièrement l'interdiction du phosphore par la loi italienne, dans la dernière décennie. Toutefois, les concentrations en nitrates elles, restent importantes en Adriatique. Elles sont continuellement croissantes de 1970 jusqu'en 1999, allant de 0 $\mu\text{mol l}^{-1}$ jusqu'à plus de 2 $\mu\text{mol l}^{-1}$ à la fin des années 1990. Cette disponibilité en nitrates, parallèlement à la limitation en phosphates pourrait être à l'origine d'un changement dans la communauté phytoplanctonique, comme dans la mer Liguro-Provençale.

De la même manière une diminution des phosphates est décelée durant les deux dernières décennies dans les eaux de surface de la mer Tyrrhénienne (fig. 19.d) et dans le détroit de Sicile (fig. 19.e).

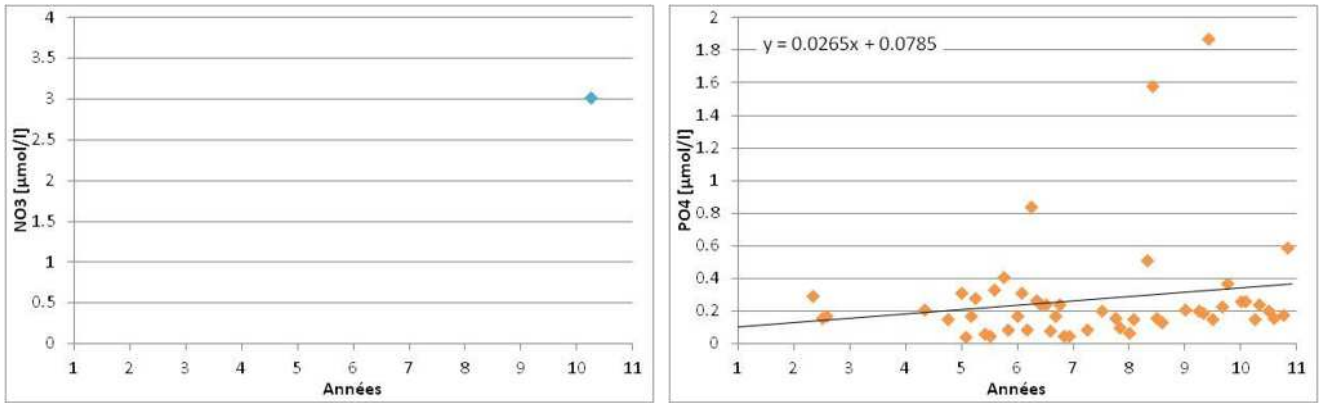


Figure 19.a : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de surface en mer d'Alboran

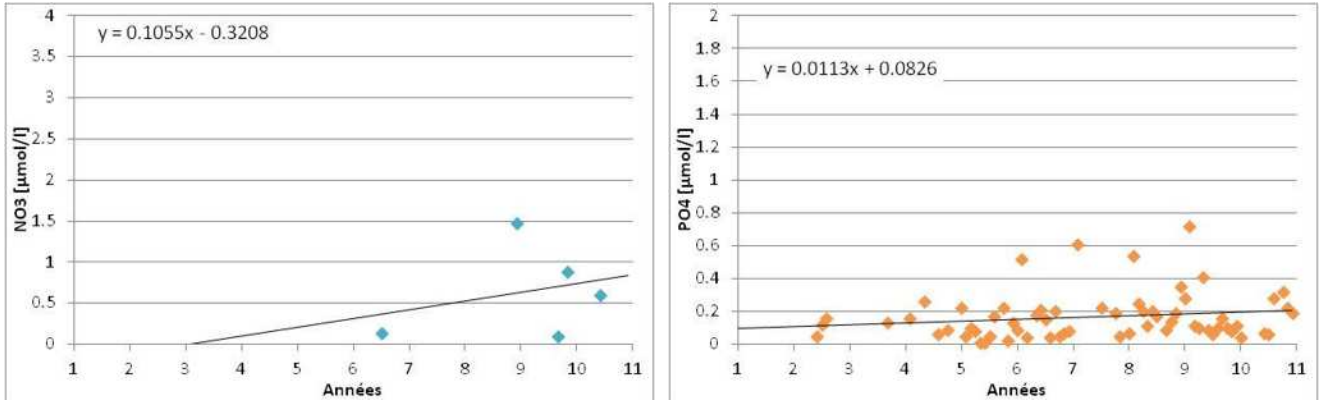


Figure 19.b : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de surface dans le bassin Algérien

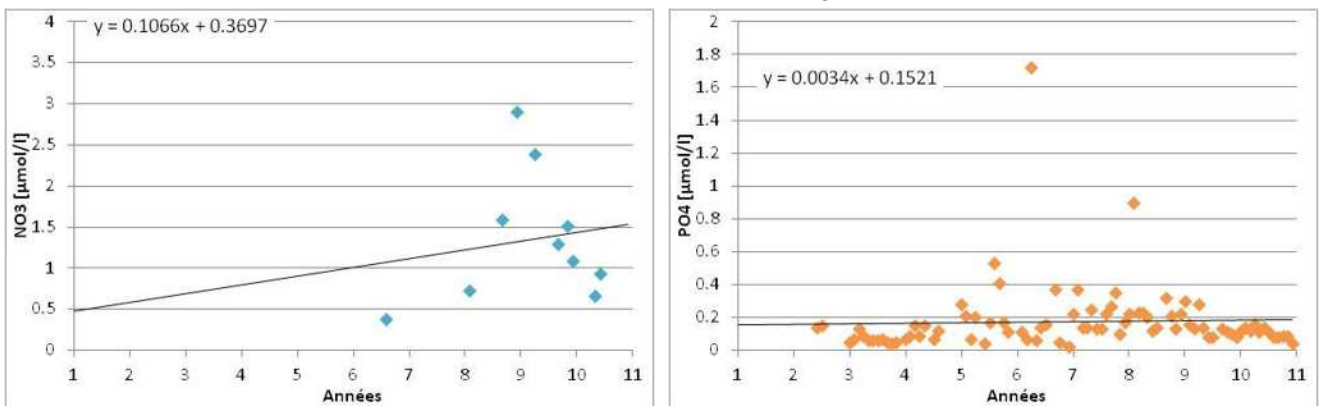


Figure 19.c : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de surface en mer Liguro-Provençale

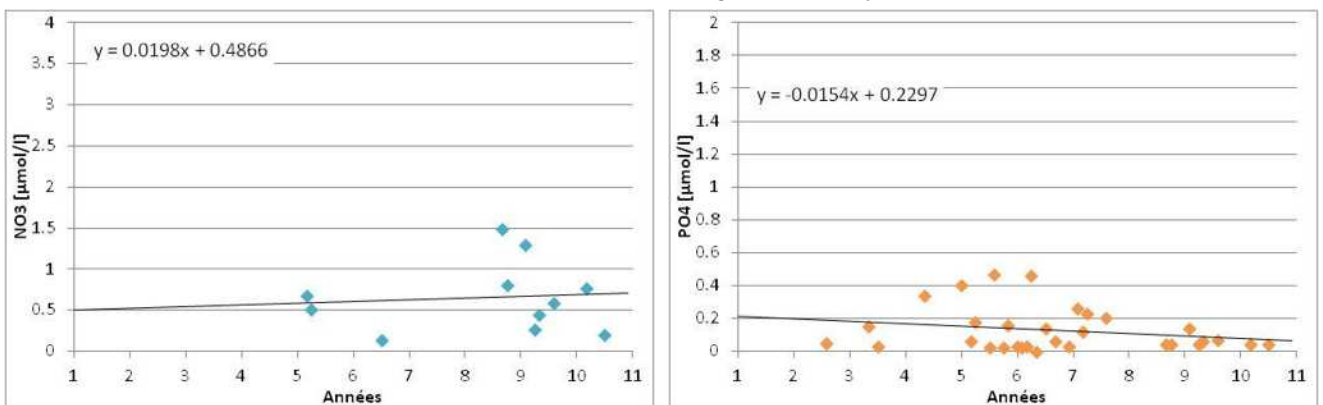


Figure 19.d : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de surface en mer Tyrrhénienne

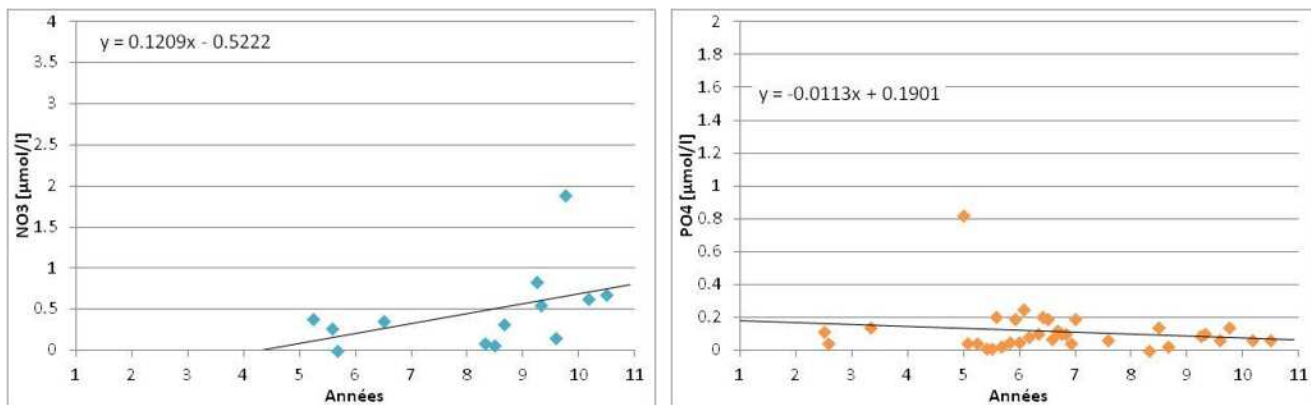


Figure 19.e : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de surface au détroit de Sicile

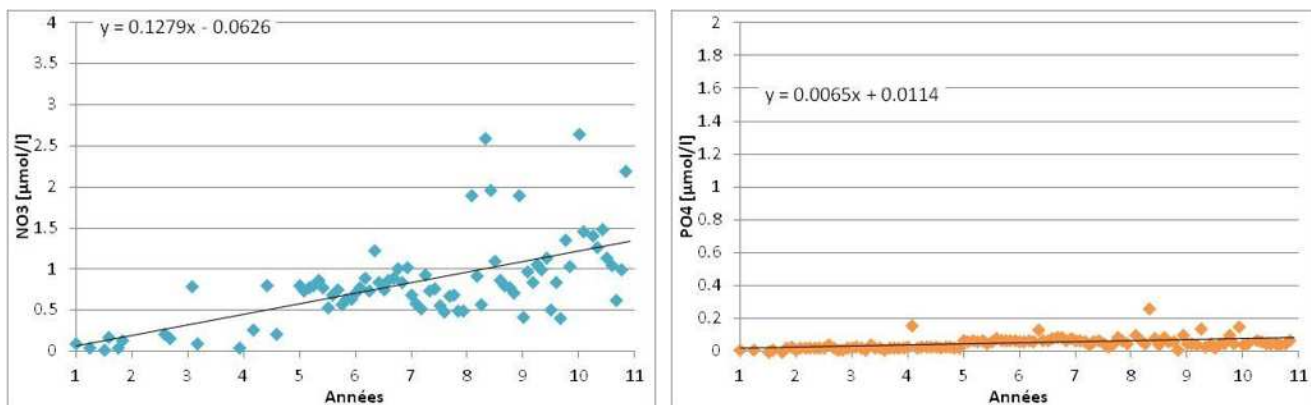


Figure 19.f : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de surface en mer Adriatique

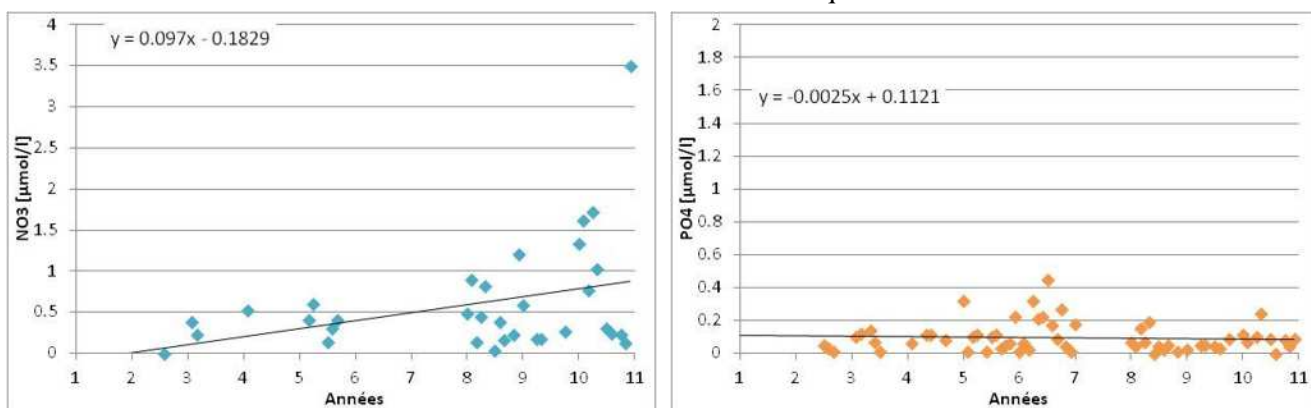


Figure 19.g : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de surface en mer Ionienne

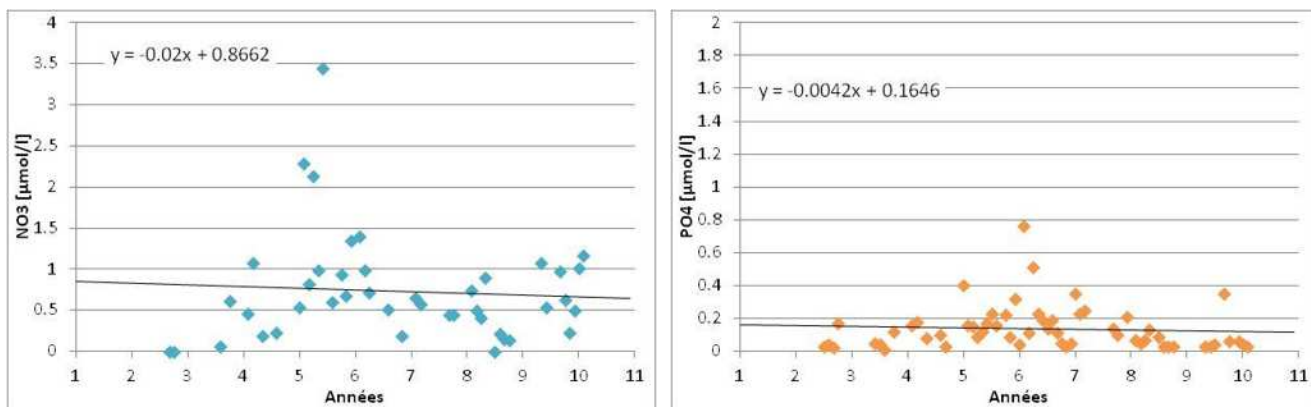


Figure 19.h : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de surface en mer Égée

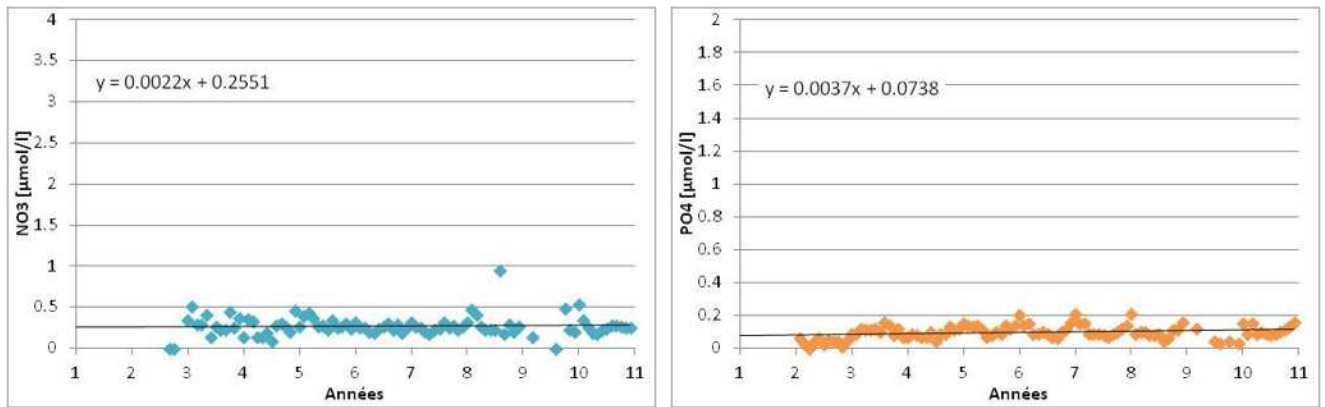


Figure 19.i : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de surface en mer Levantine

En mer Égée (fig. 19.h) et en mer Ionienne (fig. 19.g), les concentrations en nitrates sont variables, et les teneurs en phosphates commencent à diminuer au milieu des années 1970. Il se pourrait que la construction de barrages (ceux du Danube au début des années 1970 et plusieurs autres barrages des affluents de la mer Noire) ait fait diminuer les flux de rivières par conséquent modifie les apports nutritifs. En effet, la réduction des débits de rivières modifie la quantité en phosphates (Ludwig *et al.*, 2009) et des silicates (Béthoux *et al.*, 2002) apportés en mer. Ce qui causerait d'ailleurs la diminution de la NP précédemment mise en évidence (chap. III, sect.2, §3) en mer Égée.

En mer Levantine (fig. 19.i), les teneurs en nitrates sont constantes dans le temps, mais les phosphates montrent une légère augmentation dans le temps. Aussi, un cycle saisonnier se dessine à partir des années 1970. En effet, ce cycle est constant à partir de cette date (1970), avec des pics de phosphates en hiver et une diminution progressive jusqu'en été. Ce qui laisse penser que les concentrations en phosphates en mer Levantine sont fortement contrôlées par l'activité biologique. Le phytoplancton, commencerait à consommer les phosphates à partir de la saison hivernale (premier pic de production), jusqu'à son épuisement en été. Il a été montré que les teneurs de l'O₂ dissous dans les eaux de surface ont également changé à partir de cette date (chap. III, sect.2-1, §2). L'on sait que le sud du bassin oriental est un système limité en phosphates (Krom *et al.*, 2005) et que selon Béthoux *et al.* (1998), les apports terrigènes atmosphériques (par poussières sahariennes) sont en constante augmentation entre 1980 et 1994. On pourrait alors penser que l'apport en phosphates (en fer et en silicates aussi) par dépôt atmosphérique changerait les rapports N/P/Si, ce qui va avoir des répercussions sur le système pélagique (Béthoux *et al.*, 2002).

4-2- Évolution de l'oxygène dissous dans les eaux de subsurface (100 à 300 m)

Dans la couche de subsurface, les teneurs en phosphates dans la mer d'Alboran (fig. 20.a) et dans le bassin Algérien (fig. 20.b) montrent des tendances similaires à celles trouvées en surface (fig. 19.a et 19.b). On pourrait alors, soutenir l'hypothèse émise précédemment quant à l'eutrophisation progressive des eaux induite par des rejets urbains qui affecteraient aussi la couche de subsurface.

En mer Liguro-Provençale (fig. 20.c), la baisse en phosphates (en subsurface) durant la dernière décennie (par rapport aux années 1980) est moins importante qu'en surface (fig. 19.c). Il se peut que la baisse des teneurs en phosphates (par l'amélioration du traitement des eaux et au changement dans la matière organique reminéralisée) soit atténuée par un soulèvement des masses d'eau causé par l'EMT.

En Adriatique (fig. 20.f), l'évolution des nitrates en subsurface (comme un surface) est continuellement croissante entre 1950 et 1999. Mais la croissance à partir du milieu des années 1980 est encore plus marquée et plus importante que dans la première période (voir la pente de la fig. 20.f). La seule augmentation de rejets d'eaux chargées en azote ne suffit plus à expliquer cette tendance durant la dernière décennie. On penserait alors que la reminéralisation de la matière organique issue d'une communauté phytoplanctonique composée préférentiellement d'espèces friandes d'azote serait en partie responsable de l'accentuation de cette croissance entre 1985 et 1999.

Cependant, l'évolution des phosphates dans la couche de subsurface Adriatique (fig. 20.f) est contraire à ce qui a été observé en surface (fig. 19.f). En effet, il n'existe pas de diminution à partir de 1985 en PO_4 en subsurface. Pourtant, on s'attendrait à ce que l'interdiction des rejets en phosphore par la loi italienne fasse décroître les phosphates à dans la colonne d'eau. On pense alors, qu'un éventuel soulèvement d'eaux profondes causé par l'EMT (chap. III, sect. 3-1, §7) pourrait représenter un apport en phosphates contenu dans les eaux anciennes. Ce qui s'accorde avec la faible reminéralisation mise en évidence précédemment (chap.III, sect. 2-3, §8) parallèlement à l'augmentation de l'UAO (apport d'eau ancienne). Dans ce cas, ces eaux contribueraient aussi à l'augmentation de l'azote en subsurface décrit dans le paragraphe précédent.

La diminution des phosphates dans les eaux de subsurface en mer Égée (fig. 20.h) et en mer Ionienne (fig. 20.g), est en adéquation avec la diminution enregistrée en surface (fig. 19.h et 19.g). Ceci appui l'hypothèse d'une modification des flux de rivières dans le bassin oriental, donc, l'apport en phosphates et en silicates utilisées par les espèces phytoplanctoniques à coquille siliceuses.

Enfin, en mer Levantine (fig. 20.i) on peut remarquer qu'il existe une grande variation des nitrates de la fin des années 1980 jusqu'au milieu des années 1990. Cette période est caractéristique de l'EMT. Mais ces variations ne semblent pas influencer les teneurs en phosphates. En effet, les phosphates augmentent progressivement dans le temps (douce pente d' ~ 0.01) dans la couche de subsurface. La reminéralisation de la matière organique, elle aussi, est en augmentation à partir de 1975 dans les eaux de subsurface Levantines (chap. III, sect.2-3, §5). On pense alors que la stimulation de la production phytoplanctonique en surface par des apports atmosphériques en phosphates (chap. III, sect.4-1, §7) contribue à accroître la matière organique reminéralisée en subsurface, d'où l'augmentation des phosphates.

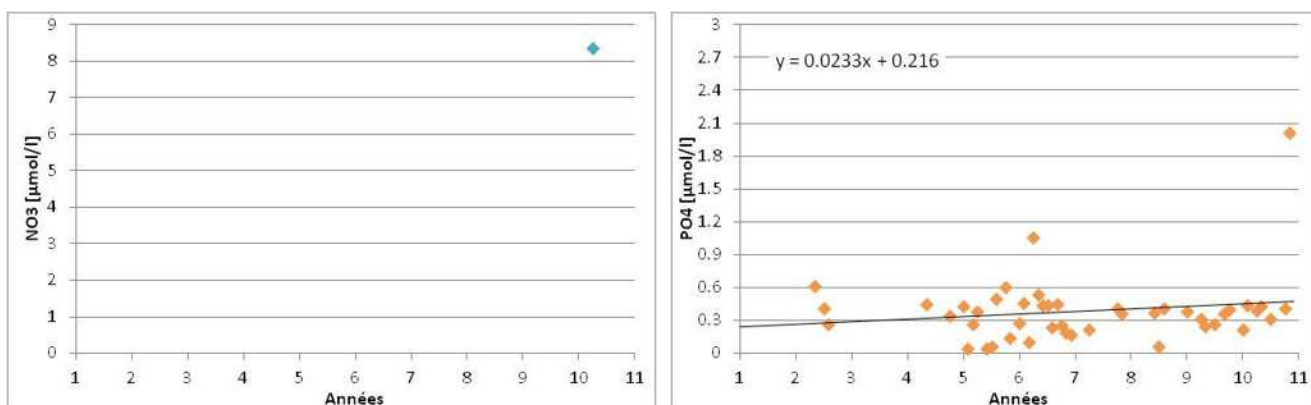


Figure 20.a : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de subsurface en mer d'Alboran

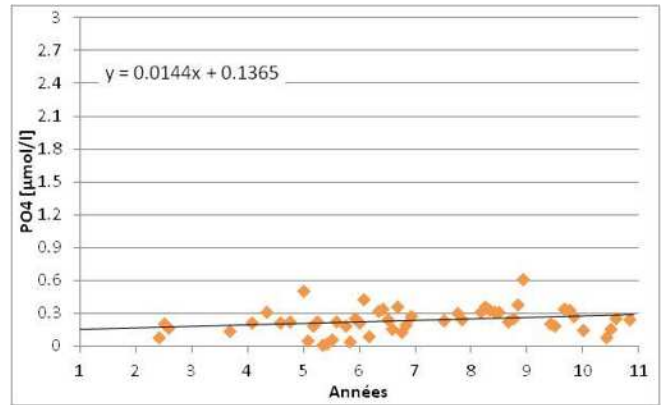
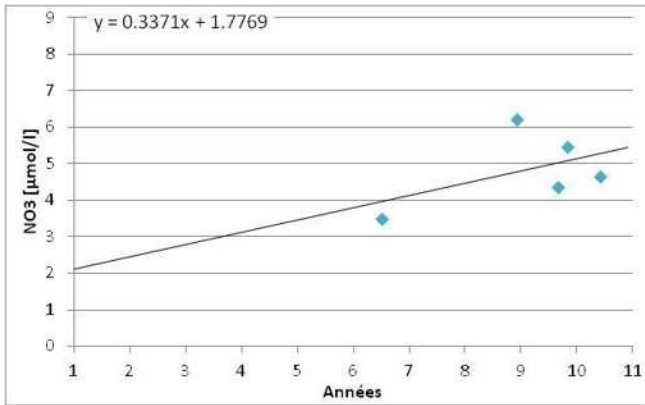


Figure 20.b : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de subsurface dans le bassin Algérien

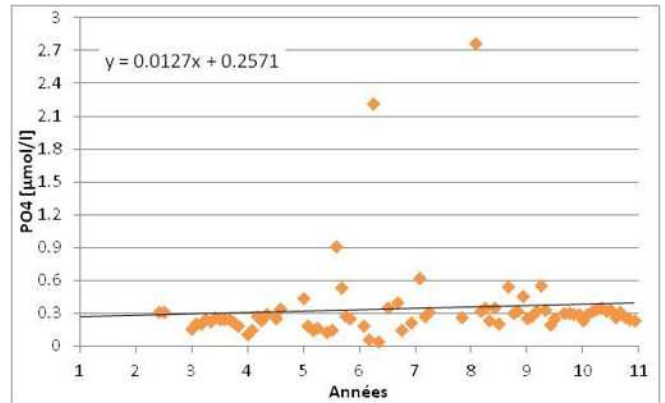
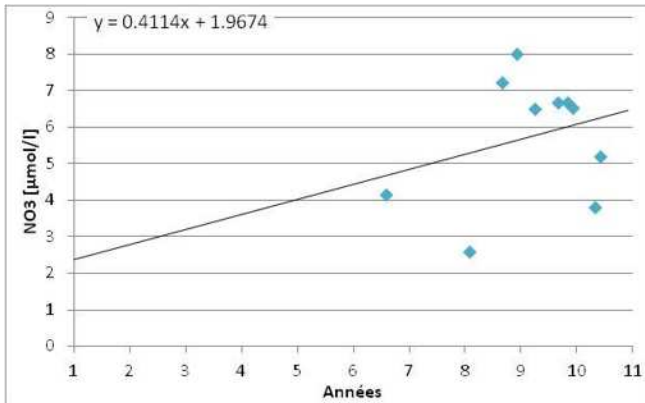


Figure 20.c : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de subsurface en mer Liguro-Provençale

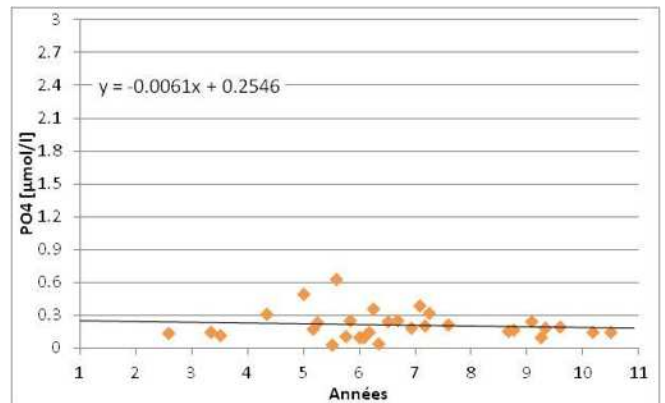
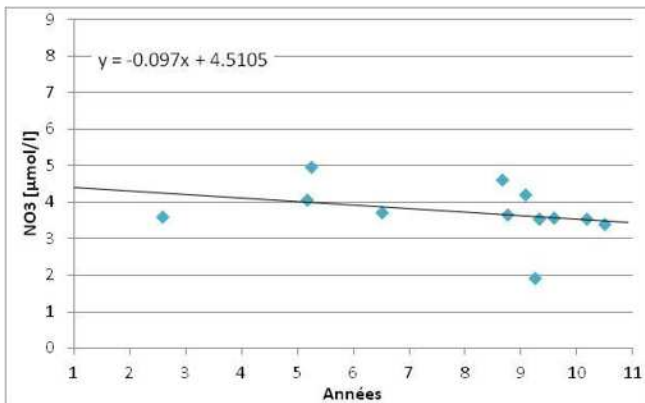


Figure 20.d : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de subsurface en mer Tyrrhénienne

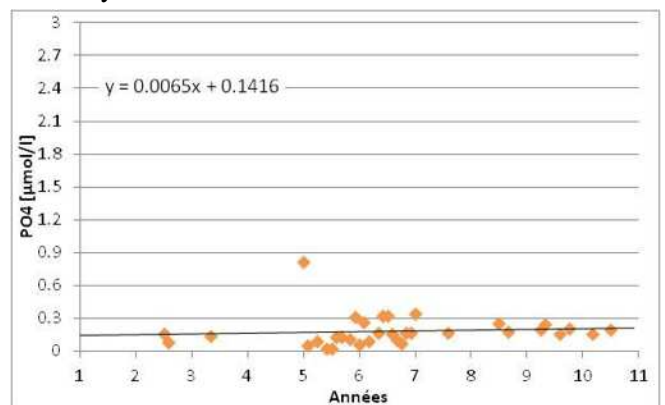
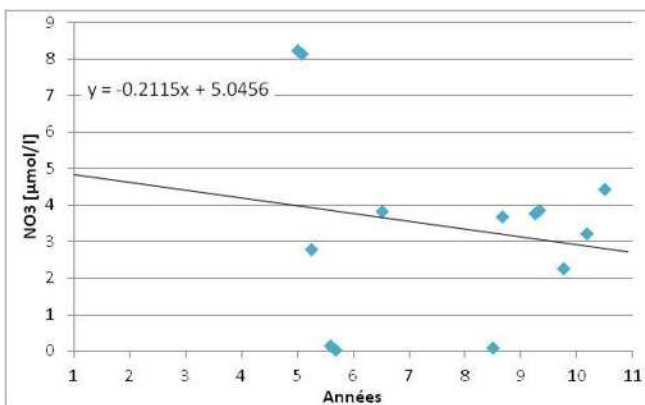


Figure 20.e : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de subsurface au détroit de Sicile

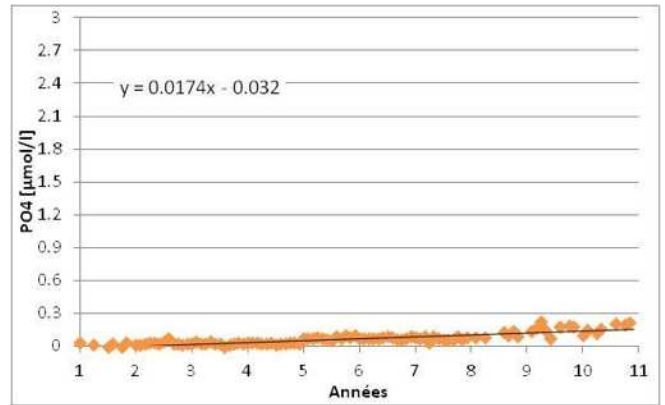
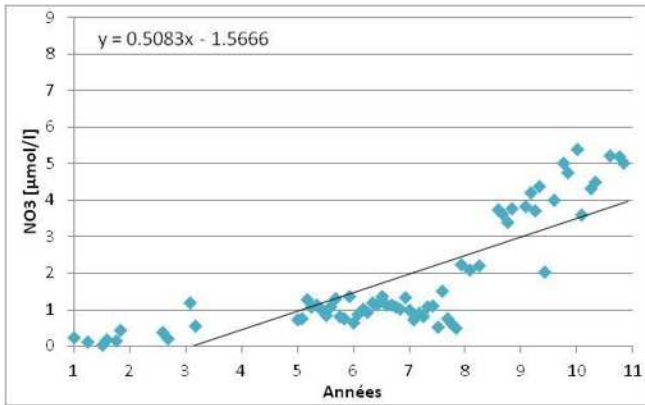


Figure 20.f : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de subsurface en mer Adriatique

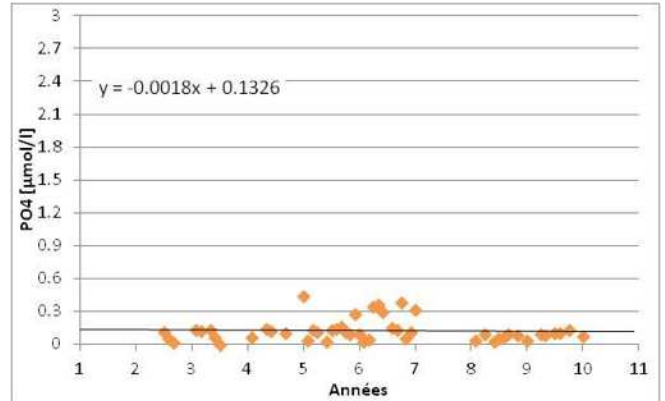
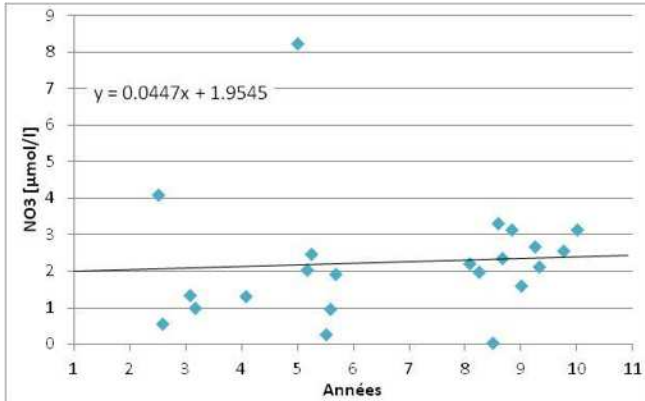


Figure 20.g : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de subsurface en mer Ionienne

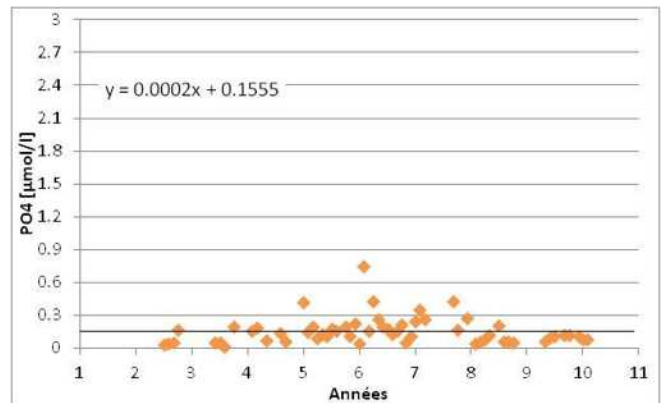
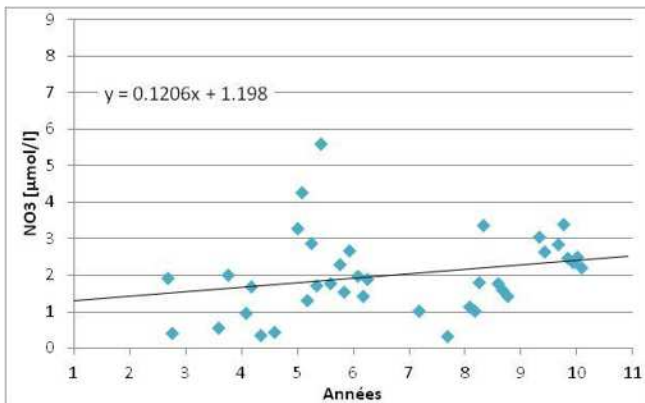


Figure 20.h : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de subsurface en mer Égée

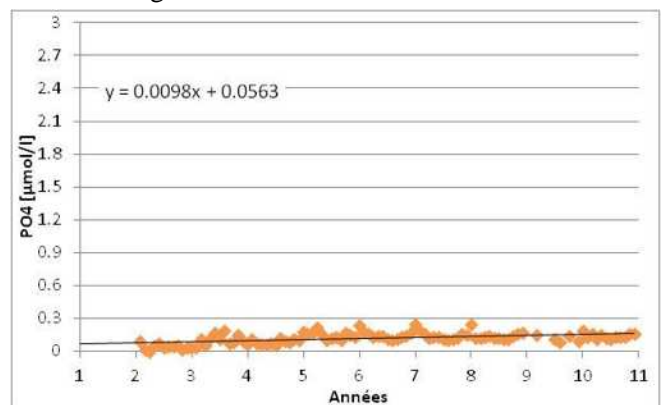
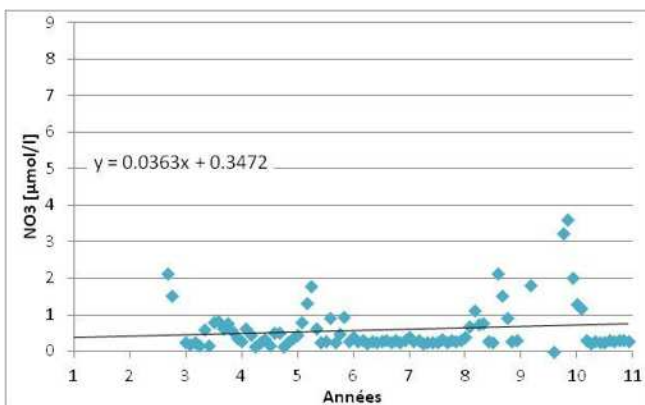


Figure 20.i : Évolution quinquennale des nitrates (en bleu) et des phosphates (en orange) dans les eaux de subsurface en mer Levantine

5- Récapitulation des scénarios et des hypothèses émises

Plusieurs hypothèses ont été émises dans ce présent travail. Le récapitulatif suivant, ainsi que les cartes présentées dans les figures 21, résument ces théories.

En mer d'Alboran, le réchauffement et la salinification des eaux de surface provoque un fort dégazage vers l'atmosphère et contribue à appauvrir les eaux de surface en oxygène. La croissance des teneurs en phosphates entre 0 et 300 m dans cette région serait causée par des rejets urbains croissants (eutrophisation). Par ailleurs, les remontées d'eaux contraintes par la dynamique locale et la variabilité des vents, fait que l'UAO augmente en subsurface, reflétant ainsi la tendance générale de la LIW à la désoxygénation.

Dans le bassin Algérien, les eaux de surface se réchauffent, leur salinité est en augmentation. Pourtant l'oxygène continue à croître dans ces eaux. Parallèlement, les teneurs en phosphates augmentent dans les 300 premiers mètres, indiquant une probable eutrophisation, particulièrement visible à la fin des années 1990, où la nouvelle production bat les records dans le bassin occidental. La diminution de l'oxygène dans les eaux intermédiaires serait alors provoquée par une augmentation de la reminéralisation dans cette couche, alors que sa diminution dans les profondes serait attribuée à un soulèvement des eaux anciennes causé par l'EMT.

Dans la mer Liguro-Provençale, le réchauffement des eaux de surface est maximal, ce qui crée une stratification importante. Le dégazage vers l'atmosphère augmente alors, mais l'oxygène aussi augmente à partir de 1975, essentiellement durant la période printanière. On pense que l'eutrophisation progressive du milieu aiderait à augmenter la production phytoplanctonique et par conséquent la reminéralisation dans les couches sous-jacentes. Cette eutrophisation connaîtra sa fin dans les années 90 avec l'amélioration du traitement des eaux déversées en mer. Cette amélioration de la qualité des eaux va limiter la disponibilité en phosphates, et par ce fait (en plus de la stratification), favoriser des espèces du nano et du picoplancton capable de fixer l'azote. Dans les années 1990, l'affaiblissement des vents entraîne une réduction de la ventilation des eaux. Les eaux anciennes, poussées alors par l'EMT vont se soulever et contribuer à la baisse de l'O₂ et à l'augmentation des nutriments dans les eaux profondes et intermédiaires.

Dans le bassin Tyrrhénien, les eaux de surface se réchauffent. Leur salinité croît également, ce qui favorise la perte de l'oxygène par dégazage. Comme dans le précédent bassin le soulèvement des eaux causé par l'EMT va appauvrir les eaux intermédiaires et profondes en oxygène. Cela dit des influences atmosphériques peuvent influencer localement sur la production et donc, la reminéralisation.

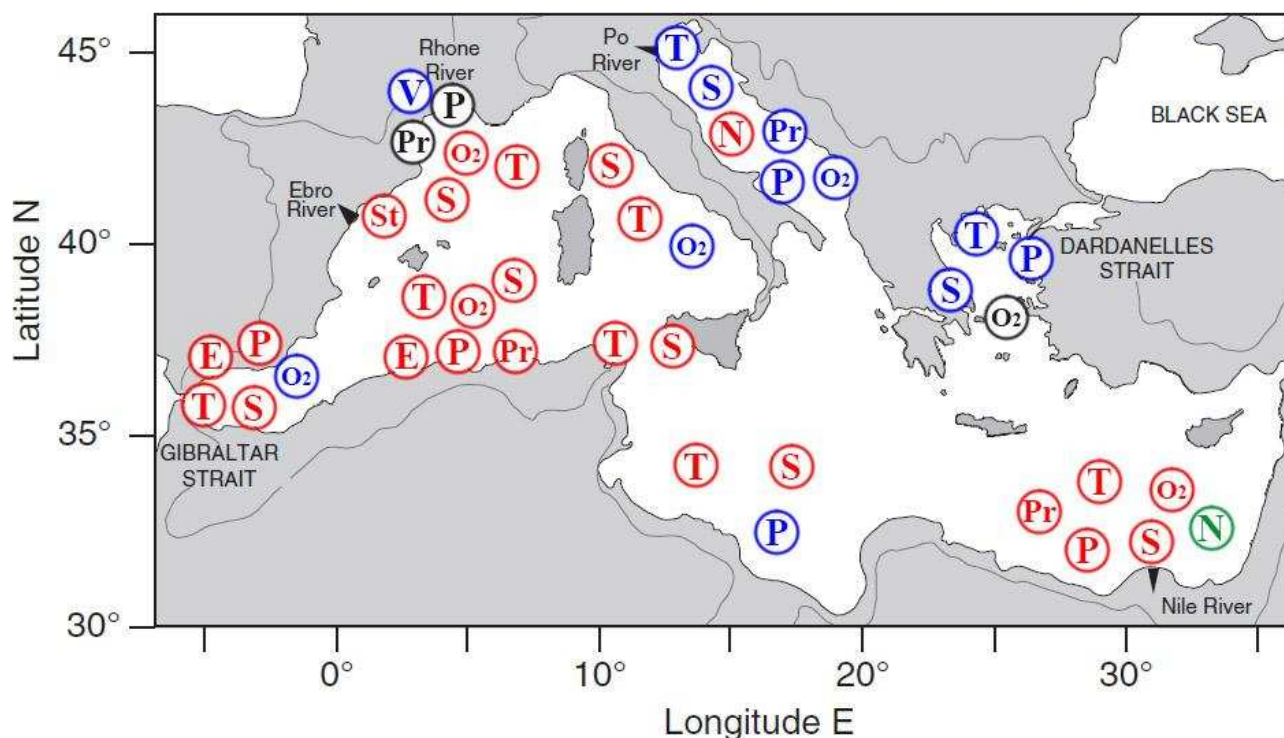
Dans l'Adriatique, les phénomènes atmosphériques et régimes des vents font que les eaux de surfaces ont tendance à se refroidir. Les nitrates augmentent de façon progressive, alors que l'oxygène dissous diminue en surface à partir des années 80. On pense que l'interdiction des phosphates par la loi italienne à partir du milieu des années 1980 participe à la diminution de la production et par conséquent l'appauvrissement en oxygène dans cette zone. La reminéralisation diminuerait donc, dans les couches sous-jacentes. Cependant, l'augmentation des nutriments en subsurface serait due à un soulèvement d'eau anciennes causé par l'EMT, c'est le cas aussi pour l'UAO qui augmente dans cette couche.

En mer Ionienne, les eaux de surface enregistrent un réchauffement comme dans la majeure partie de la Méditerranée. Une diminution des phosphates entre 0 et 300 m, serait en lien avec une diminution des apports fluviaux après des constructions de barrages dans le bassin oriental. Alors que la teneur de l'oxygène dans les eaux intermédiaire ne change pas, probablement à cause d'une déviation de la LIW vers la mer Égée durant la période EMT.

En mer Égée, les eaux de surface se refroidissent comme dans l'Adriatique à cause de phénomènes atmosphériques concernant cette région septentrionale du bassin oriental. L'oxygène dissous augmente durant les années 1980 pour rediminuer ensuite durant les années 90. La construction de barrages autour des effluents du Danube et de la Mer Noire fait baisser la quantité de phosphates déversée en mer à partir des années 1970, ce qui a pour résultat, la diminuer la nouvelle production. Durant la dernière décennie, la mise à disposition d'une quantité importante de matière organique labile dans les eaux sous-jacentes stimule la reminéralisation.

En mer Levantine, le réchauffement des eaux de surface ajouté à la salinification issue d'une diminution du débit du Nil fait diminuer la solubilité de l'oxygène dans l'eau et améliore son dégazage vers l'atmosphère. Pourtant, les eaux de surface continuent à s'enrichir en oxygène, particulièrement au printemps à partir des années 1975. L'augmentation des apports atmosphériques terrigènes en phosphates (mais aussi en silicates et en fer) va stimuler la production biologique. L'augmentation de l'UAO et la reminéralisation en subsurface et dans les eaux intermédiaires appuient cette hypothèse.

Enfin, il y a une tendance générale des eaux de fond à s'enrichir en oxygène, probablement à cause de phénomènes atmosphériques qui modifieraient la ventilation des couches très profondes.



Conclusion

L'étude des variations interannuelles à décennale de l'oxygène dissous en méditerranée nous a permis d'apprendre davantage sur le fonctionnement complexe de la méditerranée. En effet, le système méditerranéen est en perpétuel changement et il dépend de plusieurs facteurs. Dans ce travail il a été montré que :

- Les phénomènes de grande ampleur, comme les grandes oscillations atmosphériques, l'EMT et probablement la WMT peuvent être responsables de grands basculements dans le système méditerranéen et ainsi avoir des conséquences sur le processus dynamique et biogéochimique à de grandes échelles spatio-temporelles.
- Les récents changements climatiques ont une influence sur la température et la stratification des eaux, notamment dans le nord ouest de la méditerranée. Ce qui a des conséquences sur la période de production.
- Les décisions et réglementations propres d'un pays, la construction de barrages, le rejet d'eaux usées, ou l'amélioration de traitement des eaux urbaines peut influencer la qualité des eaux, la composition des communautés phytoplanctoniques locales, la saturation des eaux en oxygène, et la reminéralisation dans les eaux profondes.
- La stimulation de la production phytoplanctonique à l'échelle régionale, accroît la désoxygénation des eaux intermédiaires du fait de la hausse des taux de reminéralisation à ces profondeurs.
- Il est probable que la majeure partie de la production phytoplanctonique en Méditerranée se passe à une profondeur située entre 40 et 50 m. Ce qui rend difficile l'appréciation de cette production par imagerie satellitaire. Des mesures in-situ de chlorophylle et une surveillance continue des paramètres biogéochimiques serait intéressante afin d'approfondir les connaissances du système méditerranéen.
- Enfin, l'application des méthodes d'estimation de la nouvelle production à partir du SNO pourrait être problématique compte tenu de la profondeur à laquelle a lieu la production primaire.

Les facteurs climatiques, dynamiques, anthropiques et biologiques jouent un rôle déterminant dans le cycle de l'oxygène au niveau régional, mais pas uniquement. Ces processus sont à l'origine de modifications dans le cycle de l'azote, du phosphore, de la silice, mais aussi, celui du carbone. C'est dans cette perspective que s'inscrit ce présent travail, car il se révèle alors que l'étude de l'oxygène peut servir de proxy pour établir un « état des lieux » et aider à identifier les changements dans le cycle du carbone et les modifications de la capacité de stockage en méditerranée.

Dans ce présent travail, on a pu constater le manque de données et d'informations concernant le sud de la Méditerranée, plus particulièrement dans le bassin Algérien et la mer Ionienne. Il serait intéressant d'y établir des sites de surveillance et d'y collecter davantage de données afin d'améliorer les connaissances actuelles dans cette partie, pourtant vaste, de la Méditerranée.

Bibliographie

- Aminot A., Chaussepied M., 1983.** Manuel des analyses chimiques en milieu marin. *Centre National pour l'Exploitation des Océans*, Brest, p. 395.
- Anderson L. A., 1995.** On the hydrogen and oxygen content of marine phytoplankton. *Deep Sea Research I*, 42: 1675–1680.
- Astraldi M., Conversano F., Civitarese G., Gasparini G. P., Ribera d'Alcalà M., & Vetrano A., 2002.** Water mass properties and chemical signatures in the central Mediterranean region. *Journal of Marine Systems*, 33, 155-177.
- Béthoux J. P., 1989.** Oxygen consumption, new production, vertical advection and environmental evolution in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(5), 769-781.
- Béthoux J. P., Gentili B., Morin P., Nicolas E., Pierre C., & Ruiz-Pino D., 1999.** The Mediterranean Sea: a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 44(1), 131-146.
- Béthoux, J. P., 1981.** Le phosphore et l'azote en mer Méditerranée, bilans et fertilité potentielle. *Marine Chemistry*, 10(2), 141-158.
- Béthoux J. P., Morin P., Chaumery C., Connan O., Gentili B., & Ruiz-Pino D., 1998.** Nutrients in the Mediterranean Sea, mass balance and statistical analysis of concentrations with respect to environmental change. *Marine Chemistry*, 63, 155–169.
- Béthoux J. P., Morin P., & Ruiz-Pino D. P., 2002.** Temporal trends in nutrient ratios: chemical evidence of Mediterranean ecosystem changes driven by human activity. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(11), 2007-2016.
- Beuvier J., 2011.** Modélisation de la variabilité climatique de la circulation et des masses d'eau en Méditerranée : impacts des échanges océan-atmosphère. ENSTA ParisTech, 202 p.
- Boesch D. F., 2002.** Challenges and opportunities for science in reducing nutrient over-enrichment of coastal ecosystems. *Estuaries*, 25: 744-758.
- Boudjakdji M., 2008.** Etude du cycle biogéochimique du carbone dans le bassin Algéro-provençal. *Magistère en Environnement et Ecosystèmes Littoraux*, ISMAL, 90 p.
- Bozec A., Bouruet-Aubertot P., Béranger K., & Crépon M., 2006.** Mediterranean oceanic response to the interannual variability of a high-resolution atmospheric forcing: A focus on the Aegean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 111(C11).
- Brankart J. M., and Pinardi N., 2001.** Abrupt cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate Water at the beginning of the 1980s: observational evidence and model simulation. *J. Phys. Oceanogr.* 31, 2307-2320.
- Cardin V., Bensi M., & Pacciaroni M., 2011.** Variability of water mass properties in the last two decades in the South Adriatic Sea with emphasis on the period 2006–2009. *Continental Shelf Research*, 31(9), 951-965.
- Civitaresse G., & Gacic M., 2001.** Had the Eastern Mediterranean Transient an impact on the new production in the southern Adriatic? *Geophysical research letters*, 28(8), 1627-1630.

- Coma R., Ribes M., Serrano E., Jiménez E., Salat J., & Pascual J., 2009.** Global warming-enhanced stratification and mass mortality events in the Mediterranean. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(15), 6176-6181.
- Copin-Montégut C., & Begovic M., 2002.** Distributions of carbonate properties and oxygen along the water column (0 2000m) in the central part of the NW Mediterranean Sea (Dyfamed site): influence of winter vertical mixing on air sea CO₂ and O₂ exchanges. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49, 2049-2066.
- Copin-Montégut C., 2000.** Consumption and production on scales of a few days of inorganic carbon, nitrate and oxygen by the planktonic community: results of continuous measurements at the Dyfamed Station in the northwestern Mediterranean Sea (May 1995). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47(3), 447-477.
- de Wit M., et Bendoricchio. G., 2001.** Nutrient fluxes in the Po basin. *Science of the Total Environment* 273: 147–161.
- Doney S.C., Fabry V.J., Feely R.A., Kleypas J.A., 2009.** Ocean acidification: the other CO₂ problem. *Marine Science*, 1, 169-192.
- Dugdale R. C., and J. J. Goering., 1967.** Uptake of new and regenerated nitrogen in primary productivity, *Limnol. Oceanogr*, 12, 196–206
- Dugdale R. C., & Wilkerson F. P., 1988.** Nutrient sources and primary production in the Eastern Mediterranean. *Oceanol. Acta*, 9, 179-184.
- Emerson S., Mecking S., & Abell J., 2001.** The biological pump in the subtropical North Pacific Ocean: Nutrient sources, Redfield ratios, and recent changes. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(3), 535-554.
- Emery W. J., Talley L. D., & Pickard G. L., 2006.** Descriptive physical oceanography. *Elsevier*.
- Ferreira J. G., Andersen J. H., Borja A., Bricker S. B., Camp J., Cardoso da Silva M., Garcés E., Heiskanen A.-S., Humborg C., Ignatiades I., Lancelot C., Menesguen A., Tett P., Hoepffner N., et Claussen U., 2011.** Overview of eutrophication indicators to assess environmental status within the European Marine Strategy Framework Directive. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 93, 117–131.
- Fichaut M., Maudire G., & Larour M., 2002.** Data selection from the medar data base. IFREMER.
- Fofonoff N. P., & Millard R. C., 1983.** Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *UNESCO Technical Papers in Marine Science*. Documents techniques de l'Unesco sur les sciences de la mer, 44.
- Font F., Puig P., Salat J., Palanques A., and Emelianov M., 2007.** Sequence of changes in NW Mediterranean deep water due to exceptional winter of 2005, *Scientia Marina*, 71, 339–346.
- Giani M., Savelli F., Berto D., Zangrando V., Čosović B., & Vojvodić V., 2005.** Temporal dynamics of dissolved and particulate organic carbon in the northern Adriatic Sea in relation to the mucilage events. *Science of the total environment*, 353(1), 126-138.
- GIEC., 2007.** The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press: Cambridge.

- Giorgi F., 2006.** Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8), L08707.
- Guerzoni S., Chester R., Dulac F., Herut B., Loye-Pilot M.D., Measures C., Mignon C., Molinari E., Moulin C., Rossini P., Saydam C., Soudine A., Ziveri P., 1999.** The role of atmospheric deposition in the biogeochemistry of the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 44, 147–190.
- Hurrell J. W., 1995.** Decadal trends in the North Atlantic oscillation. *Science*, 269, 676-679.
- Jacques G., Treguer P., 1986.** Ecosystèmes pélagiques marins. *Collection d'écologie 19 ed.* Masson, Paris, 243 p.
- Jahne B., Munnich K.O. and SIEGENTHALER U., 1979.** Measurements of gas exchange and momentum transfer in a circular wind-water tunnel. *Teks*, 31 : 321-329.
- Karydis M., & Kitsiou D., 2012.** Eutrophication and environmental policy in the Mediterranean Sea: a review. *Environmental monitoring and assessment*, 184(8), 4931-4984.
- Keeling R. F., & Garcia H. E., 2002.** The change in oceanic O₂ inventory associated with recent global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99(12), 7848-7853.
- Keeling R. F., Körtzinger A., & Gruber N., 2010.** Ocean deoxygenation in a warming world. *Annual Review of Marine Science*, 2, 199-229.
- Keeling R. F., Najjar R. P., Bender M. L., & Tans P. P., 1993.** What atmospheric oxygen measurements can tell us about the global carbon cycle. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(1), 37-67.
- Klein B., Roether W., Kress N., Manca B., Ribera D'Alcala M., Souvermezoglou E., Theocharis A., Civitarese G., Luchetta A., 2003.** Accelerated oxygen consumption in eastern Mediterranean deep waters following the recent changes in thermohaline circulation. *Journal of Geophysical Research*. 108(C9):8-1(8107).
- Kress N., Herut B., 2001.** Spatial and seasonal evolution of dissolved oxygen and nutrients in The Southern Levantine Basin (Eastern Mediterranean Sea): chemical characterization of the water masses and inferences on the N : P ratios. *Deep-Sea Research I*, Vol. 48, p. 2347-2372.
- Kress N., Manca B. B., Klein B., & Deponte D., 2003.** Continuing influence of the changed thermohaline circulation in the eastern Mediterranean on the distribution of dissolved oxygen and nutrients: Physical and chemical characterization of the water masses. *Journal of Geophysical Research*, 108(C9), 8109.
- Krom M.D., Kress N., Brenner S. , Gordon, L.I. 1991.** Phosphorus limitation of primary productivity in the eastern Mediterranean Sea. *Limnol. Oceanogr.* 36 (3), 424–432.
- Krom M. D., Brenner S., Kress N., Neori A., & Gordon L. I., 1992.** Nutrient dynamics and new production in a warm-core eddy from the Eastern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(3), 467-480.
- Krom M.D., Woodward E.M.S., Herut B., Kress N., Carbo P., Mantoura R.F.C., Spyrese G., Thingstad T.F., Wassmann P., Wexels-Riserf C., Kitidis V., Law C.S., Zodiatis G., 2005.** Nutrient cycling in the south east Levantine basin of the eastern Mediterranean: Results from a phosphorus starved system. *Deep Sea Research II* 52 (22-23), 2879–2896.

- La Ferla R., & Azzaro M., 2004.** Metabolic CO₂ production in the Mediterranean Sea: A case study for estimating carbon budget in the sea. *Scientia Marina*, 68(S1), 57-64.
- Lavagnini A., Sempreviva A. M., Transerici C., Accadia C., Casaioli M., Mariani S., & Speranza A., 2006.** Offshore wind climatology over the Mediterranean basin. *Wind Energy*, 9(3), 251-266.
- Lionello P., 2012.** The Climate of the Mediterranean Region: From the Past to the Future. *Elsevier insights*. Elsevier, 502 pages.
- Ludwig W., Dumont E., Meybeck M., & Heusser S., 2009.** River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: major drivers for ecosystem changes during past and future decades? *Progress in Oceanography*, 80, 199–217.
- Luterbacher L., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M. & Wanner H., 2004.** European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500. *Science*. 303, 1499-1503.
- Malanotte-Rizzoli P., Artale V., Borzelli-Eusebi G. L., Brenner S., Civitarese G., Crise A., Font J., Gacic M., Kress N., Marullo S., Ozsoy E., Ribera d'Alcalà M., Roether W., Schroeder K., Sofianos S., Tanhua T., Theocharis A., Alvarez M., Ashkenazy Y., Bergamasco A., Cardin V., Carniel S., D'Ortenzio F., Garcia-Ladona E., Garcia-Lafuente J. M., Gogou A., Gregoire M., Hainbucher D., Kontoyannis H., Kovacevic V., Krasakapoulou E., Krokos G., Incarbona A., Mazzocchi M. G., Orlic M., Pascual A., Poulain P.-M., Rubino A., Siokou-Frangou J., Souvermezoglou E., Sprovieri M., Taupier-Letage I., Tintoré J., and Triantafyllou G., 2013.** Physical forcing and physical/biochemical variability of the Mediterranean Sea: a review of unresolved issues and directions for future research. *Ocean Science Discussions.*, 10, 1205-1280.
- Marty J. C., Chiavérini J., Pizay M. D., & Avril B., 2002.** Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western Mediterranean Sea at the DYFAMED time-series station (1991–1999). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(11), 1965-1985.
- Mazzocchi M. G., Christou E. D., Di Capua I., Nival P., & Siokou-Frangou I., 2007.** Temporal variability of *Centropages typicus* in the Mediterranean Sea over seasonal-to-decadal scales. *Progress in Oceanography*, 72, 214-232.
- 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.
- Migon C., Sandroni V., & Béthoux J. P., 2001.** Atmospheric input of anthropogenic phosphorus to the northwest Mediterranean under oligotrophic conditions. *Marine environmental research*, 52(5), 413-426.
- Millot C., 2008.** Short-term variability of the Mediterranean in- and out-flows. *Geophysical Research Letters* 35, L15603..
- Millot C., Taupier-Letage I., 2005.** Circulation in the Mediterranean Sea. In: Saliot, A. (Ed.), *The Handbook of Environmental Chemistry 5 (K)*. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 29–66.

- Minas H. J., Coste B., Le Corre P., Minas M., & Raimbault P., 1991.** Biological and geochemical structures associated with the water circulation through the Strait of Gibraltar and in Western Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research*, 96(C5), 8755–8771.
- Moncheva S., Gotsis-Skretas O., Pagou K., & Krastev A., 2001.** Phytoplankton blooms in Black Sea and Mediterranean coastal ecosystems subjected to anthropogenic eutrophication: similarities and differences. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53(3), 281-295.
- Moutin T., Raimbault P., 2002.** Primary production, carbon export and nutrients availability in western and eastern Mediterranean Sea in early summer 1996 (MINOS cruise). *Journal of Marine Systems*. 33–34, 273–288.
- Mozetič P., Solidoro C., Cossarini G., Socal G., Precali R., Francé J., Bianchi F, Vittor C, Smodlaka N, & Umani S. F., 2010.** Recent trends towards oligotrophication of the Northern Adriatic: evidence from chlorophyll a time series. *Estuaries and Coasts*, 33(2), 362-375.
- Nacef L., 2006.** Etude des variations spatio-temporelles des flux de chaleur à l'interface air-mer en Méditerranée. Application à la prevision climatique. *Magistère en Oceanologie Climatologie*, ISMAL. 101p.
- Najjar R. G., & Keeling R. F., 2000.** Mean annual cycle of the air-sea oxygen flux: A global view. *Global biogeochemical cycles*, 14(2), 573-584.
- 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. 391 p.
- Packard T. T., Minas H. J., Coste B., Martinez R., Bonin M. C., Gostan J, Garfield P., Christensen J., Dortch Q., Minas M., Copin-Montegut G., Copin-Montegut C., 1988.** Formation of the Alboran oxygen minimum zone. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Volume 35, Issue 7, July 1988, Pages 1111-1118.
- Pahlow M., & Riebesell U., 2000.** Temporal trends in deep ocean Redfield ratios. *Science*, 287(5454), 831-833.
- Painter S. C., & Tsimplis M. N., 2003.** Temperature and salinity trends in the upper waters of the Mediterranean Sea as determined from the MEDATLAS dataset. *Continental shelf research*, 23(16), 1507-1522.
- Plattner G. K., Joos F., Stocker T. F., & Marchal O., 2001.** Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming. *Tellus B*, 53(5), 564-592.
- PNUE/PAM, 2012.** État de l'environnement marin et côtier de la Méditerranée, PNUE/PAM - *Convention de Barcelone*, Athènes.
- Redfield A. C., 1942.** The processes determining the concentration of oxygen, phosphate and other organic derivatives within the depths of the Atlantic Ocean.
- Rixen M., Beckers J. M., Levitus S., Antonov J., Boyer T., Maillard C., M. Fichaut, Balopoulos E., Iona S., Dooley H., Garcia M.-J., Manca B., Giorgetti A., Manzella G., Mikhailov N., Pinardi N. & Zavatarelli M., 2005.** The Western Mediterranean deep water: a proxy for climate change. *Geophysical Research Letters*, 32(12).

- Roether W., Klein B., Manca B., Theocharis A., and Kioroglou S., 2007.** Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s. *Progress in Oceanography*, 74, 540–571.
- Roether W., & Well R., 2001.** Oxygen consumption in the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 48(6), 1535-1551.
- Sandroni V., Raimbault P., Migon C., Garcia N., & Gouze E., 2007.** Dry atmospheric deposition and diazotrophy as sources of new nitrogen to northwestern Mediterranean oligotrophic surface waters. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(11), 1859-1870.
- Sarmiento J. L, Hughes T. M. C, Stouffer R. J, Manabe S., 1998.** Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature*, 393:245–49
- Schlitzer R., 2012.** Ocean Data View, <http://odv.awi.de>, 2012.
- Schneider A., Tanhua T., Körtzinger A., & Wallace D. W., 2010.** High anthropogenic carbon content in the eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 115(C12).
- Schneider A., Tanhua T., Roether W., & Steinfeldt R., 2013.** Changes in ventilation of the Mediterranean Sea during the past 25 yr. *Ocean Science Discussions*, 10(4), 1405-1445.
- Send U., Font J., Krahnemann G., Millot C., Rhein M., and Tintoré J., 1999.** Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 44, 37–64.
- Smith R. O., Bryden H. L., & Stansfield K., 2008.** Observations of new western Mediterranean deep water formation using Argo floats 2004? 2006. *Ocean Science*, 4(2), 133-149.
- Somot S., 2005.** Modélisation climatique du bassin méditerranéen : Variabilité et scénarios de changement climatique. *Doctorat en Physique du Climat*, Université Toulouse III. 239 p.
- Stramma L., Johnson G. C., Sprintall J., & Mohrholz V., 2008.** Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *Science*, 320(5876), 655-658.
- Stramma L., Schmidtko S., Levin L. A., & Johnson G. C., 2010.** Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(4), 587-595.
- The MerMex Group :** Durrieu de Madron X., Guieu C., Sempéré R., Conan P., Cossa D., d’Ortenzio F., Estournel C., Gazeau F., Rabouille C., Stemmann L., Bonnet S., Diaz F., Koubbi P., Radakovitch O., Babin M., Baklouti M., BanconMontigni C., Belviso S., Bensoussan N., Bonsang B., Bouloubassi I., Brunet C., Cadiou J. F., Carlotti F., Chami M., Charmasson S., Charrière B., Dachs J., Doxaran D., Dutay J. C., Elbaz-Poulichet F., Eléaume M., Eyrolles F., Fernandez C., Fowler S., Francour P., Gaertner J. C., Galzin R., Gasparini S., Ghiglione J. F., Gonzalez J. L., Goyet C., Guidi L., Guizien KL. E., Heimbürger L. E., Jacquet S. H. M., Jeffrey W. H., Joux F., Le Hir P., Leblanc K., Lefèvre D., Lejeusne C., Lemé R., Loye-Pilot M. D., Mallet M., Méjanelle L., Mélin F., Mellon C., Mérigot B., Merle P. L., Migon C., Miller W. L., Mortier L., Mostajir B., Mousseau L., Moutin T., Para J., Pérez T., Petrenko A., Poggiale J. C., Prieur L., Pujo-Pay PulidoVillena M., Raimbault P., Rees A. P., Ridame C., Rontani J. F., Ruiz Pino D., Sicre M. A., Taillandier V., Tamburini C., Tanaka T., Taupier-Letage I., Tedetti M., Testor P., Thébault H., Thouvenin B., Touratier F., Tronczynski J., Ulses C., Van Wambeke F.,

- Vantrepotte V., Vaz S and Verney R., 2011.** “Marine Ecosystems’ Responses to Climatic and Anthropogenic Forcings in the Mediterranean”. *Progress in Oceanography*, Vol. 91, No. 2, 2011, pp. 97-166.
- Theocharis A., Klein B., Nittis K., and Roether W., 2002.** Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997–1999). *Journal of Marine Systems*, 33–34, 91–116.
- Turley C. M., 1999.** The changing Mediterranean Sea: a sensitive ecosystem? *Progress in Oceanography*, 44, 387–400.
- UNEP/MAP/BP/RAC, 2005.** A sustainable future for the Mediterranean. United Nations Environment Programme, Mediterranean Action Plan, Blue Plan Regional Activity Centre, Vallbone.
- Van Dijken G. L., and K. R. Arrigo., 1996.** Ocean color remote sensing of the southeastern Mediterranean Sea. *Eos Trans. American Geophysical Union*, 76(3), 167.
- Wanninkhof R., 1992.** Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 97(C5), 7373-7382.
- Weiss R. F., & Kyser T. K., 1978.** Solubility of krypton in water and sea water. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 23(1), 69-72.
- Weiss R. F., 1970, August.** The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *In Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 17, No. 4, pp. 721-735). Elsevier.
- Whitney F. A., Freeland H. J., & Robert M., 2007.** Persistently declining oxygen levels in the interior waters of the eastern subarctic Pacific. *Progress in Oceanography*, 75(2), 179-199.
- Zenetos A., Sioku-Frangou I., Gotsis-Skretas O., and Groom S., 2002.** The Mediterranean Sea. In: Europe’s biodiversity – biogeographical regions and seas. *European Environment Agency*.
- Zervakis V., & Georgopoulos D., 2002.** Hydrology and circulation in the North Aegean (eastern Mediterranean) throughout 1997 and 1998. *Mediterranean Marine Science*, 3(1), 5-19.
-

1- Calcul de la température potentielle

A1	A2	A3	B1	B2
-2.1687e-16	1.8676e-14	-4.6206e-13	2.7759e-12	-1.1351e-10
C1	C2	C3	D1	E1
-5.4481e-14	8.733e-12	-6.7795e-10	1.8741e-8	-4.2393e-8
E2	F1	F2	F3	G1
1.8932e-6	6.6228e-10	-6.836e-8	8.5258e-6	3.5803e-5

Constantes pour le calcul de la solubilité de la température potentielle selon l'algorithme de Bryden (1973).

2- Calcul de la solubilité

Gaz : O ₂	A1	A2	A3	A4
	-173,4292 (-173,9894)	249,6339 (255,5907)	143,3483 (146,4813)	-21,8492 (-22,2040)
	B1	B2	B3	
	-0,033096 (-0,037362)	0,014259 (0,016504)	-0,0017000 (-0,0020564)	

Constantes pour le calcul de la solubilité de l'oxygène dissous dans l'eau exprimée en ml l⁻¹ (entre parenthèses exprimée en µmol kg⁻¹) à l'aide de la relation polynomiale (1) du deuxième chapitre (Oudot, 1990).

Afin d'obtenir la solubilité en µmol l⁻¹, nous multiplions le résultat obtenu en µmol kg⁻¹ par la densité de l'eau de mer (en kg l⁻¹).

3- Calcul du nombre de Schmidt

$$Sc = A - Bt + Ct^2 - Dt^3$$

Où : t : température en °C.

A, B, C et D : constantes données dans le tableau suivant.

Gaz: O ₂	A	B	C	D
	1953,4	128,00	3,9918	0,050091

Coefficients expérimentés par Jähne et al. (1978) et utilisés pour le calcul du nombre de Schmidt dans l'eau de mer pour l'oxygène dissous.