

Liste des tableaux:

Tableau	Titre	Page
1	Caractéristiques du NADW et sa comparaison avec autres types d'eaux.	26
2	Bilan des volumes d'eau entrant et sortant.	31
3a	Représentation des valeurs moyennes météorologiques obtenus en janvier, février et mars 2004.	54
3b	Représentation des valeurs moyennes des paramètres physico-chimiques en Janvier, février et mars 2004.	55
4a	Représentation des valeurs moyennes météorologiques obtenues en avril, mai et juin 2004.	56
4b	Représentation des valeurs moyennes des paramètres physico-chimiques en avril, mai et juin 2004.	56
5a	Représentation des valeurs moyennes météorologiques obtenues en juillet, août et septembre 2004.	57
5b	Représentation des valeurs moyennes des paramètres physico-chimiques en juillet, août et septembre 2004.	58
6	Proportion des éléments nutritifs dans l'eau de mer.	71
7	Masses d'eaux durant la phase du mélange vertical hivernal et leur richesse dans le bassin Liguro - provençal relative en phosphore minéral.	82
8	Répartition verticale et spatiale de la concentration de divers éléments dissous, impliqués dans le cycle biologique.	83

Liste des symboles:

Symbole	Explication
WOCE	World Ocean Circulation Experiment.
JGOFS	Joint Global Ocean Fluxes.
NADW	North Atlantic Deep Water.
LSW	Labrador Sea Water.
WSBW	Weddel Sea Bottom Water.
DNADW (NADW)	Deep North Atlantic Deep Water.
AUO	Utilisation Apparente d'Oxygène.
CO ₂	Dioxyde de carbone.
O ₂	Oxygène.
σ	Densité.
Sv	Unité Sverdrup $1.10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.
Golf stream	Courant océanique.
HP	Haute Pression.
BP	Basse Pression.
T°C	Température.
S‰	Salinité.
AT	Alcalinité Totale.
PO ₄ ³	Orthophosphate.
SO ₄	Silicate.
NO ₃	Nitrate.
K _t	Coefficient d'échange gazeux.
MSSO	Maximum Sub-Superficiel d'Oxygène.
ppm	partie par million.
Org	Organique.
Inorg	Inorganique.

Liste des figures:

Figure	Titre	Page
1	Exemple de système dépressionnaire venant de la région équatoriale.	19
2	Carte des océans montrant la dynamique du Golfe Stream.	20
3	Photographie satellitaire montrant les variations des températures superficielles des masses d'eau dans le Golfe Stream.	21
4	Mécanisme du Golfe Stream.	23
5	La Mer de Norvège (Méditerranée polaire), région de formation du NADW.	24
6	Circulation thermohaline atlantique.	25
7	Morphologie des bassins méditerranéen et occidental région de formation d'eau profonde.	29
8	Bassin méditerranéen occidental.	32
9	Carte de circulation des eaux de surface en été dans le bassin occidentale.	33
10	Carte représentant le bassin Liguro-Provençal.	37
11	Position des stations de notre sortie PAPADOC.	47
12	Sonde d'oxygène dissous.	52
13	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles des températures de la station 1 (janvier, février et mars 2004).	59
14	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles des températures de la station 2 (avril, mai et juin 2004).	59
15	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles des températures de la station 3 (juillet, août et septembre 2004).	59
16	Circulation dans un plan vertical, constituée principalement d'une convergence C et de deux divergences D et DL.	61
17	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de salinité station 1 (janvier, février et mars 2004).	63
18	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de salinité station 2 (avril, mai et juin 2004).	63
19	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de salinité station 3 (juillet, août et septembre 2004).	63
20	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de densité station 1 (janvier, février et mars 2004)	64
21	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de densité station 2 (avril, mai et juin 2004).	64
22	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de densité station 3 (juillet, août et septembre 2004).	64
23	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de l'oxygène station 1 (janvier, février et mars 2004).	66
24	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de l'oxygène station 2 (avril, mai et juin 2004).	66
25	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de l'oxygène station 3 (juillet, août et septembre 2004).	66

26	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de phosphate station 1 (janvier, février et mars 2004).	70
27	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de phosphate station 2 (avril, mai et juin 2004).	70
28	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de phosphate station 3 (juillet, août et septembre 2004).	70
29	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de nitrate station 1 (janvier, février et mars 2004).	72
30	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de nitrate station 2 (avril, mai et juin 2004).	72
31	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de nitrate station 3 (juillet, août et septembre 2004).	72
32	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de silicate station 1 (janvier, février et mars 2004).	74
33	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de silicate station 2 (avril, mai et juin 2004).	74
34	Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de silicate station 3 (juillet, août et septembre 2004).	74
35	Coupe selon la radiale Nice-Calvi montrant les convergences et divergences.	75
36	Modélisation des différentes masses d'eaux présentes dans le bassin Liguro - Provençal	82

Table des matières:

	Pages
1. Introduction.....	14
Généralités.	
Généralités.....	16
1. Le Golfe Stream	17
1.1. L'Océan Atlantique.....	17
1.2. Régime des vents.....	18
1.3. Naissance du Golfe Stream	18
1.4. Mécanisme.....	22
1.5. La Mer Méditerranée.....	26
1.6. Grand traits morphologiques.....	27
1.6.1. Méditerranée occidentale.....	27
1.6.2. Méditerranée orientale.....	28
1.7. Météorologie.....	30
1.8. Bilan en eau.....	30
1.9. La Circulation en Méditerranée.....	31
1.10. Circulation des eaux de surface.....	34
1.11. Circulation des eaux dans le bassin Liguro-Provençal.....	35
1.12. Structure horizontale de surface.....	36
1.13. Structure vertical.....	38
1.14. Les Gaz réactifs l'O ₂ et le CO ₂	39
1.15. L'O ₂ dissous.....	39
1.16. Le CO ₂	42
1.17. Les Processus affectant les gaz réactifs dans l'eau de mer.....	43
1.17.1. La Photosynthèse.....	44
1.17.2. La Respiration.....	44
Matériels et méthodes.	
2. Matériels et méthodes.....	45
2.1. Techniques d'échantillonnage et stratégie.....	46
2.2. Techniques d'échantillonnage et difficultés rencontrées.....	48
2.3. Stratégie d'échantillonnage.....	49

2.4. Réalisation pratique.....	49
2.5. Mesures <i>in situ</i>	49
2.6. Mesures à bord à partir d'eau pompée en continu.....	50
2.7. Dosages des éléments nutritifs (nitrates NO_3 et les Orthophosphates PO_4^{3-}).....	50
2.8. L'O ₂ dissous.....	51

Résultats.

3. Résultats	54
3.1. Conditions climatiques lors des sorties de janvier- février- mars 2004.....	54
3.1.1. Les paramètres physico-chimiques de la station 1.....	54
3.2. Conditions climatiques lors des sorties d'avril- mai- juin 2004.....	55
3.3. Conditions climatiques lors des sorties de juil- août- septembre 2004.....	57
3.4. Interprétation des mesures des paramètres physico-chimiques.....	58
3.4.1. La température.....	58
3.4.2. La salinité et densité.....	60
3.4.3. L'O ₂ dissous	65
3.4.3.1. L'O ₂ dans les eaux de surface du bassin Liguro-provençal.....	65
3.4.3.2. L'O ₂ dans les eaux intermédiaires.....	68
3.4.3.3. L'O ₂ dans les eaux profondes.....	68
3.5. Analyse des éléments nutritifs PO_4 , NO_3 , SO_4	69
3.6. Mécanisme d'enrichissement en sels nutritifs dans le bassin Liguro-provençal.....	75

Discussion et Conclusion

4. Discussion et Conclusion	78
5. Références bibliographiques	87
Annexes	95

« L'eau de mer est le résultat du lavage de toute la surface du globe; ce sont en quelque façon les rinçures du grand laboratoire de la nature, on doit donc s'attendre à trouver réunis dans cette eau tous les sels qui peuvent se rencontrer dans le règne minéral ». **Lavoisier (1760).**

« The JGOFS programme aims to understand the spatial and temporal variations in the fluxes of carbon and associated biologically important elements. It is well known that coastal and marginal seas account for a significant portion of the primary productivity in the oceans. In addition, these regions could also act as sources or sinks for several biogenic elements relative to the open ocean. Therefore, the study of fluxes of carbon and associated elements in the coastal oceans and marginal seas would be a critical requirement for any program dealing with global budgets » **JGOFS, PARIS, 1987**

La plupart des programmes d'océanographie physique sont liés au WOCE (World Ocean Circulation Experiment), et au GOFS (Global Ocean Fluxes, flux de carbone, et de matière vivante, etc....).

Introduction.

La Méditerranée Occidentale est un lieu de formation d'eaux profondes, (Béthoux et Prieur (1983), nous savons que ce type de phénomène existe à une échelle beaucoup plus grande dans les océans. Il s'agit d'un gigantesque courant d'eau qui traverse tous les océans en zigzag et à 2 niveaux : les eaux chaudes en surface et les eaux froides au fond. Cette sorte de boucle géante de flux marins est similaire à un tapis roulant, principal moteur du climat mondial selon (Keefer et *al.*, (2000) appelé Golfe Stream. Avec ses courants permanents, associés aux vents très puissants, il permet d'amorcer des mouvements océaniques. Aux abords de l'Europe, il se sépare en 2 ramifications : une dirigée vers l'Islande et l'autre vers l'île des Açores.

Arrivées à l'extrême nord de la Norvège, et au niveau des côtes du Portugal, les 2 ramifications du Golfe Stream sont refroidi à hauteur de +2°C environ, leur salinité a fortement augmenté en raison de l'évaporation ainsi que leur densité, cet ensemble de perturbations va provoquer une élévation de la masse de l'eau qui plonge comme l'explique (Wallace et Dudek, (2003) dans les couches océaniques inférieures.

Au départ, c'est dans la mer de Norvège, du Labrador et du Groenland que ces eaux coulent et forment un courant profond appelé le North Atlantic Deep Water (NADW) (Smythe et *al.*, (1985). Ce phénomène est très important : $20 \text{ à } 30.10^6 \text{ m}^3 / \text{s}$ plongent ainsi dans l'océan Atlantique Nord. Ces eaux prennent ensuite le mouvement de la dérive d'Ouest et elle se répand dans l'océan Indien et le pacifique (Keefer et *al.*, (2000). Une partie de ce courant est induit dans une circulation cyclonique dans la région équatoriale de l'Atlantique, de ce fait une dérive nord atlantique franchit la dorsale médio océanique vers l'Europe du nord, une partie rentre dans l'océan arctique et une partie part vers le sud et alimente le courant des Canaries qui descend le long du Maroc et probablement une fraction de ce courant passe par le détroit de Gibraltar, et une partie rejoint ce qui va devenir le courant équatorial nord avec une vitesse moyenne de 7 milles / 24 h, n'entraînant vraisemblablement que des eaux superficielles.

C'est à ce stade du phénomène que se situe notre problématique et c'est ainsi qu'on s'est proposé dans ce travail de confirmer ou infirmer l'existence de courants marins semblables au système du Golfe Stream en méditerranée et de les situer.

La plongée permanente du courant de dérive nord Atlantique contribue annuellement à enfuir un milliard de tonnes de CO₂ atmosphérique dissous dans les eaux de surface de l'Atlantique Nord. Ce CO₂ pouvant être piégé dans les couches profondes pour des siècles, d'où la ressemblance du procédé avec ce qui se passe dans le bassin occidental Méditerranéen.

Ce paramètre est contrôlé par les facteurs physiques tels que la température (solubilité), circulation des masses d'eaux (advection, diffusion) vent, échanges gazeux en surface avec l'atmosphère au niveau de l'interface air-mer et surtout par des facteurs biologiques.

La production primaire qui se produit dans la couche de surface joue le rôle le plus important, lors de la photosynthèse, elle augmente les concentrations en O_2 en faisant diminuer parallèlement la quantité de CO_2 . La respiration des organismes marins et la dégradation de la matière organique dans les couches profondes diminuent la concentration en O_2 dissous et augmente la concentration en CO_2 . De nombreuses données ont montré que le climat mondial s'est réchauffé au cours des 150 dernières années (Hengeveld, (2000) et les 10 années les plus chaudes consignées dans les annales météorologiques ont toutes eu lieu au cours des 15 dernières années (Hengeveld, (2000).

Sachant que si la formation d'eau profonde dans les mers de Norvège, du Labrador et du Groenland venait à s'arrêter, et si la cellule anticyclonique de l'Atlantique venait à s'arrêter, on pourrait donc craindre avec raison, comme le suggèrent Ruddiman et Glover en 2002, un arrêt ou un fort ralentissement du Golfe Stream à cause du probable réchauffement climatique dû à l'effet de serre, provoqué surtout par l'activité humaine, essentiellement industrielle, qui génère des quantités phénoménales de CO_2 , d'où l'importance de la formation des eaux profondes. De plus, si les courants marins ralentissent, les couches supérieures de la mer s'acidifieront plus rapidement et la mer pourrait absorber moins de CO_2 , voire en relarguer, et ainsi augmenter les taux atmosphériques de gaz à effet de serre. La température de l'hémisphère nord augmenterait et causerait une pénurie en ressources d'eau dans le sud, le sud - est de l'Europe, et dans les régions arides et semi - arides comme l'Afrique du nord en élevant la fréquence et l'intensité des sécheresses et des inondations (Fantechi et Ghazi (1989). Ainsi, on s'est proposé, si toutefois un phénomène similaire au Golfe Stream existe en méditerranée, d'aborder l'étude de son rôle dans l'absorption du CO_2 anthropique.

Pour cela, nous avons analysé l' O_2 dissous et les résultats obtenus ont servi de composante principale et d'autres paramètres physico-chimiques comme la température, la salinité, la densité et les sels nutritifs.

Sachant également, que depuis plus que 10 ans, les problèmes liés à la pollution et aux changements climatiques, sont devenus ces dernières années une préoccupation permanente pour les pouvoirs publics, les scientifiques et même la société et un très grand nombre de mesures, entrant dans le cadre de programmes de recherche internationaux, ont été effectuées pour évaluer la capacité de l'océan à absorber le CO_2 que l'industrie humaine relâche de façon croissante dans l'atmosphère.

GENERALITES.

1. Le Golfe Stream.

1.1. L'Océan Atlantique.

Pour connaître le phénomène du Golfe Stream, on donne un aperçu sur l'océan Atlantique et sur le régime de ses vents (fig.1), principalement dans l'Atlantique Nord. Sa longueur totale est de 6200 milles (1 mille $\approx$ 1,5 Km) et sa superficie totale $88 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ constituant: 24.3% de l'océan mondial. Son resserrement le plus mince se trouve près de l'équateur entre le Brésil et l'Afrique: 1530 milles et à partir de ce resserrement, on parle du Nord Atlantique et Sud Atlantique (Bishop et *al.*, (1977).

Cet océan couvre une grande latitude où existe une diversité climatique, froid au Nord et chaud à l'équateur et un important apport en eau de ruissellement qui représente la moitié des eaux de ruissellement de la terre: $50 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (Jaeger, (1983) avec un ensemble de bassins versants drainés 4 fois plus important que ceux des océans Indien ou Pacifique. C'est un océan contrasté et actif du point de vue hydrologique à cause d'un grand étalement sur les latitudes à l'origine d'un important gradient de température.

Sur le bord ouest :

- Mer des Antilles,
- Golfe du Mexique,
- Le Golfe du Saint-Laurent,
- La Baie d'Hudson,
- La Mer de Baffin.

Sur le bord Est :

- La Méditerranée,
- La Mer d'Irlande,
- La Manche,
- La Mer du Nord,
- La Baltique.

Vers le Nord :

- La Mer de Norvège (Méditerranée polaire),
- Bassin polaire nord.

1.2. Régime des vents.

En Atlantique Nord, existe une pression subtropicale, les alizés (annexe 2) qui soufflent sur les régions subtropicales en allant des hautes pressions (HP) vers les basses pressions (BP). Les alizés impliquent des courants d'Est en Ouest et permettent l'installation d'un courant anticyclonique appelé courant équatorial nord. Les alizés du Nord Est sont des vents réguliers mais moins forts que les alizés du sud qui ne dépassent pas 11 nœuds (Le Tureau et *al.*, (1983).

Au Nord Est, les BP sont concentrées en Islande, surtout en hiver. Si on passe des HP vers les basses pressions BP, la circulation devient à dominance Ouest - Est, circulation de vents importante mais moins régulière et devient moins importante à l'approche des continents. Le système de vents, partant du système de HP Arctique qui s'abattent sur l'Islande est caractérisé par des vents d'Ouest importants, surtout sur les côtes Est (fig.1).

1.3. Naissance du Golf Stream.

Le Golfe Stream est un épiphénomène ou phénomène accessoire accompagnant un événement essentiel, c'est à dire la partie émergée de la circulation thermohaline mondiale (figs.2 et 6). C'est un très grand courant océanique permanent et chaud de l'Atlantique Nord, il est en fait une partie d'un plus grand courant. Tout commence en Atlantique Nord où existe un courant anticyclonique qui s'appelle le courant équatorial nord, il part des îles du Cap Vert puis fusionne avec un courant venant des Guyanes à 55°O, c'est à dire dans la mer des Antilles. Ce courant entre dans le Golf du Mexique précisément dans le canal du Yucata et sort par le détroit de Floride à une vitesse de 4 à 5 nœuds (fig. 2).

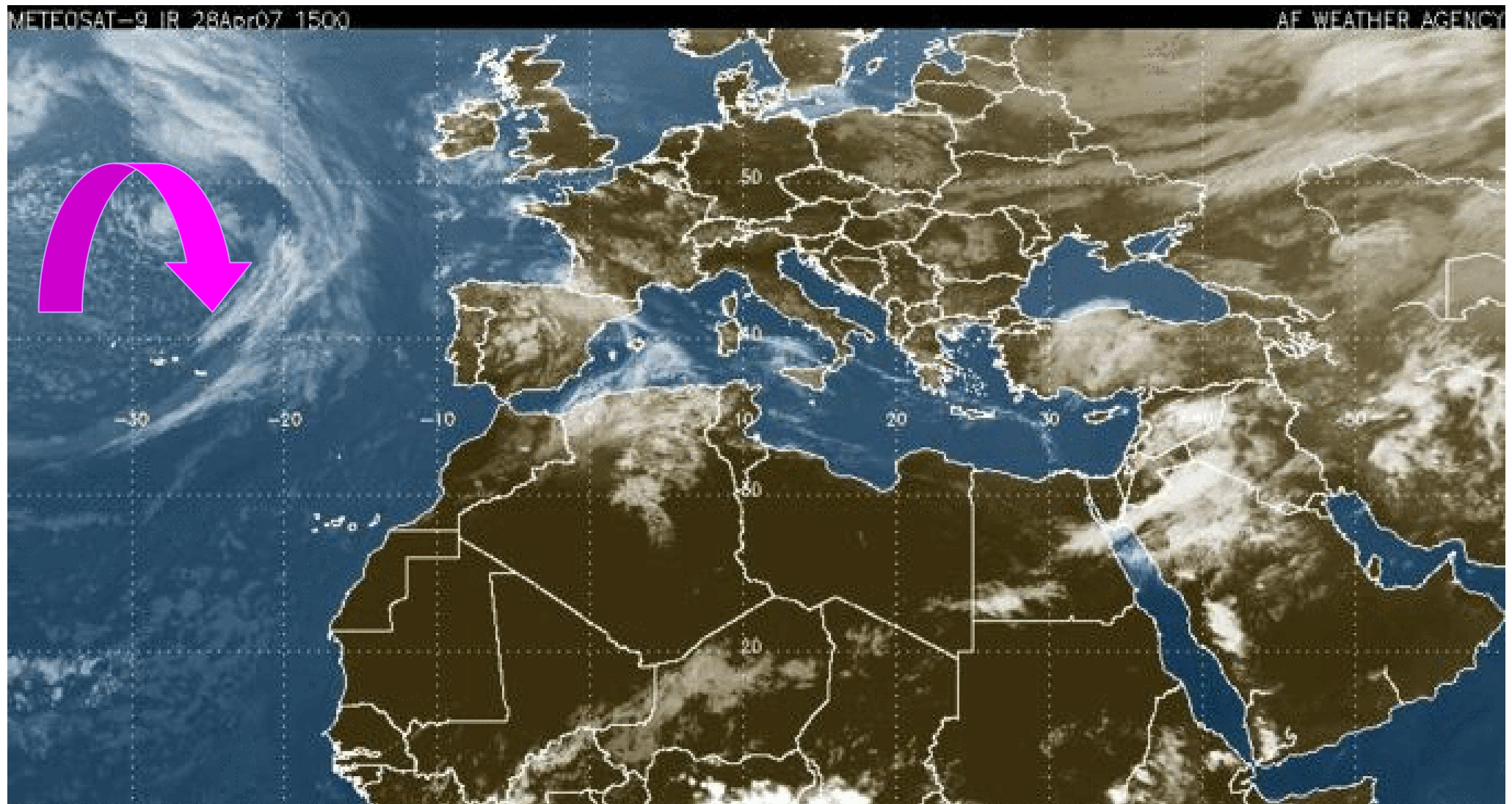


Figure 1: Exemple de système dépressionnaire venant de la région équatoriale. Flèche violette: un système de Haute Pression se dirigeant vers la Méditerranée (www.encarta.msn.com).

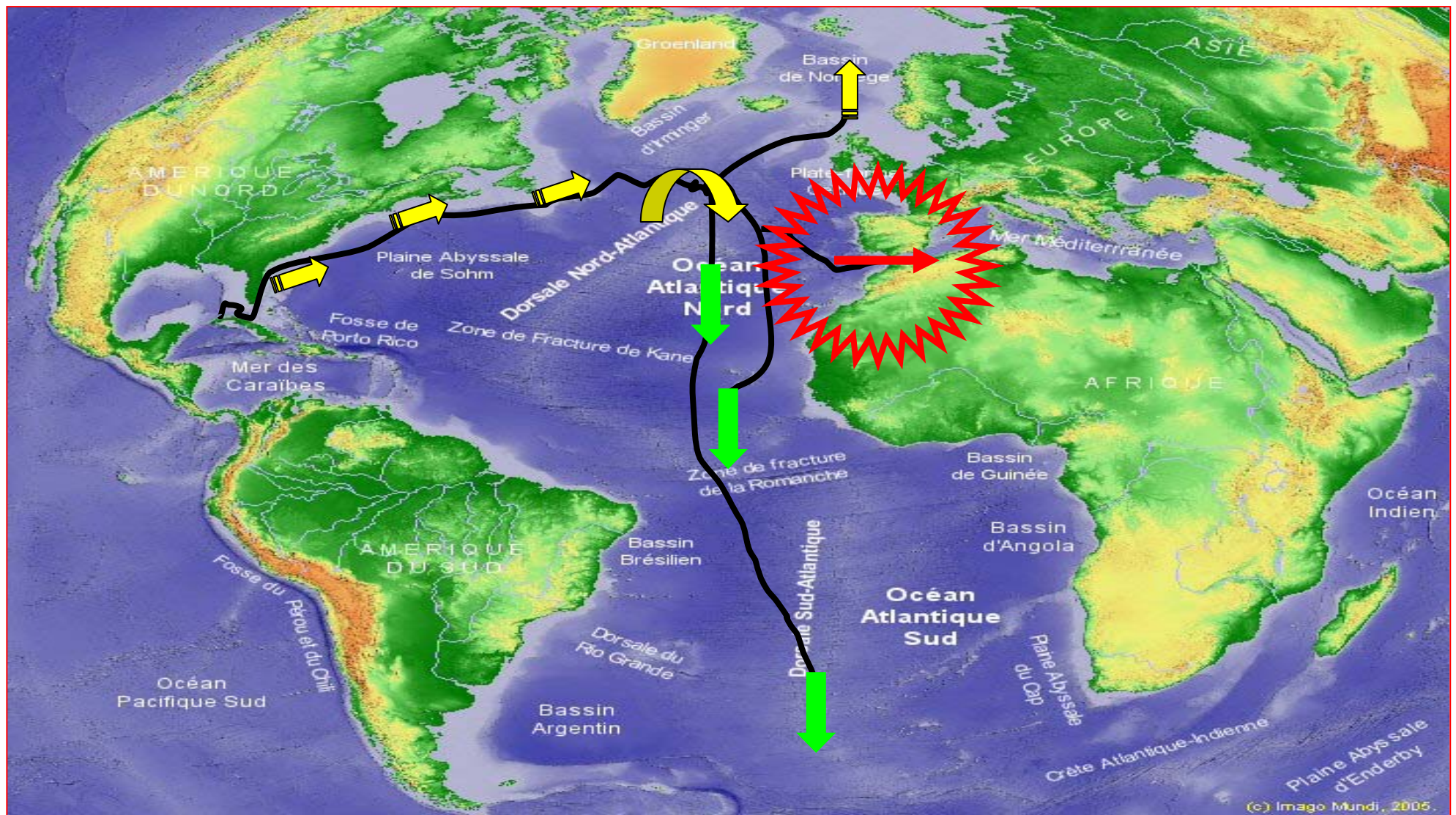


Figure 2: Carte des océans montrant la dynamique du Golfe Stream. Les flèches jaunes représentent les directions que le courant du Golfe Stream empreinte, se dirigeant en mer de Norvège (région de formation du NADW) et vers l'océan antarctique. Les flèches vertes celles du courant équatorial nord dont une partie se dirigeant vers le détroit de Gibraltar (flèche rouge encadrée d'une étoile). (www.wikipedia.org).

Différentes masses d'eaux, constituant le Golfe Stream

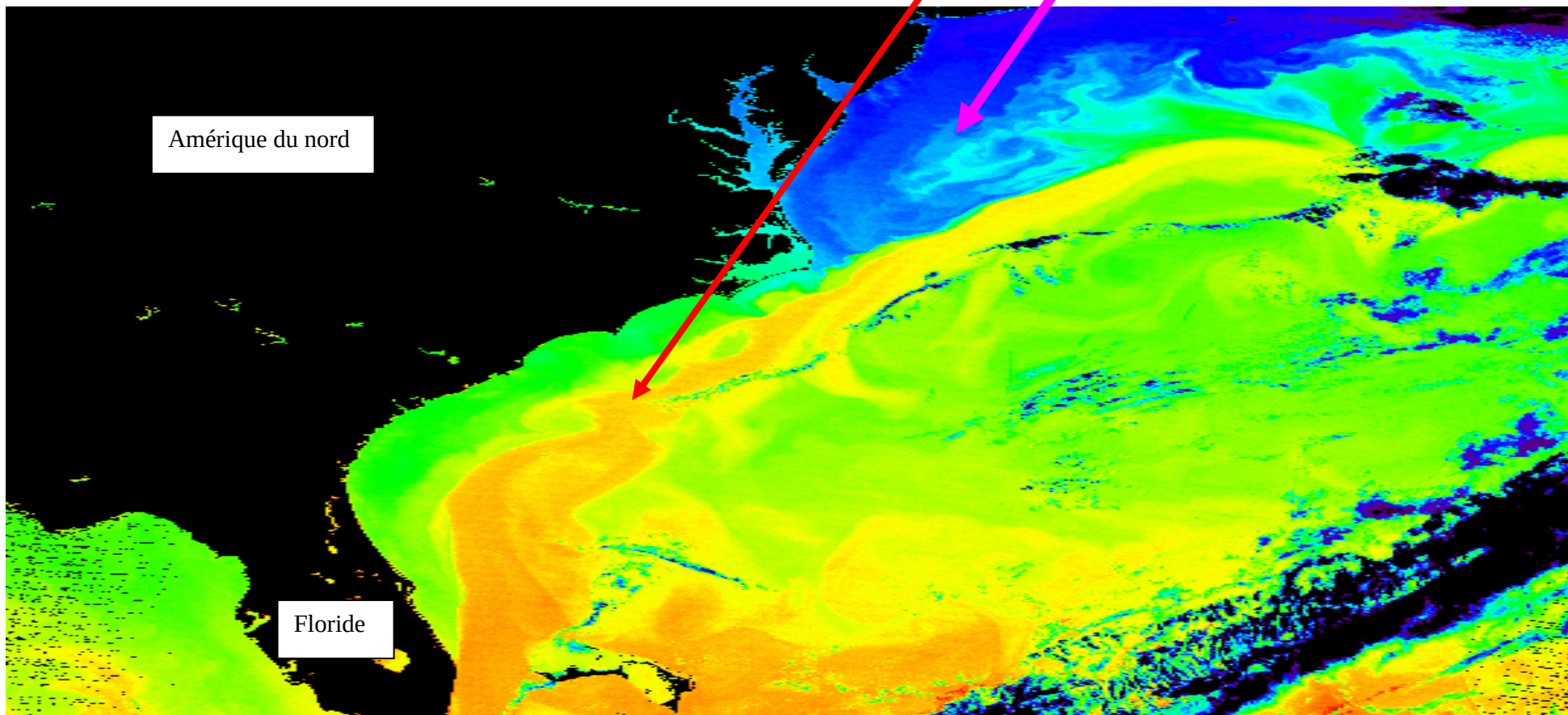


Figure 3: Photographie satellitaire montrant les variations des températures superficielles des masses d'eau dans le Golfe Stream (www.wikipedia.org).

La

flèche rouge indiquant : ■ : masses d'eaux chaudes superficielles et des zones de production eutrophe,
■ : masses d'eaux froides et oligotrophe,
■ : masses d'eaux tièdes.

En général le Golf Stream est constitué de 3 parties :

- **Courant de la Floride** jusqu'au Golfe du Mexique « Cap Hatteras » 35°N, lieu de formation du Golfe Stream, où les eaux sont chaudes et entraînant des eaux jusqu'à une profondeur de 800 m. Sa vitesse varie de 100 à 150 km/jour, son débit est estimé à 85.10^6 m^3 d'eau /sec et sa température varie de 30 à 35°C (Keefer et *al.*, (2000). A sa sortie, il se dirige vers le Nord et formera Golfe Stream. Il naît à la sortie du Golfe du Mexique c'est ainsi que les américains l'ont souvent appelé « Western Boundary Current ». Il va du détroit de Floride et remonte le long des côtes des USA jusqu'aux bords de Terre Neuve.
- **Du Cap Hatteras jusqu'à l'extrémité sud des bancs de Terre Neuve**, ce qu'on appelle «Cœur du Golfe Stream» avec un entraînement d'eau jusqu'à -1000 m, courant fort poussé par les eaux froides du courant du Labrador, qui refroidit et ralentit le Golfe Stream qui passe de respectivement de 35°C à 25°C, et de 150 km/jour à 8 km / jour avec un entraînement d'eau à : 55 ° Sud de $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (fig. 4).
- **Aux abords de l'Europe**, il se sépare en 2 : Dérive Nord Atlantique qui se dirige vers le nord franchit la dorsale médio - océanique vers l'Europe du Nord. Une partie rentre dans l'océan arctique. Au niveau de la Mer de Norvège (fig.5), sa température est de 2 °C, une partie du courant Nord Atlantique rentre dans l'océan arctique. Une Dérive Sud Atlantique qui entraîne une partie vers le sud et alimente le courant des Canaries qui descend le long du Maroc et rejoint le Cap des Antilles (fig. 4).

1.4. Mécanisme du Golf Stream.

Ce courant marin est issu de la différence d'altitude entre la surface des eaux du Golfe du Mexique et celle de l'Atlantique. Cette différence de hauteur est elle même due à :

- **la rotation de la terre, - la circulation thermohaline, - la circulation atmosphérique (alizés), - la configuration de la côte** (Keefer et *al.*, (2000).

Le moteur de la circulation thermo haline est la différence de densité due à la salinité et à la température des eaux. Cette circulation, débute en Atlantique nord, en mer de Norvège, par la plongée des eaux superficielles arctiques qui sont plus denses car elles sont plus froides et plus salées. Les eaux atlantiques sont moins denses car elles sont plus chaudes et moins salées. Les 1^{ères} plongent donc sous les secondes en direction de l'Antarctique, créant une aspiration des eaux atlantiques vers le nord. Ces eaux de fond froides vont vers le sud, jusque dans l'Antarctique où elles reçoivent une nouvelle contribution d'eaux jeunes de la mer de Weddell, puis circulent vers l'est, puis vers le nord dans les océans Indien et Pacifique.

Elle réapparaît à l'air libre, puis replonge et enfin, refait surface pour remonter dans l'Atlantique. Ce courant de fond est compensé par un mouvement en sens inverse des eaux de surface (fig. 4).

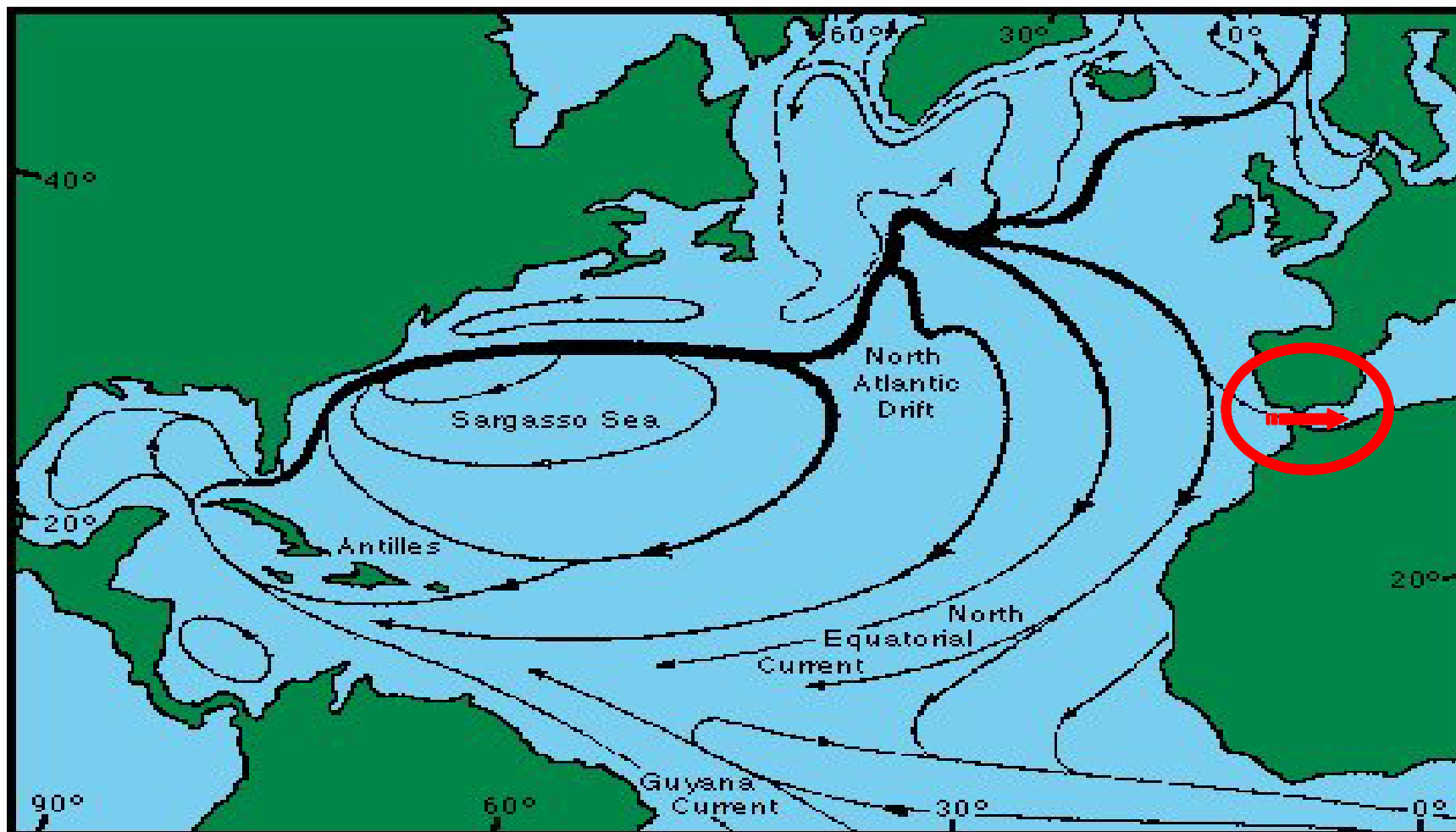


Figure 4: Mécanisme du Golfe Stream (www.wikipedia.org). Cercle rouge: on remarque qu'une partie du courant traversant le détroit de Gibraltar et entre dans la Méditerranée (flèche rouge).

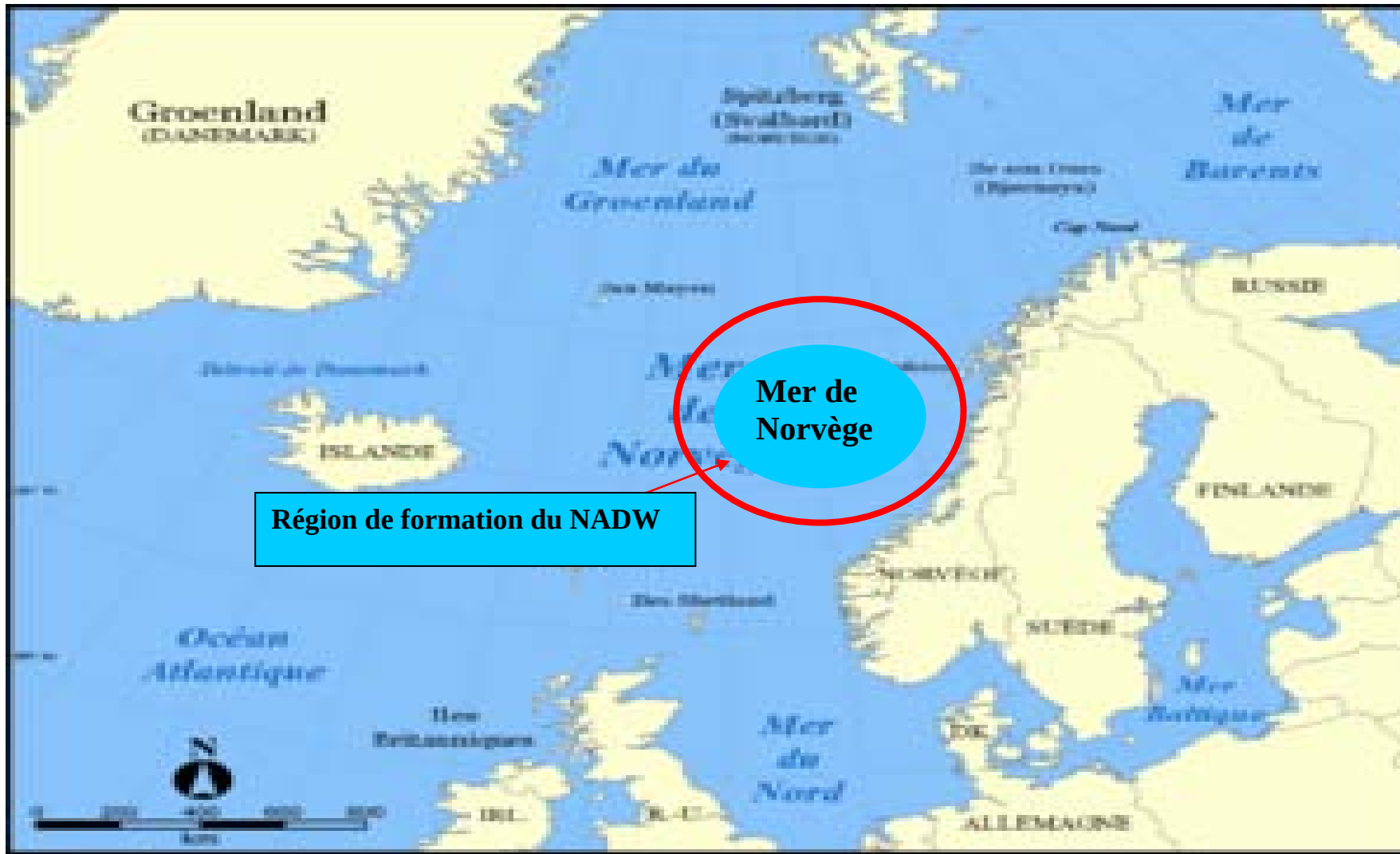


Figure 5: La Mer de Norvège (Méditerranée polaire), (www.sitesatlas.com). Cercle rouge indiquant la région de formation du NADW.

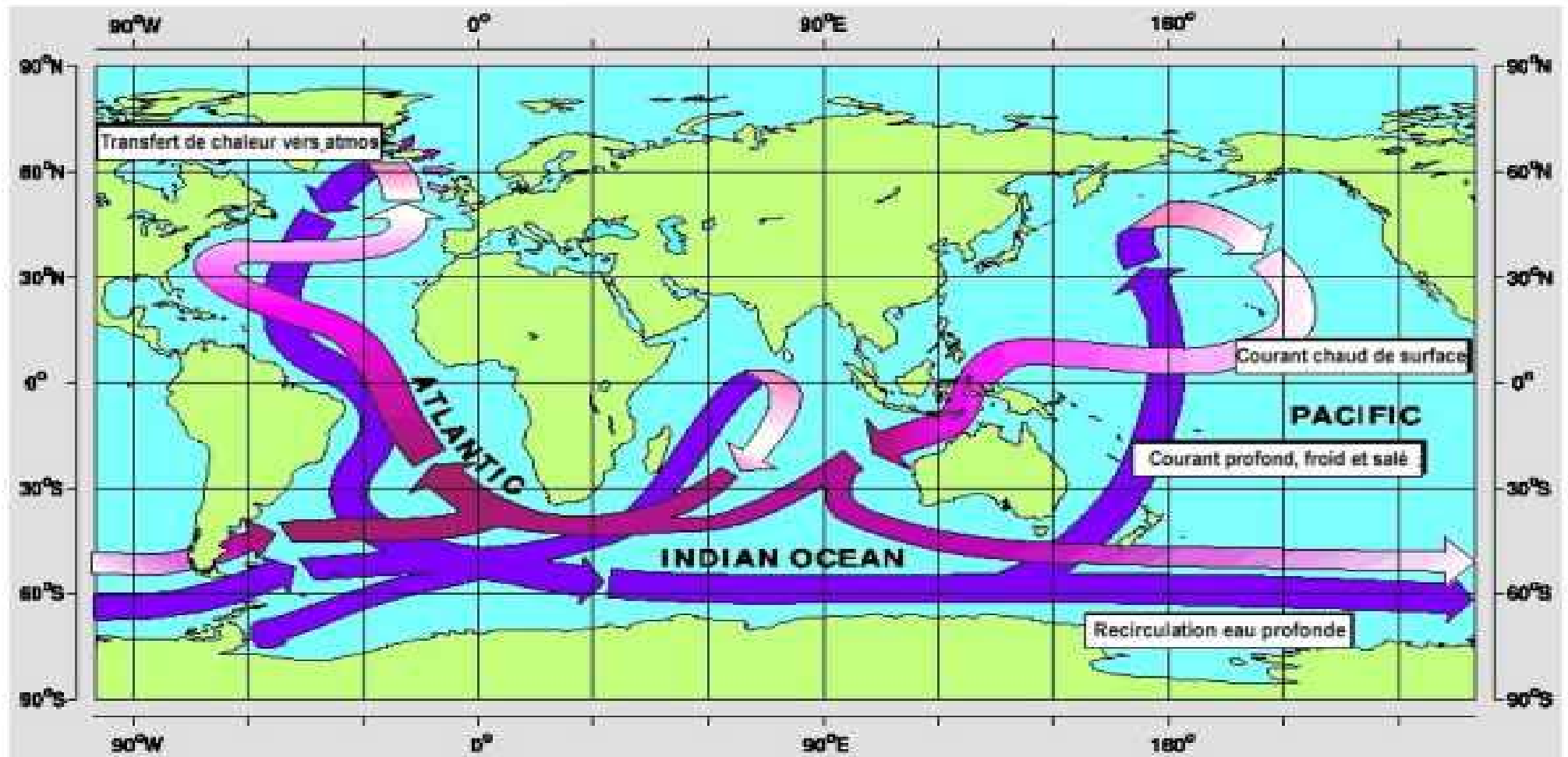


Figure 6: Circulation thermohaline atlantique (Adapté par Maier-Reimer, d'après Broecker(www.wikipedia.org)). Les flèches de couleur mauve indiquant des courants chauds de surface et les bleues des courants froids et salés.

Tableau 1: Caractéristiques du NADW et sa comparaison avec autres types d'eaux (Broecker et Peng (1982)). S (‰): Salinité, NO₃ : Nitrates, PO₄ : Phosphates, σ : Densité, UAO : Utilisation Apparente d'O₂.

Eau	T(°C)	S(‰)	NO ₃	PO ₄	AUO
			μ mol/kg	μ mol/kg	μ mol/kg
LSW	3.50	34.945	17.6	1.10	43
DNADW	2.10	34.932(σ: 27.83)	16.1	1.04	50
WSBW	-0.89	34.647(σ: 27.88)	31.8	2.14	102

On remarque ainsi le rôle important que jouent les régions en hautes latitudes de l'Atlantique Nord (région de ventilation de l'océan profond) (Betzer et *al* (1984), ainsi que la résistance au transfert dû à la thermocline (annexe 1), surtout au niveau de l'équateur. Il faut savoir que le moteur est l'océan Atlantique qui fournit l'eau à l'antarctique qui le redistribue à son tour.

1.5. La Méditerranée.

La Méditerranée joue un rôle important dans l'accumulation des gaz à effet de serre et dans la régularisation du climat de la région en créant une barrière à l'avancement de la désertification.

La Méditerranée est une mer où se forment des eaux profondes (caractéristique semblable avec le système du Golfe Stream) (Béthoux et Prieur (1983). C'est à partir des études en Méditerranée qu'on a compris la formation d'eaux profondes hivernales. La Méditerranée, bien qu'elle connaisse peu de variations climatiques, elle est encore peu connue. Le Détroit de Gibraltar, seule communication de cette mer avec l'extérieur, est le siège d'échanges actifs entre Méditerranée et Atlantique. A Gibraltar se superposent 2 flux de direction opposées : dans les 200 premiers m, un flux entrant d'eau superficielle Atlantique ($1,6 \cdot 10^6$ m³/s du volume entrant), relativement chaudes (T=15°C) et peu salées (36,5 ‰), en dessous un flux sortant dont la salinité est comprise entre 37,5‰, et 38,4‰ et de température égale à 12,7°C (Lacombe et Tchernia (1972).

La circulation générale des eaux de surface qu'il induit dans le bassin Occidental est de type cyclonique. A ce schéma général s'ajoutent à des échelles plus petites d'autres structures de système anticycloniques ou cycloniques. Le courant d'eau Atlantique entrant en surface en Méditerranée, se dirige d'ouest vers l'est et dans son côté sud il se plaque le long de la côte d'Afrique du Nord par la force de Coriolis.

Au nord, les eaux se dirigent vers Golfe du lion, soumis à l'apport d'eau douce du Rhône. Au cours du trajet, la salinité et la température augmentent. Une partie de cette eau part ensuite vers le bassin oriental.

1.6. Grands traits morphologiques de la Méditerranée.

C'est une mer semi fermée à environnement continental, elle est profonde et enserrée dans des montagnes: on dit qu'elle est encaissée entre des côtes accores. Elle se déroule sur 4000 km dans un axe est-ouest et sur une largeur de 800 km.

Le bassin méditerranéen est situé à la chaîne de:

- La plaque Eurasie.
- La plaque Africaine.

Elle est entourée par des montagnes dans sa partie nord qui ont été plissées lors de la surrection des chaînes alpines qui sont l'extrémité d'une zone orogénique, qui va de l'Asie à l'Atlantique.

Une vaste mer, le Téthys baignait au secondaire, les rives de l'Eurasie, d'où une grande activité tectonique et volcanique

La Méditerranée fait 3.10^6 km^2 (mer noire comprise), sa séparation avec l'Atlantique se fait par le détroit de Gibraltar:

- 12 miles au large
- Seuil à -320 m
- Profondeur moyenne -1500 m.

Elle se divise en 2 sous-ensembles :

- Méditerranée occidentale.
- Méditerranée orientale.

1.6.1. Méditerranée occidentale (fig. 7).

En Méditerranée occidentale, existe :

- La Mer d'Alboran: de la Mer d'Alboran jusqu'à la Corse et la Sardaigne : bassin profond aux marges abruptes, plaine abyssal à - 2500 m
- Le bassin Algero-provinçal (bassin baléares).
- Le bassin Thyrien: partant d'une ligne de la Sicile vers le Cap Bon en Tunisie qui comporte un fond très complexe, de nombreuses structures en cônes et en pythons au pieds des marges continentales et de nombreuses fosses.
- Plaine abyssal : 3610 m (profondeur maximale), profondeur moyenne - 3000 m
- Du cap Bône à la Sicile : seuil à - 430 m de profondeur
- Bassin ionien : il se plonge au nord par l'Adriatique
- Bassin Levantin : seuil entre bassin Ionien et Levantin à - 2000 m qui s'étend entre la Crête et la Cyrénaïque.

1.6.2. Méditerranée orientale.

Dans la partie Orientale, existe une structure tectonique complexe, un arc hellénique depuis la Yougoslavie jusqu'à la Turquie. Il comprend les Hellinides, la Crète et l'île de Rhodes. Il est bouclé par un système de fosses qui s'étendent jusqu'à 1500 km le long de cet arc et atteint une profondeur maximale de - 5120 m dans la fosse de Matapan (Le F'loch et Ramanovsky (1954).

- Au sud de cet arc: dorsale Méditerranéenne associée à des fosses et des arcs insulaires.
- Au nord du bassin levantin: Mer Egée on a une succession de 3 bassins, si on continue vers l'est, on trouve la mer de Marmara, séparée de la mer Egée par le détroit des Dardan, plus à l'est de la mer de Marmara, il y a la mer noire, limite entre les 2 détroits du Bosphore (- 40 m de profondeur).
- La Mer Noire : 1100 km de long sur 610 km de large avec une profondeur moyenne de -1300 m.

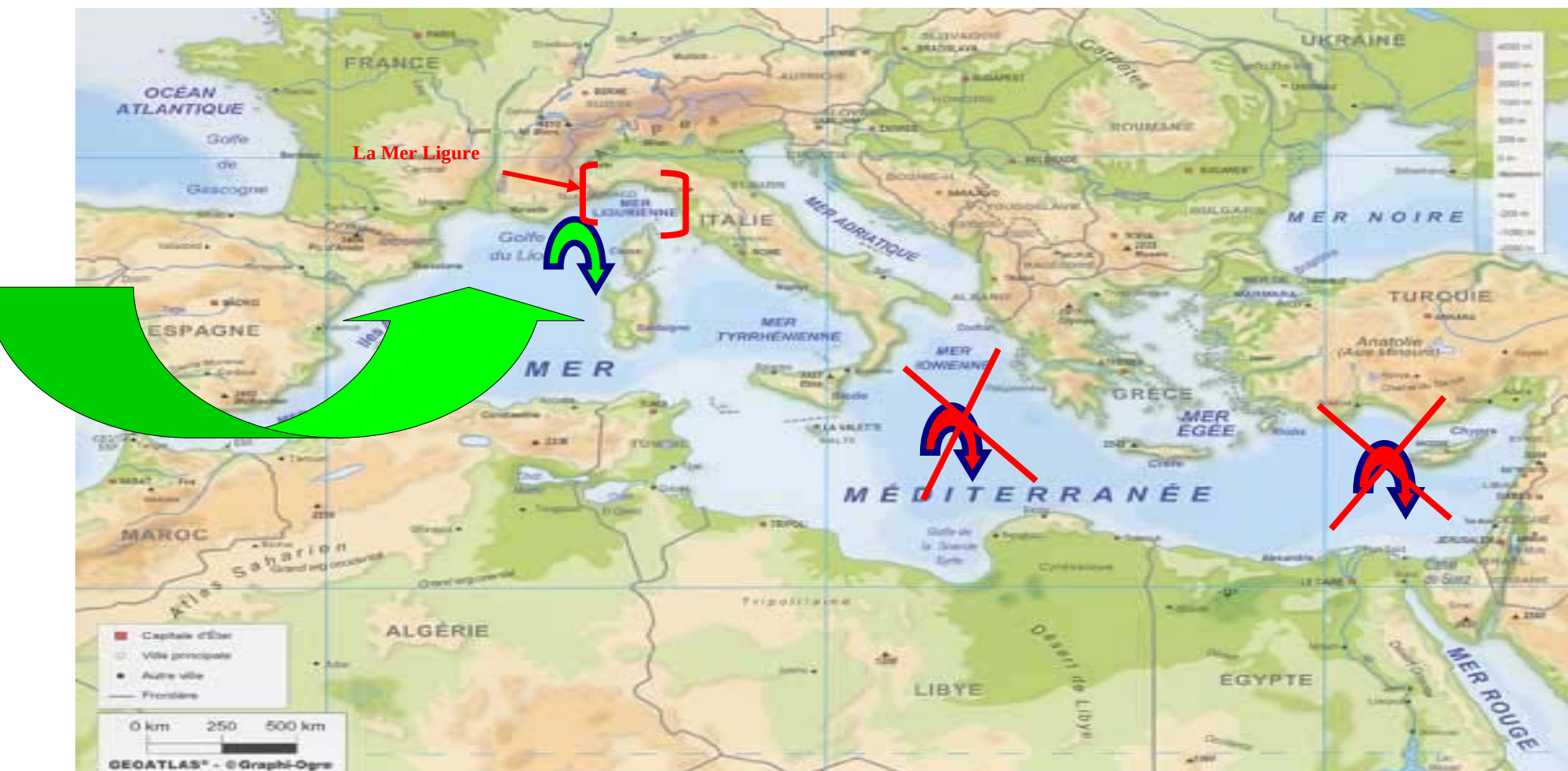


Figure 7: Morphologie du bassin méditerranéen et bassin occidental, région de formation d'eau profonde (www.sitesatlas.com).



: Zone de formation d'eaux profondes

: Inexistence de zone de formation d'eaux profondes

1.7. Météorologie.

En Méditerranée, les vents sont très variables en force comme en direction, ils dépendent des systèmes dépressionnaires qui traversent le bassin.

En Hiver on a:

Une prédominance des vents Nord-Ouest

- Assez forts en Méditerranée occidentale, force 4 à 7
- Plus faibles Méditerranée orientale, force 3 à 5

Il y existe aussi des coups de vents (force 8 à 9) et des tempêtes (force >10).

Ils viennent alors du Golfe du Lion aux bouches du Rhône et à la Corse, jusqu'en Sardaigne. Ces coups de vent représentent 10% de l'état du vent et ne durent que quelques jours (Hopkins (1978)).

En Été on a:

Vents dominants de secteur Nord, force 2 à 4. Ils s'orientent vers le secteur Est, quand on va vers le sud du bassin.

- Le Mistral, qui vient du nord, souffle sur la basse vallée du Rhône jusqu'à assez loin en mer.
- Le Tramontane (Nord-ouest, à ouest), vient de la Garenne et souffle sur le Languedoc – Roussillon.
- Le Bora souffle sur l'Adriatique
- Le Sirocco chaud, secteur Sud, Sud-Ouest
- Le Khamsin comme le sirocco, souffle sur l'Égypte et le Mer Rouge

1.8. Bilan en eau.

La Méditerranée est un bassin de concentration (Lacombe et Tchernia, (1972), la perte en eau par évaporation est > aux apports des précipitations et des eaux de ruissellement et les apports fluviaux. Le niveau restant constant, il faut donc invoquer une autre source d'apport en eau, sachant aussi que la quantité de sel présente en Méditerranée reste constante, cela implique qu'il sorte autant de sel qu'il en entre et que l'excès de salinité, due à un bilan négatif est compensé par le courant d'eau atlantique. Donc l'eau de l'Atlantique arrive à maintenir un niveau constant, ce flux entrant moins salé, représente donc un volume d'eau plus important que le flux sortant.

Le rapport du volume entrant / volume sortant est inverse à celui des concentrations en sel, l'écart est de l'ordre de 6% et si on fermait Gibraltar pour une année, il y aura une baisse du niveau de la mer de 0,90 à 1 m.

Tableau 2: Bilan des volumes d'eau entrant et sortant (en km³/an) (Béthoux (1999))

Entrées	Quantités	Sorties	Quantités
Précipitations	850 km ³ /an	Evaporation	3500 km ³ /an
Ruissellement	350 km ³ /an	Vers l'Atlantique	32 900 km ³ /an
Mer Noire	200 km ³ /an		
Eau venant de l'Atlantique	35000 km ³ /an		
Totaux	36 400 km³/an		36400 km³/an

Donc il y a importation d'eau atlantique de 35000 km³/an dont les caractéristiques en Méditerranée sont: T: 15°C , S: 36,25‰ et densité: 26,95 (fig.8).

Cette eau rentre à Gibraltar entre 0 et -150 m de profondeur.

La Méditerranée exporte vers l'Atlantique 32900 km³/an et l'eau qui sort est caractérisée par: T: 12,69°C, S: 38,40‰ et une densité de: 29,11

Ainsi, l'eau qui sort à -150 et -320 m de profondeur est froide, caractéristique d'eaux de fonds.

1.9. La Circulation en Méditerranée.

L'énergie solaire est le moteur de la circulation océanique, il existe un fort couplage océan- atmosphère. Il existe 2 types de courants :

- Les courants issus de la circulation thermohaline, due aux changements de densité qui sont provoqués par des variations climatiques (vents, densité, salinité et température),
- Les courants provoqués par les vents (forçage de l'atmosphère).

Dans l'océan ou dans la mer, il n'y a pas de mouvement de convection, car l'eau chaude est plus légère et n'a pas tendance à se déplacer vers le fond.

La circulation thermohaline (voir fig.6) prend sa source dans les hautes latitudes là où il fait froid et où il y a beaucoup d'évaporation due au vent.

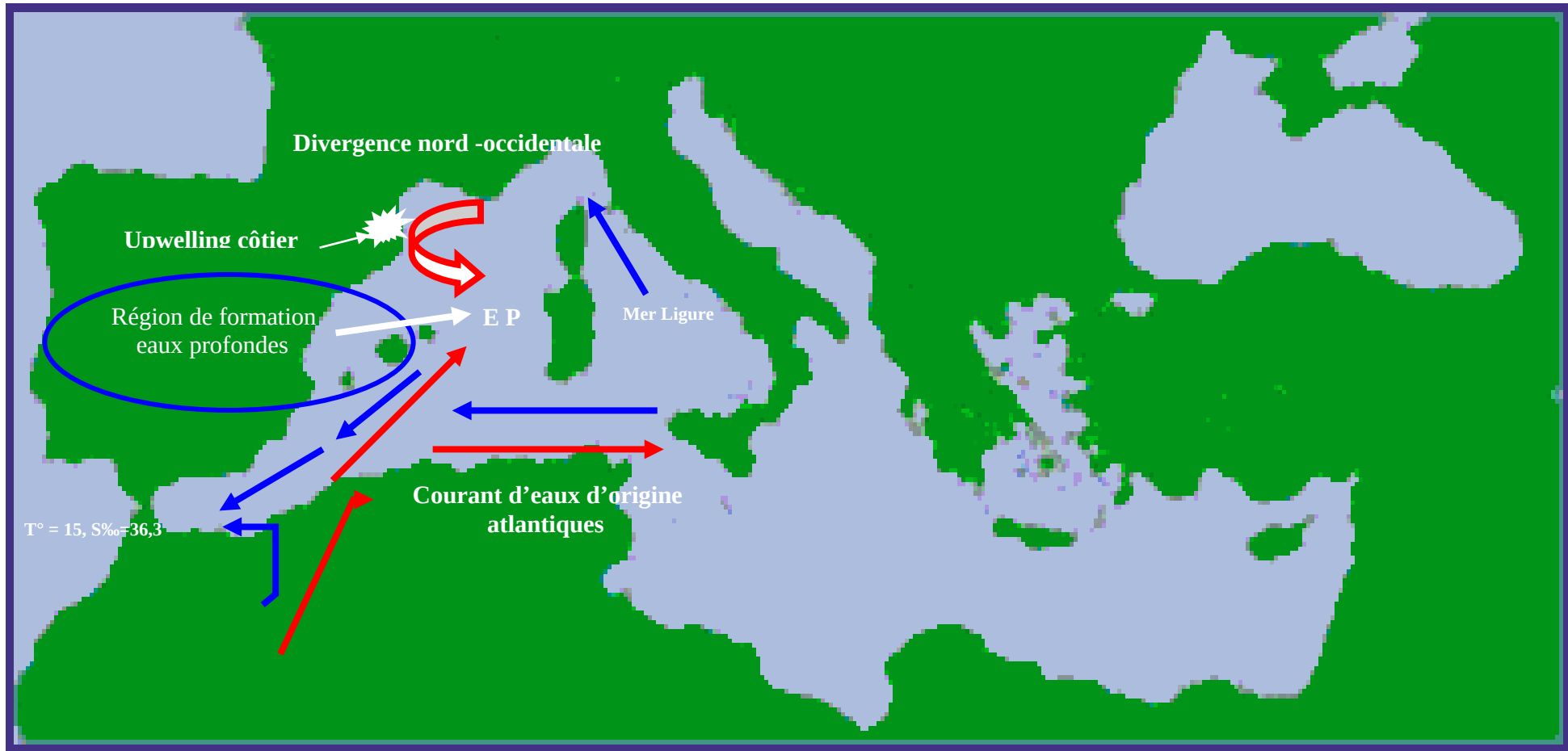


Figure 8: Bassin méditerranéen occidental (fr.wikipedia.org). Les flèches en rouge montrant l'eau d'origine atlantique entrante et les flèches bleues les eaux méditerranéennes sortantes. Zone EP: zone de formation d'eau profonde se situe à la mer ligure.



Figure 9: Carte de circulation des eaux de surface en été dans le bassin occidentale, (cyclonique et anticycloniques)

→ 20 cm/s (Béthoux 1998)

1.10. Circulation des eaux de surface.

A Gibraltar se superposent 2 flux de directions opposées: dans les 200 premiers m, un flux entrant d'eaux superficielles Atlantiques de $1,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3 / \text{s}$ (volume entrant), allant de l'Ouest vers l'Est et qui sont relativement chaudes ($T: 15^\circ\text{C}$) et peu salées (36,5‰), en dessous un flux sortant dont la salinité est comprise entre 37,5 ‰ et 38,4 ‰ et à $12,7^\circ\text{C}$ (Allain (1960)). La circulation générale des eaux de surface qu'il induit dans le bassin Occidental est de type cyclonique (voir fig. 9).

A ce schéma général s'ajoutent à des échelles plus petites, d'autres structures de système anticycloniques ou cycloniques. Le courant d'eau Atlantique entrant en surface en Méditerranée, se dirigeant d'ouest vers l'est est plaqué dans son côté sud, le long de la côte d'Afrique du Nord (côte Algérienne) par la force de Coriolis. Au nord, ces eaux se dirigeront au Golfe du lion, soumis à l'apport d'eau douce du Rhône (Béthoux et al., (1988)).

Au cours du trajet, la salinité et la température augmentent, une partie de cette eau part ensuite vers le bassin oriental. En surface et en hiver, dans la région Nord de la Méditerranée Occidentale, l'eau atlantique a été modifiée lors de son parcours en Méditerranée car sa salinité a augmenté et sa température diminuée (zone du Golfe de Gènes, proche des chaînes alpines) donc cyclose verticale ce qui implique des eaux denses, et la formation d'eaux de fond méditerranéennes qui sortent à Gibraltar. En plus l'existence d'une zone de circulation cyclonique, crée des zones de divergence qui impliquent des remontées d'eaux (Coste et Minas (1967)).

Ainsi, et au vu de toutes ses données, on peut mettre en évidence le mécanisme de formation des eaux profondes en Méditerranée.

En ce qui concerne la mer Egée, qui fait partie du bassin oriental de la Méditerranée, les eaux de surface entre 0 et -150 m se caractérisent par: $T: 15,7^\circ\text{C}$, $S: 39,10\text{‰}$, densité: 29,00.

Ces eaux se répandent d'Est en Ouest de la Méditerranée orientale et plongent pour devenir des eaux intermédiaires. Elles deviennent denses et pénètrent en Adriatique par le seuil d'Otrante

(-740 m) et se répandent entre -200 et -500 m. Dans le nord de l'Adriatique, elles subissent des conditions d'hiver et ses caractéristiques deviennent: $T: 11^\circ\text{C}$, $S: 38,5\text{‰}$ et densité: 29,20.

Elles sortent alors de l'Adriatique et se mélangent avec les eaux formées en mer Egée, ce mélange d'eaux profondes de la Méditerranée orientale, possèdent les caractéristiques suivantes:

Bassin Ionien : $T: 13,6^\circ\text{C}$, $S: 38,65\text{‰}$.

Bassin Levantin : $T: 13,66^\circ\text{C}$, $S: 38,67\text{‰}$.

Ces eaux intermédiaires qui viennent de la Méditerranée orientale, peuvent s'élever jusqu'à -150 à

-200 m à cause de la remontée d'eaux profondes (Le Floch et Ramanovsky (1954)).

1.11. Circulation des eaux dans le bassin Liguro-Provençal.

La circulation dans le bassin liguro-provençal, constitue une partie importante dans la circulation Nord-occidentale de la Méditerranée. D'après Gostan (1978), La mer ligure située au NE du bassin occidental de la Méditerranée, constitue la partie occidentale du bassin Liguro-provençal (fig.10).

Elle se trouve près des côtes de la Riviera Française, limitée au Sud-ouest par la ligne Vintimille -Cap Corse et au NE, par la ligne Pte di Portofino-Cap Corse. La région de divergence du bassin Liguro provençal est certainement une des mieux connues de la Méditerranée. Depuis Nielsen (1912) de nombreux travaux tant hydrologiques (Lacombe et Tchernia (1972) et dynamiques Gascard (1967), que biologiques et chimiques (Belluau et *al.*, (1982), Coste et *al.*, (1999), y ont été consacrés. Elle est le siège d'une circulation de type cyclonique qui crée en son centre une divergence des eaux de surface (Hela 1963).

Selon Béthoux et *al.*, (1981), l'existence de cette structure s'explique par un bilan en eau fortement déficitaire au centre du bassin. La présence de ce point bas virtuel, provoque la formation de courants de pente à partir des eaux moins salées du courant Atlantique.

Ceci est dû essentiellement à la situation, très au nord de la Méditerranée de cette structure qui est en fait une des zones de formation des eaux profondes de la Méditerranée occidentale lors du refroidissement hivernal. La superficie du bassin Liguro - provençal est d'environ 100 000 km² dont 40 % sont représentée par la mer Ligure (fig. 10).

1.12. Structure Horizontale de surface.

En Méditerranée Nord - Occidentale, la couche de surface comprise entre 0 et -300 m est alimentée par des eaux superficielles d'origine atlantique appelées communément AW pour Atlantic Water, que l'on appelait autrefois MAW pour Modified Atlantic Water (Boucher et *al.*, (1985), relativement chaudes et peu salées $S: 36,5\text{‰}$ qui pénètrent par le détroit de Gibraltar, puis forment 2 branches ou tourbillons en mer d'Alboran. Le 1^{er} courant longe dans son côté sud les côtes d'Afrique du Nord, et au nord se dirige vers le Golfe du lion. Le 2^{ème} courant se situe dans le détroit de Sicile, il se divise en 2: 2/3 de la AW continuent vers le bassin de la Méditerranée et compensent ainsi la perte de masse d'eau par évaporation du bassin oriental (Béthoux, (1999), le dernier 1/3 remonte vers le nord en longeant les côtes Italiennes pour entrer en mer Tyrrhénienne (Dulac et *al.*, (1987).

Les courants qui arrivent du bassin Algérien sont déviés vers le sud de l'écoulement par la force de Coriolis se dirigent respectivement vers le fond du Golfe de Gênes en longeant les côtes ouest de la Sardaigne et de Corse et vers les Baléares. (voir fig. 8).

La circulation de type cyclonique des eaux de surface (Lacombe et *al.*, (1985), Hela (1963), Béthoux et *al.*, (1982)) induit la formation d'une divergence en accumulant les eaux les plus légères à la périphérie, à proximité des côtes, des eaux sous-jacentes plus denses affleurant au centre, constituant un dôme de divergence. L'existence de ce dôme facilite les mélanges verticaux, amène les réserves minérales à proximité de la couche euphotique et exerce une influence déterminante sur le développement planctonique (Harstedt-Roméo (1982).

Les eaux périphériques d'origine atlantique circulent plus vite que les eaux centrales, la différence de salinité entre la zone centrale ($S: 38\text{‰}$) et la zone périphérique est de l'ordre de 0,2 à 0,35‰. La circulation superficielle est une circulation géostrophique, asymétrique, permanente soumise à des effets externes: variations saisonnières, l'effet du vent, la pression atmosphérique, l'apport thermique solaire et les échanges avec l'atmosphère.

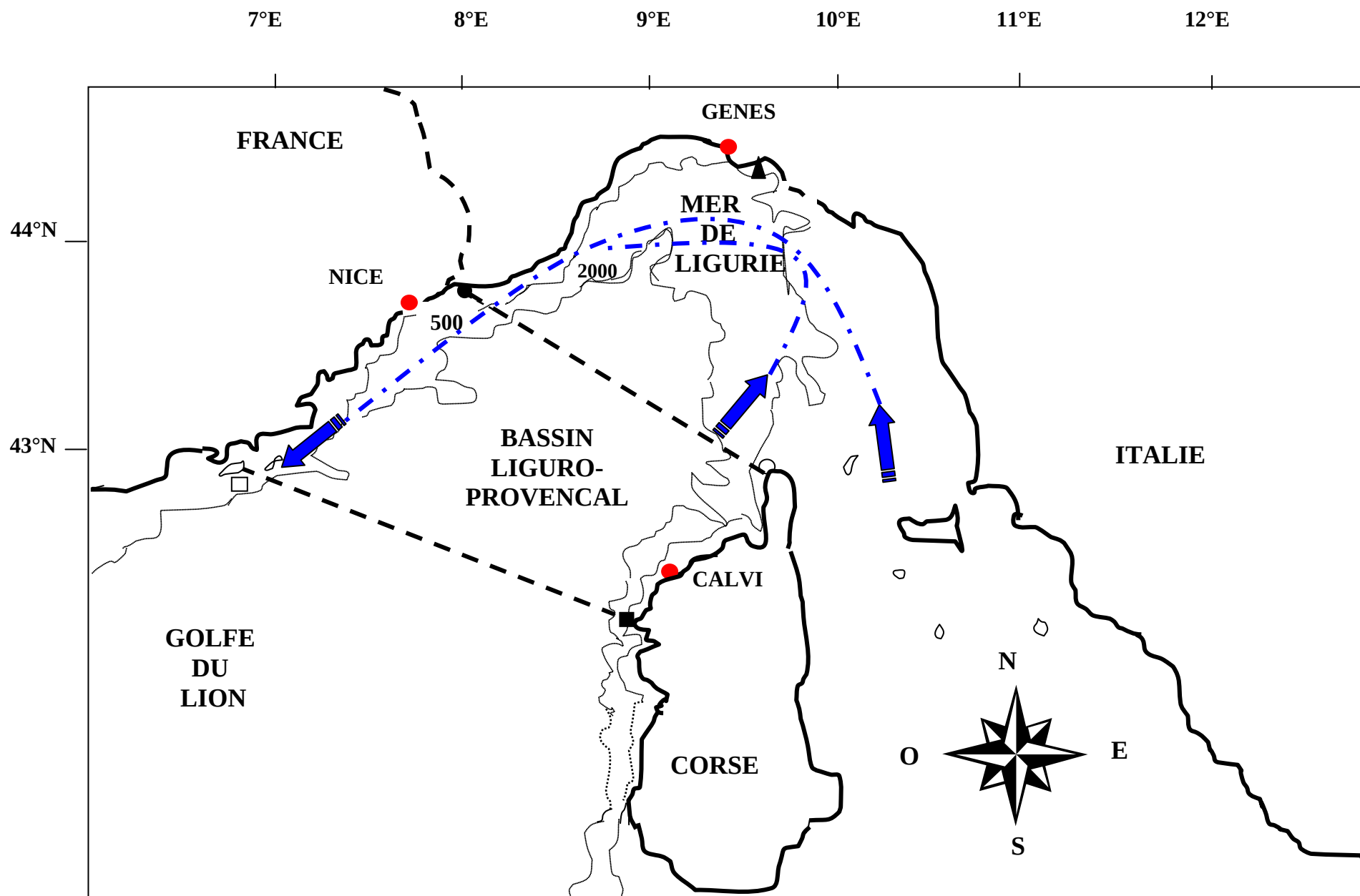


Figure 10: Carte représentant le bassin Liguro-Provençal

● Vintimille ■ Ile de Gargalo ▲ Pte. di Portofino □ Ile de Porquerolles ○ Cap Corse

1.13. Structure verticale.

Elle est surtout connue au long de la radiale joignant Nice à Calvi, à la suite des travaux de Béthoux et *al* (1988), qui ont mis en évidence, une allure en dôme des isolignes le long de cette radiale et la relie à l'activité de la circulation cyclonique; Coste et *al.*, (1999) décrivent au cours de la campagne MEDIPROD, une situation que l'on peut considérer comme représentative de cette zone en fin d'hiver.

Cette circulation verticale est caractérisée par des plongées hivernales de masses d'eaux denses (on remarque l'allure en dôme des isopycnes, les extrémités côtières de la coupe, côté Riviera et côté Corse, étant plus stratifiées que le centre).

On reconnaît de chaque côté :

-Entre la surface et -200 m : eaux superficielles: $d < 28,90$; S: 36‰ – 36,7‰ ; $T > 15^{\circ}\text{C}$.

Ces caractéristiques sont altérées par évaporation et mélanges, quand elles pénètrent dans le bassin Liguro-provençal. Ce dernier associé aux effets dynamiques, liés à la circulation cyclonique, entraîne des maximums de salinité dans les eaux superficielles. La présence du maximum de salinité et des masses d'air polaire continentale pendant l'hiver est à l'origine des eaux profondes du bassin (Belluau et Coste (1981).

-Entre -200 et -500 m: Les eaux intermédiaires sont formées initialement en hiver (février - mars) dans le bassin oriental de la Méditerranée (région de Rhodes : S: 39‰, T: $15,9^{\circ}\text{C}$, $d: 29,10$), puis cette masse d'eau d'origine levantine se dirige en direction du canal de Sicile. Elle entre dans le bassin Nord - occidental, le long de la côte ouest de la Corse et aussi par le canal de Corse, avec des valeurs largement altérées et sera caractérisée par un maximum conjoint de $T \geq 13,5^{\circ}\text{C}$ et de Salinité $> 38,50$ ‰, (Nyffeler et *al.*, (1980), (voir fig. 8) et circule dans un sens cyclonique. Au niveau de l'eau intermédiaire, la zone centrale du bassin présente des salinités plus faibles qu'à la périphérie. Ces variations spatiales de salinité traduisent l'existence des mélanges horizontaux entre zones périphériques et centrales (Béthoux et Prieur (1983).

La frontière entre l'eau de surface et l'eau intermédiaire est bien marquée par la présence d'un minimum thermique, situé à une profondeur variable entre -75 et - 200 m, tandis qu'entre l'eau intermédiaire et l'eau profonde, il n'y a pas de limite mais un mélange progressif des 2 eaux. Le flux moyen d'eau intermédiaire est d'environ 0,4 Sverdrup.

- Entre -500 et -2000 m: eaux Profondes.

- En dessous de 800 m, une eau très denses ($d > 29,05$) riche en sels nutritifs dont la salinité S: 38,45 ‰ et la température T: 13°C aux alentours de -800 m évoluent vers les caractéristiques très stables de l'eau profonde de la Méditerranée occidentale.

- A -2000 m: T: $12,7^{\circ}\text{C}$; S: 38,39‰

L'eau profonde est composée de : 27% d'eau de surface 73% d'eau intermédiaire originaire du bassin oriental. Cette eau se forme par accroissement de la densité des eaux superficielles.

Le refroidissement hivernal, entraînant une élévation de la densité de l'eau superficielle du large, ce qui est à l'origine des mouvements de convection qui peuvent assurer l'homogénéisation verticale. La source principale de l'eau profonde du bassin occidentale est la région Liguro - provençal. Cette eau est la composante principale de l'eau méditerranéenne qui s'écoule par le détroit de Gibraltar vers l'océan Atlantique.

1.14. Les gaz réactifs l'O₂ et le CO₂.

L'originalité des gaz dissous sur les autres constituants chimiques de l'eau de mer tient aux contraintes qu'ils subissent du fait des interactions entre l'océan et l'atmosphère.

L'atmosphère est la source principale des gaz dissous dans l'océan et leur concentration dans l'eau de mer dépend en 1^{er} lieu de leur abondance dans l'atmosphère (Buat Menard (1986).

Toute masse d'eau au sein de l'océan a été un jour ou l'autre au contact avec l'atmosphère lorsqu'elle était en surface (Slinn (1983); là en équilibre thermodynamique ou à peu près avec l'atmosphère, elle a acquis une charge de gaz dissous. Certains gaz non sujet aux réactions chimiques du milieu marin gardent leur teneur initiale, tandis que d'autres impliqués dans des processus biogéochimiques voient leur abondance considérablement modifiée.

1.15. L'O₂ dissous.

L' O₂ dissous dans l'eau de mer est sans aucun doute le constituant gazeux qui depuis fort longtemps a le plus retenu l'attention des océanographes. Sa distribution est gouvernée par un équilibre entre divers processus soit physiques (échanges avec l'atmosphère, effets thermiques, mélange vertical turbulent, advection horizontale) soit biologiques (production photosynthétique et consommation respiratoire) (Boucher et al., (1987).

Selon le niveau de profondeur considéré et les conditions spatio-temporelles tel ou tel processus l'emportera; d'où l'intérêt parfois à travers l'étude des profils d'O₂ de pouvoir définir les processus qui interviennent tels que les processus biologiques qui peuvent affecter considérablement la distribution de l' O₂ attendu de l'équilibre physique avec l'atmosphère.

La production photosynthétique est strictement limitée aux couches supérieures bien éclairées. Lorsque les sels nutritifs ne sont pas limitant (zone d'upwelling côtier), elle peut créer des sursaturations très élevées (Sournia (1973).

D'après Richards (2003), la distribution de l'O₂ dans les colonnes d'eau stable montre fréquemment au printemps et en été un maximum sub-superficiel (environ -50 m de profondeur). Ce maximum sub-superficiel d'O₂ rencontré généralement en été est un bon exemple pour illustrer la compétition des processus précédents.

Ce maximum a été interprété différemment par les auteurs comme Culberson (1991) l'attribue au réchauffement estival de la couche de surface océanique. Après un refroidissement hivernal accompagné d'une oxygénation physique sur toute l'épaisseur de la couche de mélange verticale (annexe 1), le réchauffement estival entraîne un abaissement de la solubilité des gaz et la couche de surface voit de l'oxygène s'échapper vers l'atmosphère tandis que la partie inférieure de la couche de mélange hivernale reste inchangée. Le maximum sub-superficiel d'O₂ est donc un résidu de l'aération hivernale qui se maintient d'autant mieux qu'il y a stratification thermique (annexe 1).

Minas *et al.*, (1976) retiennent cette même hypothèse pour les eaux le long de la côte Méditerranéenne. Avant Minas (1994) étudiant la distribution de l'oxygène entre la Riviera et la Corse trouvent que certaines années les valeurs maximales d'O₂ sont nettement supérieures aux valeurs de saturation hivernales et établissent que le processus photosynthétique contribue également à la formation du maximum sub-superficiel d'O₂.

La consommation d'O₂ par respiration est présente partout dans la colonne d'eau, même dans les couches superficielles où elle est masquée par la production photosynthétique plus importante. Cependant c'est en sub-surface dans la thermocline et en dessous que la consommation d'O₂ est la plus visible : à ces niveaux, l'O₂ utilisé par la respiration des organismes et la décomposition de la matière organique ne peuvent être compensés par un échange à partir de l'atmosphère, la thermocline jouant le rôle d'écran, la disparition d'O₂ s'accompagne de la libération de gaz carbonique et de la régénération des sels nutritifs (azote et phosphore minérale).

Redfield *et al.*, (1963) qui ont étudié ces changements respectifs, ont établis qu'ils étaient réguliers et dans un rapport constant. En dessous de la couche euphotique, si les processus d'advection et de diffusion ne venaient ventiler les couches profondes de l'océan, celles-ci deviendraient anoxiques. C'est l'équilibre entre la consommation *in-situ* d'O₂ et le renouvellement par advection et diffusion turbulente qui détermine l'emplacement de la zone du minimum d'O₂.

L'impact de l'advection horizontale sur la distribution verticale de l'O₂ a souvent été mis à profit pour préciser la circulation intermédiaire et profonde des masses d'eau car si les processus biochimiques sont responsables de l'existence des minimums d'O₂, c'est bien la circulation qui est responsable de leur position (Wyrski (1982).

La solubilité maximale de l'oxygène dans l'eau de mer est appelée : saturation et dépend des paramètres physiques tels que la température, salinité de l'eau. Elle est exprimée en (ml/l) est donnée par les tables de l'UNESCO dans une eau de mer en équilibre avec un atmosphère d'air saturée de vapeur d'eau.

Ces solubilités et leurs différences avec les concentrations mesurées traduisent les conditions d'équilibre au moment où les masses d'eau étaient au contact de l'atmosphère et les mélanges qu'ont pu subir ces mêmes masses d'eau, par la suite avec d'autres eaux d'origine différente.

Les solubilités et les concentrations observées sont reliées par 2 expressions:

Le degré de saturation : $B_i = C_i / C_i' \times 100$

L'écart à la saturation : $\Delta i = (C_i - C_i') / C_i \times 100$

Où C_i est la concentration mesurée du gaz i et C_i' est la solubilité dans les conditions d'un atmosphère standard saturé en vapeur d'eau, à la température et à la salinité de l'échantillon.

L'équation pour calculer le % de l'oxygène dissous par rapport à la saturation est :

$$O_2 (\%) = \frac{\text{concentration mesurée (ml / l)}}{\text{Solubilité}} \times 100$$

Le changement de la concentration de l' O_2 résulte des changements dus à l'invasion ou à l'évasion de gaz à l'interface air/mer, au mélange vertical turbulent et aux processus biologiques :

$$\Delta O_2 = \Delta O_2^a + \Delta O_2^b + \Delta O_2^d$$

Où l'exposant a indique : l'échange avec l'atmosphère,

L'exposant b indique : l'échange à travers les processus biologiques

L'exposant d se réfère à : la diffusion verticale depuis le maximum sub-superficiel de l' O_2 .

L'échange avec l'atmosphère ΔO_2^a est calculé comme le flux net à l'interface suivant la relation fondamentale qui dit que le flux net de n'importe quel gaz, F , à travers l'interface air/mer est obtenu par la différence de concentration, Δc , entre l'air et l'eau de surface.

La grandeur et la direction du flux sont proportionnelles à la valeur numérique et au signe de Δc : $F = K_t$

K_t : Coefficient d'échange gazeux $\rightarrow F = K ([O_2]_{\text{eau}} - [O_2]_{\text{sat}})$

Le coefficient K_t pour l' O_2 est déduit de celui calculé pour le gaz carbonique

F : le flux échangé net de gaz à l'interface air/mer exprimé en mole/m².s

La diffusion verticale depuis le maximum sub-superficiel est évaluée suivant la loi de diffusion de FICK : $F = K_z \cdot dc / dz$

où : F : est équivalent à ΔO_2^d et le coefficient vertical turbulent K_z est calculé suivant la loi de Denman et Gargett (1983).

Enfin, il est possible de déduire ΔO_2^b , changement de jour en jour de l'oxygène dissous dû aux processus biologiques c'est à dire la production primaire apparente.

Le problème de l'O₂ est étroitement lié à celui du gaz carbonique (CO₂) car pour tous les deux existent des échanges dans l'air et dans l'eau, comme on a déjà décrit l'O₂, on va donner un aperçu plus au moins général sur le CO₂.

1.16. Le CO₂

Le réservoir océanique contient environ 60 fois plus de carbone que l'atmosphère. C'est le réservoir actif le plus important; c'est à dire qu'à l'équilibre, c'est lui qui gouverne la teneur atmosphérique de CO₂. La pression partielle de CO₂ à la surface de l'océan est forcée par le carbone total et l'alcalinité (annexe 3). Cette pression partielle de CO₂ peut être modifiée si les gradients verticaux de Σ CO₂ et d'alcalinité changent : la valeur et la forme de ces gradients résultent de la circulation océanique (C dissous) et du cycle biogéochimique du carbone (C particulaire) (Seiler et Crutzen, (1980).

La plus grande partie de ce carbone se trouve sous forme inorganique dissoute, de plus les flux océan-atmosphère sont très intenses, aussi la teneur atmosphérique en CO₂ à l'équilibre est régulée avant tout par l'océan (Heimann et al.,(1989), c'est à dire par la pression partielle de CO₂ à la surface de l'océan: loi de Henry.

Avant l'intervention de l'activité humaine, la concentration de CO₂ dans l'atmosphère est d'environ 360 ppm (Hengeveld, (2000).

Le gaz carbonique qui est un acide faible, son échange entre l'atmosphère et la mer est conditionnée en premier lieu par le gradient de pression partielle de CO₂ à l'interface air / mer. Les variations de ce gradient, dans l'espace et dans le temps sont tributaires essentiellement des variations de la pression partielle de CO₂ océanique, celles de la pression partielle de CO₂ atmosphérique, restant minimales à côté.

Les 4 facteurs qui influencent la PCO₂ dans une couche d'eau sont: l'effet thermique, l'échange gazeux à l'interface air / mer, la diffusion turbulente avec le sommet de la thermocline et les processus biologiques. Le flux net de CO₂ échangé entre l'océan et l'atmosphère est calculé par la méthode du gradient: $F = K_t \cdot \alpha \Delta P \text{ CO}_2$

où : K_t : représente le coefficient de transfert à l'interface (cm/h) et dépend de la vitesse du vent. Selon Broecker et à partir de sa méthode au ¹⁴C naturel, K_w = 20 cm / h.

Vitesse du vent < 3.6 m/s → surface lisse.

Vitesse du vent > 3.6 m/s → surface rugueuse.

α: la solubilité de CO₂

ΔPCO₂ : la différence des pressions partielles de CO₂ dans l'océan (PCO₂) et dans l'air (PCO₂)

En solution, le CO₂ dissous qui représente qu'environ 1% du carbone total, s'équilibre avec les ions bicarbonates et carbonates par les réactions suivantes :



Pour baisser la pression partielle de CO_2 , il faut modifier le cycle biologique, c'est à dire augmenter l'efficacité de la pompe biologique (augmentation des nutritifs) (Buat-Ménard et Davies (1996)). Une des difficultés avec ce processus provient qu'aucune donnée pour l'instant ne permet de l'étayer, que les mécanismes responsable de ces modifications éventuelles ne sont pas connus et que les constantes de temps impliquées dans ces modifications seraient forcément très grande.

Un changement de la circulation océanique est un autre moyen de modifier les gradients verticaux de traceurs bio géochimiques : l'océan profond (annexe 2) réagit sur des constantes de temps environ 1000 ans et la circulation a de toute façon était modifiée lors des évolutions climatiques passés.

La biomasse phytoplanctonique utilise le CO_2 comme source de carbone lors de la photosynthèse et rejette de l'oxygène. La décomposition de la matière organique (oxydation), la respiration impliquent en revanche une libération de CO_2 (Fowler et Knauer (1986)). Les processus physiques et biologiques conduisent au changement observé de ΔCO_2 dans la couche homogène. Le changement de la concentration de ΔCO_2 en fonction du temps s'exprime comme pour l' O_2 par :

$$\Delta\Sigma\text{CO}_2 = \Delta\Sigma\text{CO}_2^a + \Delta\Sigma\text{CO}_2^b + \Delta\Sigma\text{CO}_2^c + \Delta\Sigma\text{CO}_2^d$$

Où les exposants : a, b, d ont la même signification que pour ceux de la variation de la concentration de l' O_2 .

L'exposant c se réfère au changement dû à la dissolution ou la précipitation des carbonates minéraux. Le changement $\Delta\Sigma\text{CO}_2^c$ est évalué à partir du changement d'alcalinité (annexe3) ΔTA et du changement consécutif aux processus biologiques $\Delta\Sigma\text{CO}_2^b$

$$\Delta\Sigma\text{CO}_2^c = 0.5 (\Delta\text{TA} + 17/122 \Delta\Sigma\text{CO}_2^b)$$

Les termes $\Delta\Sigma\text{CO}_2^a$ et $\Delta\Sigma\text{CO}_2^d$ sont calculés de la même façon que pour ΔO_2^a et ΔO_2^d

Enfin, une fois mesurée $\Delta\Sigma\text{CO}_2$ et évalués $\Delta\Sigma\text{CO}_2^a$, $\Delta\Sigma\text{CO}_2^c$, $\Delta\Sigma\text{CO}_2^d$ par différence, on déduit $\Delta\Sigma\text{CO}_2^b$, changement de $\Delta\Sigma\text{CO}_2$ dû aux processus biologiques.

$\Delta\Sigma\text{CO}_2^b = \Delta\Sigma\text{CO}_2^{\text{org}} + \Delta\Sigma\text{CO}_2^{\text{inorg}}$ (due à la dissolution du carbonate de calcium).

Et à partir de ces équations on a obtenu le rapport de Redfield (1961):

C / N / P / O: 106 / 14 / 1 / -136

1.17. Les processus affectant les gaz réactifs dans l'eau de mer.

La distribution de l'oxygène dissous à l'échelle de l'océan global est généralement présentée comme le résultat net de la consommation biologique et du renouvellement physique par advection et mélange (Klein et Coste (1984)).

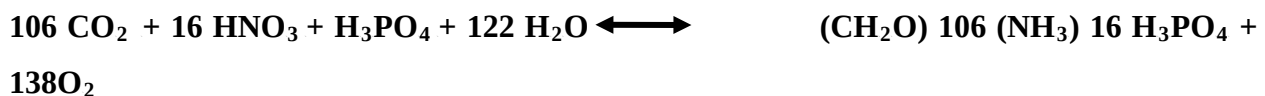
A la frontière supérieure de l'océan, la concentration d' O₂ établie principalement par l'échange avec l'atmosphère est modulée journallement et saisonnièrement par le cycle photosynthétique. Grâce à la symétrie de fonctionnement bien connu entre l'O₂ et le CO₂, la distribution du CO₂ dans l'océan est l'image plus au moins parfaite de celle de l' O₂ à travers les processus de photosynthèse – respiration - dégradation de la matière organique (Keeling et *al* (1988).

1.17.1 Photosynthèse.

Ce processus biologique assuré par les producteurs primaires (phytoplancton) affecte simultanément l'oxygène et le dioxyde de carbone. Ce processus est caractérisé d'une part par la fixation et la réduction du CO₂ par les atomes d'hydrogène de l'eau grâce à l'action de la lumière à travers les pigments chlorophylliens et d'autre part par la libération de l'oxygène suivant la réaction (1)



La photosynthèse est un exemple de processus dans lequel, un gaz dissous (CO₂) est transformé en un autre gaz (O₂) dans un rapport que l'on peut prévoir grâce au modèle stœchiométrique de Redfield et *al.*, (1963), inspiré de la composition moyenne statistique empirique de la matière organique :



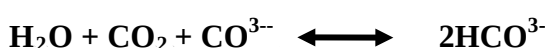
Selon ce modèle, le rapport molaire, encore appelé quotient photosynthétique de l'oxygène libéré à CO₂ consommé serait de $138 / 106 = 1,30$.

L'accroissement de la teneur en oxygène dissous par la photosynthèse dépend bien évidemment du taux de production primaire et il est plus élevé dans les eaux hautement productives (Upwellings côtier) que dans les eaux oligotrophes.

1.17.2. Respiration.

Lorsqu'une masse d'eau s'enfonce, coupée du contact avec l'atmosphère, elle voit sa concentration en oxygène diminuer et celle en gaz carbonique augmenter sous l'effet de la respiration des organismes vivants et de l'oxydation de la matière organique qui sédimente, depuis la couche de surface où elle a été synthétisée (Suess (1980).

La réactivité biologique du CO₂ est doublée d'une réactivité chimique mettant en jeu les processus de dissolution - précipitation des carbonates:



L'O₂ présente l'avantage sur les autres constituants biologiques associés au processus de respiration de pouvoir être prédit, car il est facile de déterminer la quantité d'O₂ utilisée par la respiration en comparant la teneur observée avec la valeur de solubilité qui correspond à la teneur initiale: Redfield (1942) a introduit la notion de ce qu'on appelle notion d'utilisation apparente (UAO) pour présenter cette différence.

L'utilisation apparente d'oxygène (OAU : Oxygen apparent utilization) est définie par l'équation:

$$\text{OAU} = (\text{O}_2)_{\text{eq}} - (\text{O}_2)_{\text{in situ}}$$

MATERIELS ET METHODES.

2. Matériels et méthodes.

A partir des données obtenues à la suite des sorties PAPADOC effectués à bord du navire KOROTNEFF, le présent travail se propose d'examiner les variations saisonnières et inter-annuelles de la répartition verticale de l' O_2 de déterminer les phénomènes responsables de ces variations et d'estimer les échanges océan - atmosphère d' O_2 à l'aide de l'étude des corrélations avec les paramètres physiques comme la température et la salinité et chimiques tels que les sels nutritifs.

Les résultats présentés dans ce travail sont établis à partir de prélèvements faits lors des sorties mensuelles appelées PAPADOC durant les années 2004 – 2005. Ils font partie d'une campagne d'étude appelée DYFAMED.

L'opération DYFAMED est une étude à long terme de l'environnement méditerranéen, elle a pour terrain d'action la zone centrale de la Mer Ligure où l'influence du Front Liguro - Provençal et les transports latéraux sont en général important et où les forçages météorologiques engendrent une forte variabilité saisonnière et inter - annuelle du régime hydrologique. Les 03 stations de DYFAMED utilisées dans notre travail sont localisées à 52 Km du Cap Ferrat à une moyenne de coordonnées 43°25 N et 07°52 E (dans la zone centrale).

Les prélèvements des échantillons ont été établis d'une façon dissemblable :

Entre -10 à - 100 m, nous avons utilisé un pas de - 10 m.

Entre - 100 et - 300 m, un pas de - 50 m d'intervalle.

Enfin entre - 300 et - 1000 m, c'est à chaque 100 m d'intervalle.

Au total, 16 prélèvements, ont été réalisés avec des bouteilles Niskin de 5 l.

Nous avons également procédé à l'étude de plusieurs paramètres physico – chimiques : T° , salinité, O_2 , Profondeur et utiliser les méthodes suivantes :

- Dosage des éléments nutritifs (Nitrates NO_3 et les Orthophosphates PO_4^{3-} , Silicates SiO_4)

-Dosage de l' O_2 dissous par analyseur automatique (sonde)

2.1. Techniques d'échantillonnage et stratégie.

L'étude des structures biologiques à petite échelle a surtout été effectuée dans des zones hydrologiquement simples dans la baie de Villefranche – sur - Mer; exemple de Margalef R. (1985).

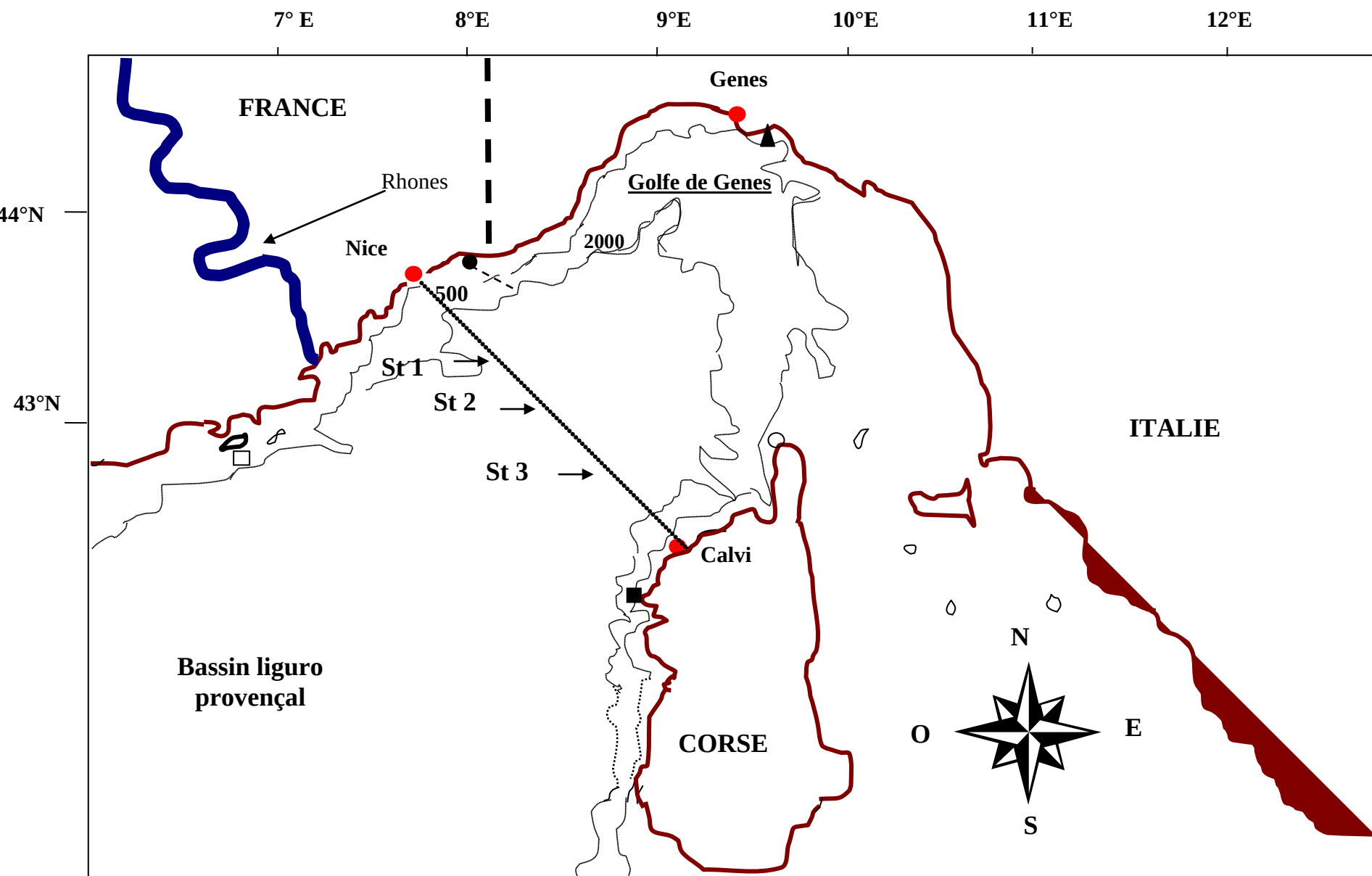


Figure 10: Position des stations de notre sortie PAPADOC, les surfaces hachurées représentent l'aire de dérive du navire lors des stations de longue durée (2004).

● Vintimille ■ Ile de Gargalo ▲ Pte. di Portofino □ Ile de Porquerolles ○ Cap Corse

En mer Ligure, le cadre hydrologique est à priori complexe et les structures pourraient suivre au moins 2 modalités de développement. Il est donc nécessaire d'examiner attentivement les problèmes posés par l'échantillonnage en milieu hétérogène, ainsi les différentes stratégies possibles, en fonction des échelles temporelles de changement.

2.2 Techniques d'échantillonnage et difficultés rencontrées.

La densité de prélèvements nécessaire pour décrire un ensemble de structures hétérogènes est déterminée par la taille de la plus petite structure recherchée.

L'existence, dans la région étudiée, de plusieurs types d'eau très différents implique que dans les zones d'affrontement de ces eaux existent de forts gradients et donc que les structures se modifient de façon importante sur de courtes distances vraisemblablement de l'ordre de quelques centaines de m.

Il faut donc adopter un pas d'échantillonnage très petit, de l'ordre d'une centaine de m, qui permette de décrire ces évolutions spatiales. On va ainsi réaliser sur des courtes distances, quelques dizaines de miles environ, un très grand nombre de prélèvements ce qui implique que le temps s'écoulant entre le début et la fin de l'opération soit importante.

On arrive alors à un paradoxe: pour décrire finement des structures à petite échelle, il faut effectuer un très grand nombre d'observations demandant chacune un temps fini t et un temps total T , très court et d'autant plus court que les structures sont plus petites et donc qu'il faut un plus petit pas d'échantillonnage pour les décrire.

Afin de minimiser les distorsions spatio-temporelles des structures, il existe 2 solutions :

- soit décrire une zone suffisamment petite pour que l'évolution temporelle soit faible pendant la durée de l'échantillonnage,
- soit si l'on veut décrire de grandes zones, simplifier l'échantillonnage afin de réduire la durée de l'opération. Il y a plusieurs façons de réduire alors le temps d'échantillonnage.

On peut, entre autre, prélever de l'eau à intervalle d'espace ou de temps régulier sans arrêter le bateau puis effectuer les mesures sur ces prélèvements. En plus de l'effort d'analyse lourd représenté par le grand nombre de prélèvement, ce mode de travail présente le défaut de limiter, dans la pratique, l'échantillonnage à un seul niveau, le plus facilement accessible étant la surface.

On peut ainsi effectuer des mesures en continu, par des sondes ou en pompant de l'eau, pendant la marche du bateau et stocker les mesures à intervalle Δt fixe. Dans ce cas le nombre de niveaux accessibles est limité par le nombre de systèmes de mesure dont on dispose. Cette limite pouvant être franchie en utilisant un système de mesure et/ou de prélèvement oscillant dans le

sens vertical avec une amplitude déterminée, qui fournit lors de toute la période d'analyse, une mesure à chaque profondeur.

Quelle que soit la voie: prélèvements discrets pendant la marche du bateau ou mesures en continu, que l'on ait choisi, le problème du choix de la stratégie d'échantillonnage reste délicat.

2.3. Stratégie d'échantillonnage.

Avec un seul navire, plusieurs stratégies sont possibles selon l'échelle spatio-temporelle que l'on cherche à étudier. Elles se traduisent sur le terrain par des parcours différents au sein de la zone prospectée.

- Parcours en ligne droite :

C'est celui qui minimise le temps d'échantillonnage pour une zone d'une taille donnée. Par là même il réduit la distorsion temporelle entre les observations du début et de la fin de l'opération.

2.4. Réalisation pratique.

Les mesures ont été conduites en continu au cours de la marche du bateau grâce à une sonde tractée et un circuit de pompage en continu d'eau de mer, alimentant des appareils de mesure embarqués. Ce système de mesure étant unique un seul niveau peut donc être échantillonné. Pour des raisons pratiques, la profondeur d'immersion et d'étalonnage était celle de la couche de surface aux alentours de -3 à -5m qui a été choisie.

Cependant nous savons, que la structure de surface peut-être un bon indicateur de l'état de la structure verticale. D'autre part, la relative stabilité verticale, en dehors du centre de divergence, renforcé par le réchauffement printanier de cette couche de surface, doit être favorable, si des apports nutritifs y sont réalisés, à l'observation du développement du bloom phyto - planctonique post-hivernal.

2.5. Mesures *in situ*.

Des séries de mesures continues ont été recueillies pendant la marche du bateau à 5 nœuds par des sondes tractées *in situ* et par des appareils de mesure travaillant à bord sur l'eau

pompée en continu à proximité des sondes soit une immersion de -3 à -5m. Les paramètres continus enregistrés sont :

- Profondeur et immersion de la sonde: mesurée par un capteur de pression avec une précision de $\pm 0,10\text{m}$, après étalonnage, on attend quelques secondes avant de lire le résultat de la mesure, après stabilisation de l’affichage sur l’écran.
- Température : mesurée par un thermocouple immergé avec une précision de $\pm 0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$
- Conductivité a été mesuré à la descente à l'aide d une sonde SEABIRD.

Ces 3 paramètres ont été mesuré à la descente à l'aide d'une sonde SEABIRD.

Les signaux de la bathysonde ont été enregistrés toutes les secondes à l’aide d’une centrale d’acquisition de données pilotée par un ordinateur HP17 qui stocke les informations provenant des différents capteurs.

-Teneurs en particules : estimée par le coefficient de diffusion optique dans un angle compris entre 0 et 6° où la diffusion est proportionnelle à la teneur en particule mais dépend aussi de la taille et la nature des particules.

Trente cinq échantillons en moyenne ont été prélevés à chaque sortie entre -10 et -2000 m à l’aide de bouteilles Niskin de 5 l afin de mesurer les sels nutritifs : N-NO_3 , P-PO_4 , SO_4 et l'O_2 par Dosage automatique.

Dans notre étude, juste 16 échantillons correspondants aux différentes profondeurs ont été pris en compte, car le reste des autres échantillons ont été utilisés dans d’autres études programmées dans le cadre de DYFAMED.

2.6. Mesures à bord à partir d’eau pompée en continu.

- Salinité : on accède maintenant à la salinité par des mesures de conductivité, avantage le conductivité peut se mesurer *in-situ* par sondes C.T.D ou on peut la mesurer au Salinomètre Guildline modèle Autosal 8400 adaptée en flux continu, la précision est de $\pm 0.02\text{ ‰}$.

La mesure de la conductivité, salinité, température et profondeur (pression) nous a permis d’accéder à la densité (voir annexe 4).

- Teneur en chlorophylle a: estimée à partir de la mesure de fluorescence *in vivo* avec un fluorimètre Turner Design et met en évidence la poussée planctonique dues aux apports nutritifs.

2.7. Dosages des éléments nutritifs (nitrates NO_3 et les Orthophosphates PO_4^{3-}).

Ces derniers ont été réalisés dans le laboratoire à partir d’un litre d’eau brute conservé dans des bouteilles maintenues à basse température (dans une glacière), cette eau est filtrée et le filtrat est conservé dans un congélateur en vue du dosage.

Les sels nutritifs sont dosés par des méthodes colorimétriques selon (Aminot et *al.*, (1983).

Principe :

Cette méthode est basée sur le dosage des ions NO_2^- obtenus par réduction quantitative (>95 %) des ions NO_3^- ; la réduction est effectuée par passage de l'échantillon sur une colonne de cadmium traité au cuivre (Wood et *al.*, (1967).

Mode opératoire

- Ajouter à 100 ml d'eau de l'échantillon, 2 ml de NH_4Cl^- concentrée.
- Verser 50 ml d'eau de l'échantillon, dans la colonne, pour éliminer le risque d'interférence entre les échantillons
- Verser, ensuite le reste de l'eau de l'échantillon dans la colonne et rejeter les 30 premiers ml.
- Rincer une éprouvette graduée avec 5 ml de la solution passée par la colonne puis récupérer 50 ml de l'éluant.
- Ajouter, d'abord 1 ml, puis mélanger et laisser reposer 2 à 8 min.
- Ajouter, ensuite 1 autre ml, et mélanger à nouveau puis attendre au moins 10 min (mais pas plus de 2 h).
- Lire l'absorbance à la longueur d'onde $\lambda = 543 \text{ nm}$.

Dosage des orthophosphates PO_4^{3-}

Le dosage des orthophosphates est réalisé selon la méthode de Murphy et Riley (1962), cette méthode reste jusqu'à aujourd'hui une des plus rapides et des plus simples pour le dosage des orthophosphates

Principe:

Cette technique est basée sur la réaction des ions phosphates avec le molybdate d'ammonium, en présence d'antimoine III, cette réaction aboutit à la formation d'un complexe que l'on réduit par l'acide ascorbique; cette réduction mène à la formation d'une solution de coloration bleue dont le maximum d'absorbance a lieu à une longueur d'onde égale à 885 nm

Mode opératoire

- Prendre 100 ml d'eau de l'échantillon.
- Ajouter 10 ml du mélange réactif.
- Attendre 5 min et lire l'absorbance à la longueur d'onde $\lambda = 885 \text{ nm}$.

2.8. L'O₂ dissous.

A la surface de l'océan, l'oxygène est en équilibre de solubilité avec l'atmosphère (concentration = 300 $\mu\text{mole/kg}$). En un point de l'océan, l'écart à cet équilibre est dû à

l'oxydation de la matière organique. L'utilisation apparente d'oxygène (OAU: Utilisation Apparente d'Oxygène) est défini par :

$$\text{OAU} = (\text{O}_2)_{\text{in situ}} - (\text{O}_2)_{\text{eq}}$$

Où:

$$\text{OAU} = [\text{O}_2]_{\text{in situ}} - [\text{O}_2] \text{ (en surface ramené aux conditions de } T^\circ \text{ et de } S\% \text{ in situ).}$$

Donc le 1^{er} gaz dissous analysé fut l'O₂ grâce à la méthode chimique de Winkler qui malgré son ancienneté (1888) a été pour plusieurs décennies, la plus utilisée, comme une méthode de référence (voir principe et mode opératoire en annexe 5).

Dans notre étude nous avons analysé automatiquement l'O₂ dissous grâce à une sonde, compacte, robuste, étanche de type IP 68, résistante aux principaux agents chimiques dont les caractéristiques sont très performantes. Cette sonde est caractérisée par une température pouvant osciller entre 0 à 85 °C ($\pm 0,1$ °C) avec un temps de réponse de 60 secondes et une durée de vie moyenne à saturation de 6 mois. Son étalonnage se fait à l'air, avec une compensation automatique en température et une compensation manuelle programmable en salinité et pression, permettant de diagnostiquer et de valider la chaîne d'acquisition grâce à un logiciel d'acquisition qui stocke, visualise et exporte les mesures. Connaissant les liaisons entre les 2 paramètres, la détermination d'une relation entre les teneurs en O₂ et la valeur de PCO₂ permet d'extrapoler les résultats obtenus pour PCO₂, aux régions pour lesquelles les valeurs de l'O₂ sont connues.



Figure 12: Sonde de mesure d'O₂ dissous, type IP 68 programmable.

RESULTATS.

3. Résultats.

Les résultats des différents paramètres ont été présentés sous forme de tableaux, il s'agit de la profondeur, la température, la salinité, la densité et les éléments nutritifs NO_3 , PO_4^{3-} , SO_4 durant l'année 2004.

Les résultats physico-chimiques sont d'abord présentés sous forme de tableau avant d'être interprétés.

3.1. Conditions climatiques et données géographiques lors des sorties du 1^{er} trimestre 2004.

Lors des sorties de **janvier, février et mars 2004**, les mesures ont été prises dans une station située à 07° 51' 6 E, qu'on a nommée station 1 à une profondeur de - **2540 m**. Les conditions climatiques étaient hivernales. Les prélèvements commençaient à **9 h** du matin pour finir à **14 h**, les séries mensuelles ont permis de réaliser une moyenne trimestrielle des données **météorologiques**, représenté dans le **tableau 3a**, la partie supérieure représentant les données climatologiques et géographiques.

Tableau 3a: Représentation des valeurs moyennes météorologiques obtenues en janvier, février et mars 2004.

Mission		PAPADOC		Station 1	
Position	07 51' 6 E	Profondeur	- 2540 m		
	43 08' 5 N	Date	Jan -fév - mars 2004		
		Heures Début	09 h 05		
		Fin	14 h 02		
Météorologie		Heure d'observation			
Mer	4	08 h 00			
Vent	Vitesse	4 Noeuds	08 h 00		
Nébulosité	6	08 h 00			
Pression Atmosphérique	1012	08 h 00			
Précipitation	Non	08 h 00			
Temp. Air -Sec	18,6	08 h 00			
Humidité	/	08 h 00			

3.1.1. Les paramètres physico-chimiques de la station 1.

Concernant les paramètres physico-chimiques représentés dans le tableau 3b, les prélèvements sont effectués à des profondeurs allant jusqu'à - 2540 m.

Tableau 3b: Représentation des valeurs moyennes des paramètres physicochimiques en janvier,

Profondeur (Z) m	T °C	S ‰	Densité	O ₂	PO ₄	NO ₃	SIO ₃
0	17,35	38,003	27,748	5,54	0,06	0,06	1,22
10	17,27	38,016	27,778	5,63	0,04	0,05	1,16
20	14,87	38,060	28,375	5,85	0,01	0,05	1,16
30	13,53	38,156	28,742	5,71	0,01	0,08	1,74
50	13,08	38,191	28,863	5,33	0,01	2,17	2,38
75	13,08	38,293	28,942	5,17	0,26	4,34	2,97
100	13,17	38,369	28,982	4,78	0,28	5,34	3,65
150	13,52	38,514	29,021	4,54	0,31	6,22	4,78
200	13,53	38,534	29,034	4,45	0,37	6,49	5,30
250	13,45	38,522	29,042	4,43	0,40	6,85	5,61
300	13,41	38,519	29,048	4,30	0,39	7,10	6,02
400	13,26	38,495	29,061	4,31	0,43	7,52	6,54
500	13,18	38,475	29,062	4,30	0,42	7,87	7,30
600	13,10	38,459	29,067	4,57	0,45	7,93	7,41
800	13,06	38,438	29,059	4,41	0,46	8,04	7,72
1000	13,01	38,421	29,056	4,51	0,53	8,24	8,06

février et mars 2004. (T°C, S‰, Densité en Kg.m⁻³, O₂ (µmol.kg⁻¹), PO₄ (µmol.kg⁻¹), NO₃ (µmol.kg⁻¹), SIO₃ (µmol.kg⁻¹).

3.2. Conditions climatiques et données géographiques lors des sorties du 2^{ème} trimestre 2004.

Concernant les sorties d'avril, mai et juin, elles étaient prises dans une station située à 07° 51' 6 E, qu'on a nommée station 2 à une profondeur de -2590 mètres. Les conditions climatiques étaient celles printanières. Les séries de prélèvements mensuelles ont permis de réaliser une moyenne trimestrielle, représenté dans le tableau 4a, dont la partie supérieure représente les données climatologiques et géographiques et la partie inférieure celles des paramètres physico-chimiques (tab. 4b), prisent à une profondeur de -1000 m.

Tableau 4a: Représentation des valeurs moyennes météorologiques obtenues en avril, mai et juin 2004.

juin 2004.

Mission		PAPADOC		Station 2	
Position	08 01' 0 E	Profondeur	-2590 m		
	43 00' 5 N	Date	Avril- mai- juin 2004		
		Heures Début	20 h 23		
		Fin	24 h 00		
Météorologie		Heure d'observation			
Mer	3	20 h 00			
Vent	Vitesse	4 noeuds	20 h 00		
Nébulosité	2	20 h 00			
Pression Atmosphérique	1014	20 h 00			
Précipitation	Non	20 h 00			
Temp. Air- Sec	14,5	20 h 00			
Humidité	/	20 h 00			

Tableau 4b: Représentation des valeurs moyennes des paramètres physicochimiques en avril, mai et juin 2004.

Profondeur (Z) m	T °C	S ‰	Densité	O₂	PO₄	NO₃	SIO₃
0	17,33	37,979	27,735	5,50	0,02	0,07	1,22
10	17,27	37,981	27,751	5,56	0,02	0,07	1,28
20	15,41	38,088	28,274	5,89	0,01	0,07	1,34
30	13,97	38,114	28,615	6,02	0,01	0,09	1,59
50	13,20	38,223	28,863	5,50	0,01	1,45	2,42
75	13,18	38,300	28,927	4,88	0,13	4,72	3,22
100	13,29	38,375	28,962	4,71	0,35	5,66	4,00
150	13,40	38,471	29,013	4,47	0,25	6,45	4,97
200	13,52	38,534	29,036	4,31	0,28	6,66	5,76
250	13,48	38,534	29,045	4,37	0,26	7,03	6,16
300	13,42	38,523	29,049	4,28	0,26	7,49	6,59
400	13,22	38,493	29,068	4,34	0,41	8,25	7,28
500	13,17	38,476	29,065	4,39	0,36	8,46	7,83
600	13,12	38,460	29,063	4,40	0,35	8,45	8,29
800	12,99	38,435	29,071	4,49	0,38	8,30	8,58
1000	12,99	38,422	29,061	4,43	0,29	7,02	99,99

3.3. Conditions climatiques lors des sorties du 3^{ème} trimestre 2004.

Pendant la période estivale, la station 3 située à 08 01' 0 E, 43 00' 5 N, a été retenue, elle est profonde de -1310 m. Les conditions climatiques en juillet, août et septembre 2004 étaient clémentes.

On a remarqué que le cycle diurne de la présence (jour) et de l'absence (nuit) des radiations solaires, contrôle les variations à court terme (cycle nycthéral) de l'O₂ dissous dans la couche euphotique (couche soumise à l'éclairement solaire): la concentration de l' O₂ dissous dans la couche homogène est plus élevée en fin d'après-midi qu'en début de journée. Les séries des prélèvements mensuels ont permis de réaliser une moyenne trimestrielle, représenté dans le tableau 5a, (données climatologiques et géographiques) et les paramètres physico-chimiques mesurés à -1000m (tab. 5b).

Tableau 5a: Représentation des valeurs moyennes météorologiques obtenues en juillet, août et septembre 2004.

Mission		PAPADOC		Station 3	
Position	43 33' 5 N		Profondeur	-1310 m	
	07 19' 1 O		Date	Juillet -août- sep 2004	
			Heures début	10 h 20	
			Fin	18 h 00	
Météorologie			Heure d'observation		
Mer 3			16 h 00		
Vent	Vitesse	3/4 noeuds	16 h 00		
Nébulosité 8			16 h 00		
Pression Atmosphérique 1013			16 h 00		
Précipitation Oui			16 h 00		
Temp. Air- Sec 16,0			16 h 00		

Tableau 5b: Représentation des valeurs moyennes des paramètres physicochimiques en juillet, août et septembre 2004.

Profondeur (Z) m	T °C	S ‰	Densité	O ₂	PO ₄	NO ₃	SIO ₃
0	18,63	37,530	27,065	5,44	0,06	0,42	0,72
10	17,97	37,597	27,283	5,50	0,07	0,32	0,81
20	15,35	37,863	28,114	5,72	0,07	0,36	1,05
30	15,21	37,878	28,158	5,75	0,07	0,48	1,08
50	14,82	37,898	28,261	5,70	0,07	0,42	1,17
75	14,46	37,925	28,362	5,78	0,06	0,48	1,23
100	13,80	37,994	28,559	5,50	0,08	2,21	1,55
150	13,33	38,091	29,734	5,42	0,16	4,09	1,80
200	13,26	38,217	29,846	5,13	0,16	4,92	2,47
250	13,44	38,383	29,936	4,89	0,21	5,00	3,32
300	13,48	38,485	29,007	4,60	0,33	5,15	4,30
400	13,63	38,584	29,051	4,41	0,35	5,42	5,24
500	13,53	38,594	29,081	4,41	0,38	6,17	5,46
600	13,42	38,509	29,038	4,31	0,40	6,86	6,57
800	13,26	38,554	29,107	4,40	0,45	7,68	8,04
1000	13,08	38,489	29,094	4,60	0,46	7,98	8,40

3.4. Interprétations des mesures des paramètres physico-chimiques.

3.4.1. La température.

Nos résultats montrent que la température de l'eau varie de 3 à 4 °C selon la profondeur et la saison, station1 : fig. 13, station 2: fig. 14 et station 3: fig. 15.

A cause du faible taux d'insolation et de la pénétration de la lumière, la température baisse progressivement en fonction de la profondeur. En effet, en surface et dans les couches superficielles, les conditions climatiques locales ainsi que les phénomènes d'évaporation d'eau jouent un rôle important sur sa variation, dans les couches supérieures, on note un minimum thermique aux alentours de -75 m de profondeur (figs. 13, 14 et 15).

Dans les eaux intermédiaires, la température ne varie pas significativement, c'est qu'en profondeur et à partir de -800 m, qu'elle diminue et acquière les caractéristiques des eaux profondes qui sortent par le détroit de Gibraltar.

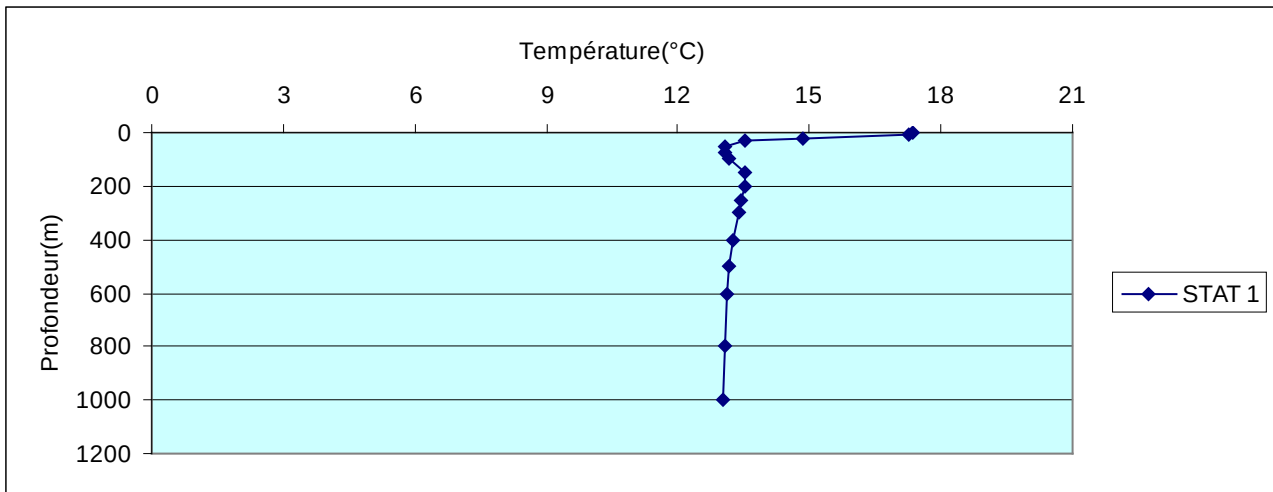


Figure 13: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles des températures de la **station 1** (janvier, février et mars 2004). Profondeur de la station 1: -2540 m.

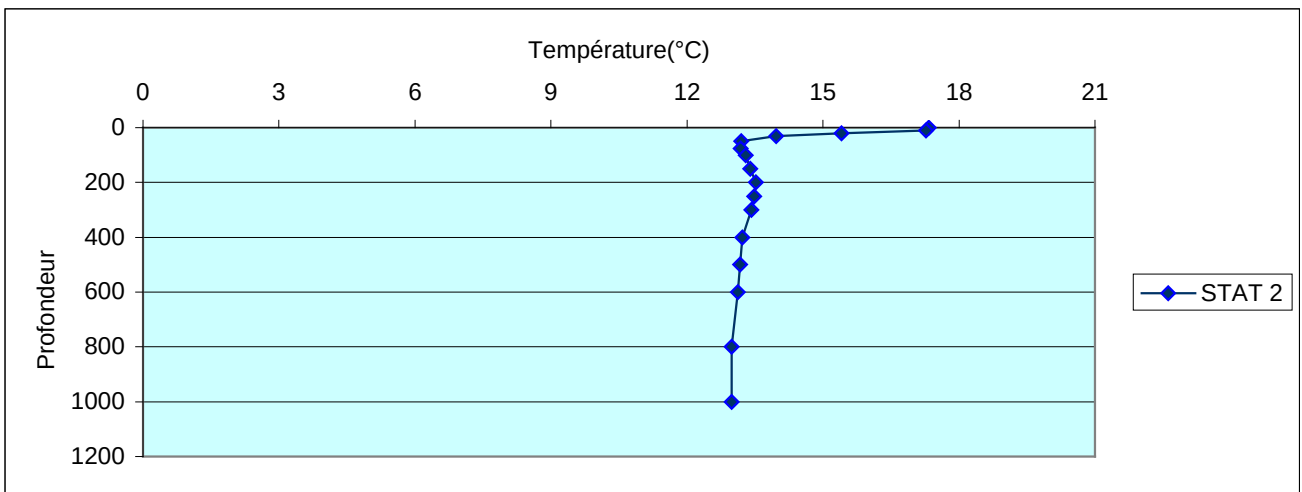


Figure 14 : Représentation des valeurs moyennes trimestrielles des températures de la **station 2** (avril, mai et juin 2004). Profondeur de la station 2: -2590 m.

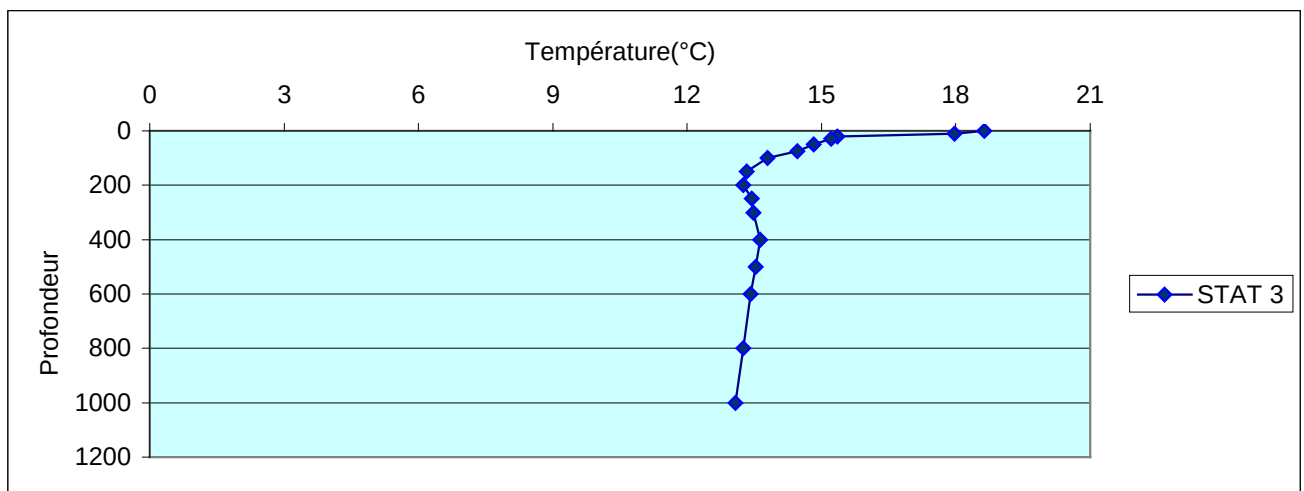


Figure 15: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles des températures de la **station 3** (juillet, août et septembre 2004). Profondeur de la station 3: -1310 m.

3.4.2. La salinité et la densité.

Grâce à des mesures répétitives multiparamétriques en continu, effectuées à différentes périodes de l'année, on a pu confirmer l'existence d'un front de densité permanent en mer ligure. Des descriptions similaires des caractéristiques de ce front ont été signalées antérieurement par [Prieur \(1985\)](#).

Cette région frontale, située à la limite du courant Ligure, vers le large présente un gradient de salinité entre 38 et 38,35 ‰. Il est bas en périphérie et plus élevé dans la zone centrale, les eaux les moins salées se situant vers la côte et les plus salées vers le large (figs. 17, 18 et 19). Ce qu'on a pu remarquer aussi, c'est que la zone périphérique était pauvre en sels nutritifs et en phytoplanctons, elle est parcourue par le courant Ligure et comporte une petite convergence à son extrémité externe.

La zone frontale est caractérisée par une production phytoplanctonique élevée, elle est marquée par une divergence (D) et bordée par 2 convergences, d'un côté une zone périphérique (CP), de l'autre une zone centrale (CC). Cette dernière est riche en sels nutritifs, comporte une divergence appelée divergence du large (DL).

La région située entre la convergence (CC) et la divergence du large (DL) est appelée zone marginale (proche du front). Cette région est le lieu privilégié des variations et des échanges horizontaux d'O₂, de sels nutritifs et de biomasse planctonique.

De façon permanente, 2 cellules principales de circulation verticale peuvent être reconnues:

- Une cellule frontale avec des advections quasi-isopycnales ascendant en D et descendant en CC.
- Une cellule marginale circulant en sens contraire, avec une advection ascendante en DL et descendante en CC

Ce système de convergences - divergences, présente une structure verticale qui varie sur une dizaine de km et que l'on trouve de chaque côté du bassin Liguro-provençal.

La position du front est variable dans le temps et dans l'espace ceci est dû principalement à des sollicitations externes comme les variations climatiques ou encore les contenus thermique et halin.

En hiver, au large de la Riviera Française, la zone frontale s'étend au maximum entre 2 milles et une dizaine de milles au large. Nos observations nous permettent de situer la zone frontale qui commence entre 12 - 15 milles de la côte, elle est permanente, et possède une extension verticale importante en avril (fig. 18). La zone frontale a des gradients horizontaux de densité bien marquée.

Dans ce contexte nous proposons un schéma qui résume le phénomène (fig. 16).

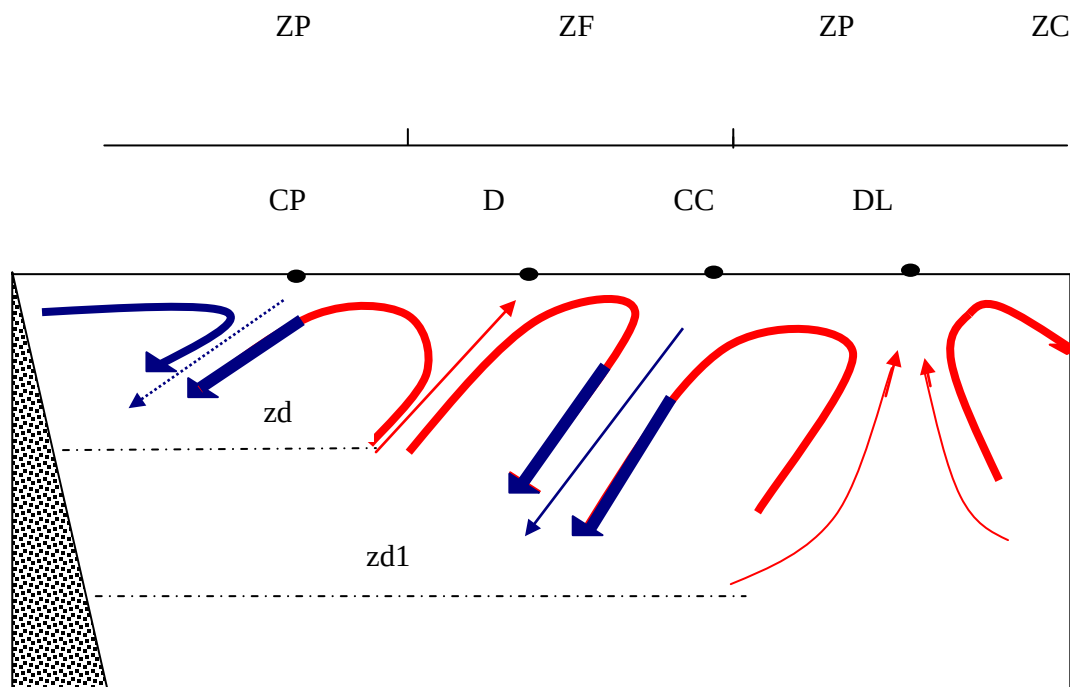


Figure 16: Circulation dans un plan vertical, constituée principalement d'une convergence C et de 2 divergences D et DL. La longueur totale de la coupe est de 65 km.

ZP : Zone périphérique, ZF: Zone Frontale, ZC: Zone Côtière Zd et Zdl: Profondeur

CP: Convergence périphérique, D: divergence, CC: Convergence côtière

DL: Divergence au large. ——— sens du mouvement de convection.

———— sens du mouvement de divergence.

Dans le plan vertical, les pentes des isopycnes sont importantes au niveau du gradient maximum et les processus dynamiques qu'engendrent ces mouvements verticaux, ont une grande influence sur la production primaire et secondaire et jouent un rôle capital dans l'écosystème pélagique planctonique.

Dans la zone frontale, nos résultats montrent que les processus dynamiques responsables de l'élévation de la biomasse durant toute l'année fonctionnent comme suit:

- Les remontées d'eaux (flux advectés) générés par les divergences D et DL vont enrichir la couche euphotique en sels nutritifs permettant un développement planctonique autotrophe important en surface.
- Une partie de cette biomasse est entraînée en profondeur et vers les côtes par CC.

L'existence d'une zone frontale a des conséquences sur la variabilité spatiale des fortes concentrations de biomasse planctonique et sur le changement de la composition spécifique des peuplements.

La zone centrale et la zone périphérique forment 2 écosystèmes distincts.

La région frontale est la zone d'affrontement entre ces 2 écosystèmes dans laquelle existent des sources dynamiques chimiques et biologiques. Ce qui lui confère le caractère original et typique d'un écosystème à part entière et plus riche que les précédents. La grande circulation cyclonique place les eaux les plus denses au centre (fig.16).

En hiver, les densités en surface dépassent 29 Kg.m^{-3} (fig. 17), le centre du bassin est plus salé et le Golfe du Lion est balayé par des vents très secs qui favorisent une évaporation (Mistral, Favonius et ne) et provoque une densité égale à celle des sous-jacentes, ce qui explique la formation de la thermohaline à la verticale.

En général la densité augmente avec la profondeur car elle est dépendant de 2 facteurs: la température et la salinité. Plus la température diminue et plus l'eau devient plus dense. En hiver, le bassin est balayé par des coups de vents et des systèmes dépressionnaires favorisant l'accroissement de la densité qui augmente en fonction de la profondeur du fait de la faible insolation et de la pénétration de la lumière. On remarque que les eaux superficielles (figs.17, 18 et 19) présentent des valeurs oscillant autour de 27 kg/m^3 et présentant des gradients de densités plus faibles que les eaux intermédiaires formées dans le bassin oriental et cette même masse qui voient leur densité augmenter dans les eaux profondes (29.10 kg/m^3). Il en est de même pour la salinité qui augmente suivant la profondeur et particulièrement dans les eaux intermédiaires formées dans la mer Égée (figs.17, 18 et 19).

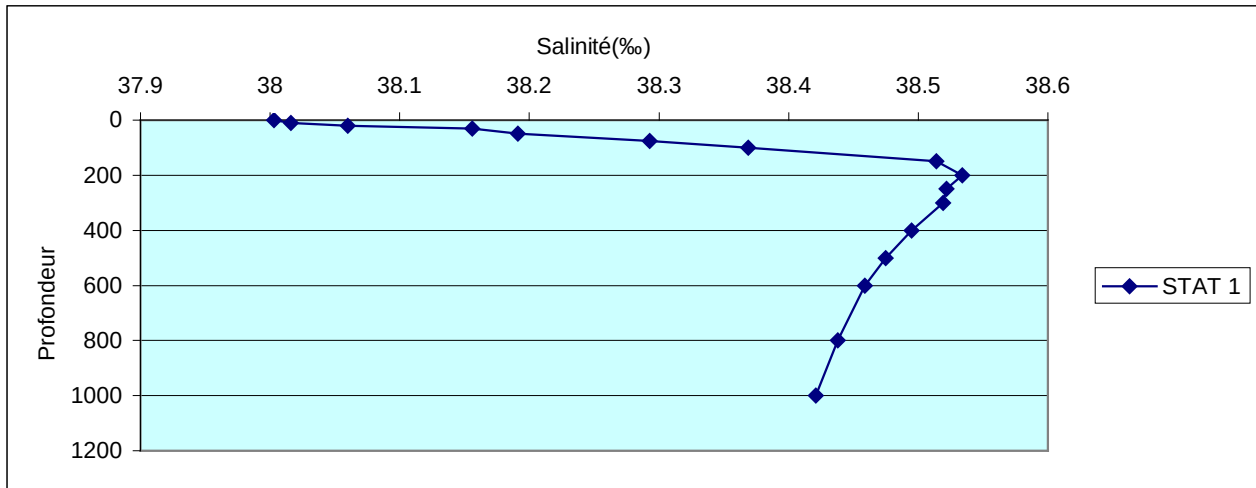


Figure 17: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de salinité **station 1** (janvier, février et mars 2004). Profondeur de la station 1 : -2540 m.

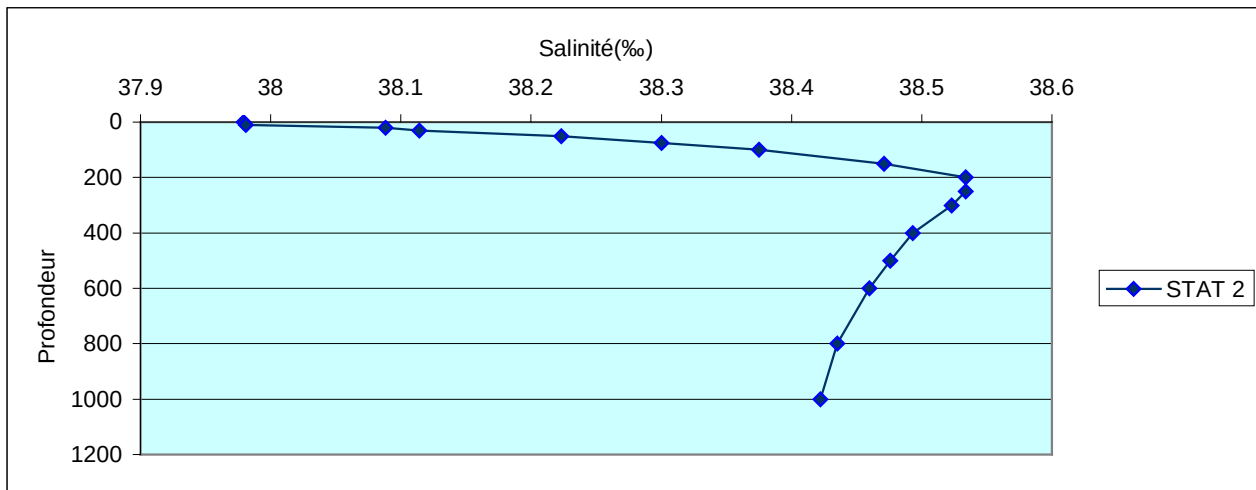


Figure 18: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de salinité de la **station 2** (avril mai et juin 2004). Profondeur de la station 2 : -2590 m.

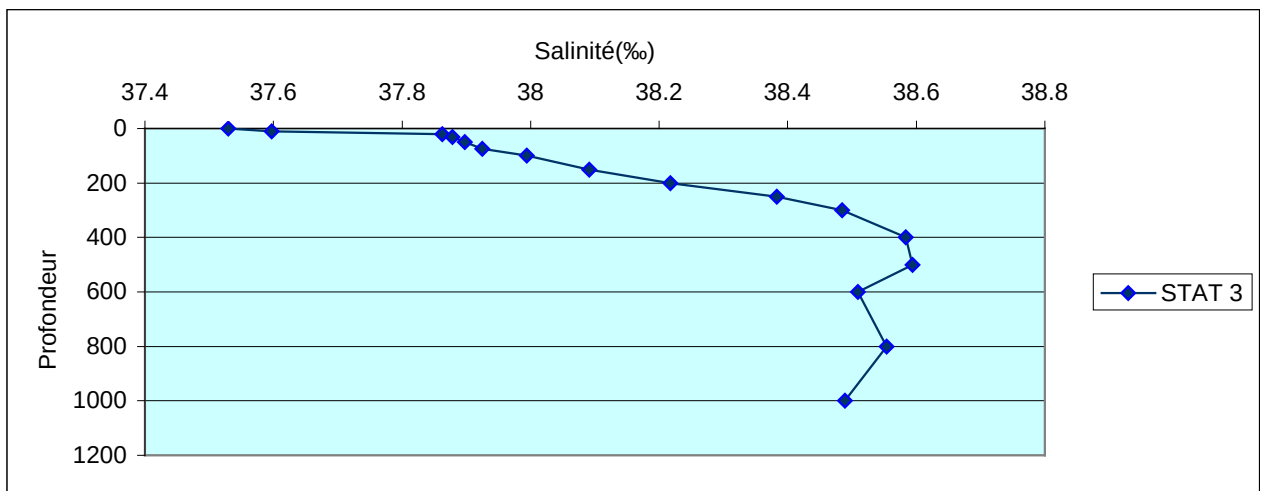


Figure 19: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de salinité de la **station 3** (juillet, août et septembre 2004). Profondeur de la station 3 : -1310 m.

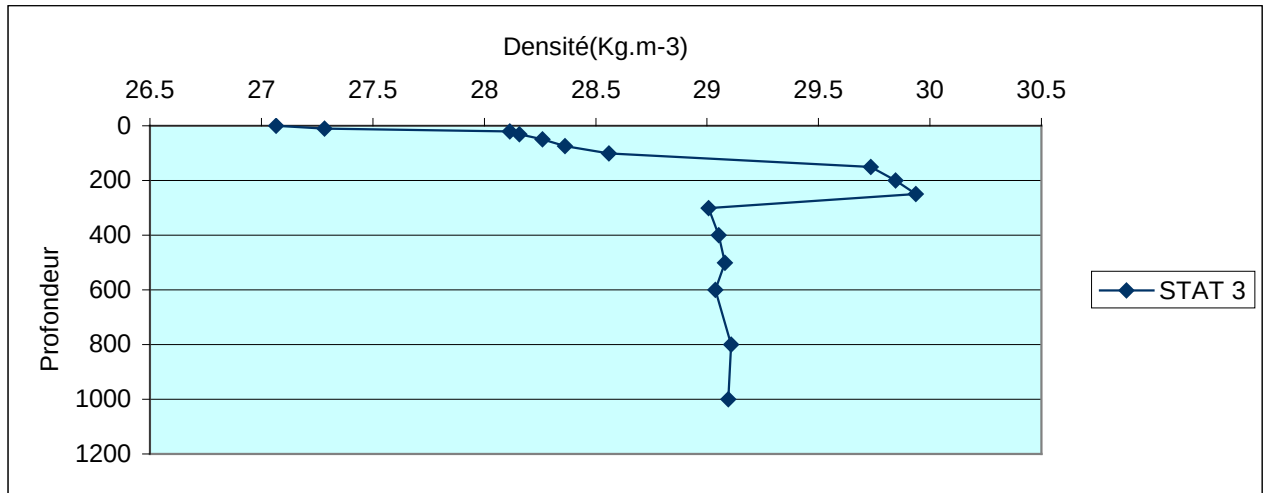


Figure 20: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de densité **station 1** (janvier, février et mars 2004). Profondeur de la station 1 : -2540 m.

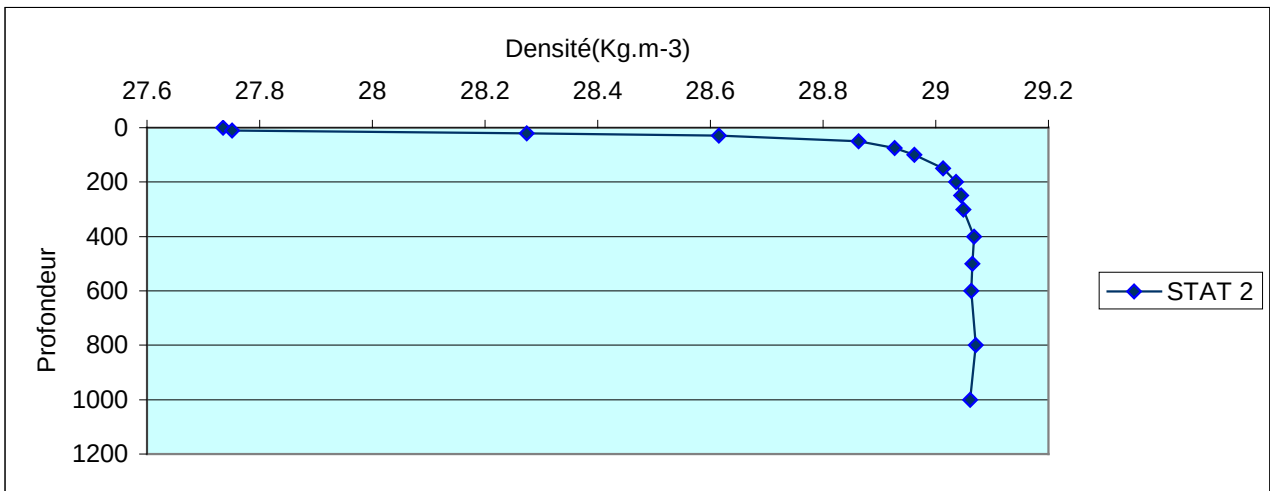


Figure 21: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de densité de la **station 2** (avril mai et juin 2004). Profondeur de la station 2 : -2590 m.

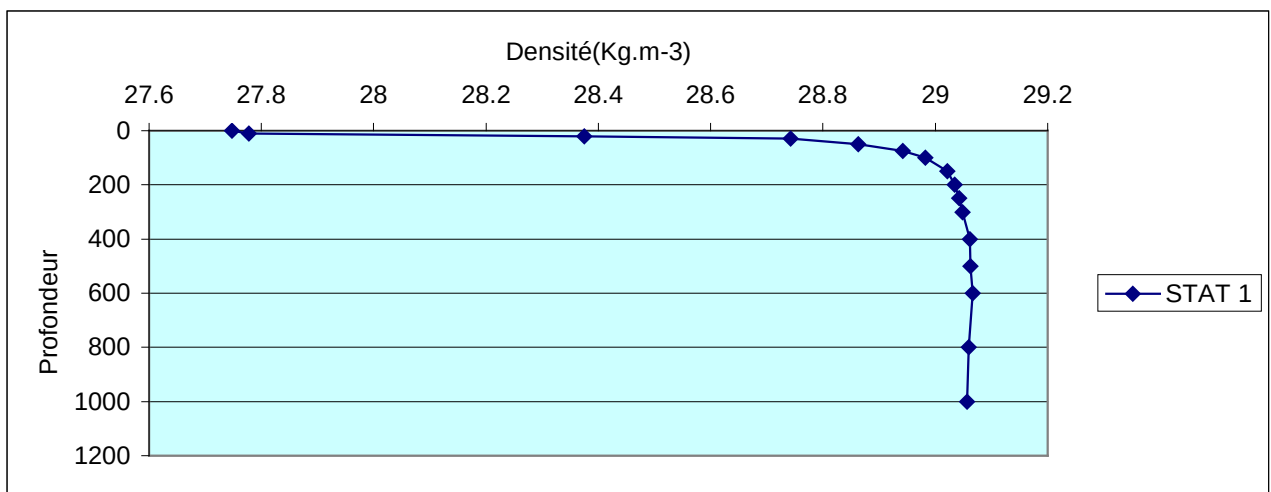


Figure 22: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de densité de la **station 3** (juillet, août et septembre 2004). Profondeur de la station 3 : -1310 m.

3.4.3. L'O₂ dissous.

Nos résultats nous permettent de caractériser 3 types d'évolution de la concentration d'O₂ dans le bassin Liguro-provençal:

- Dans les eaux de surface.
- Dans les eaux intermédiaires.
- Dans les eaux profondes.

3.4.3.1. L'O₂ dans les eaux de surface du bassin Liguro - provençal.

On sait pertinemment qu'à la frontière supérieure de la mer, la concentration d'O₂ établie principalement par l'échange avec l'atmosphère est modulée quotidiennement et en fonction des saisons par le cycle photosynthétique.

La concentration de l'O₂ suit alors un cycle saisonnier régulier, elle est contrôlée par la température et l'agitation de l'eau. Ainsi on a remarqué la similitude entre l'évolution des courbes de température (voir figs.13, 14 et 15) et la concentration en O₂ (figs.23, 24 et 25) principalement dans les eaux de surface qui varient en fonction des saisons et oscille autour de 5,56 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (voir tabs. 3b, 4b, 5b).

On a constaté aussi, qu'en plus des variations qui se produisent au cours des 24 heures dans les eaux de surface, la répartition de la quantité relative d'O₂, montre en général, une saturation en surface, car elle est en équilibre permanent avec l'atmosphère (échanges au niveau de l'interface air-mer) et une sursaturation (6.01 $\mu\text{mol. kg}^{-1}$) à des profondeurs entre -20 m et -60 m due à la grande densité de biomasse phytoplanctonique rassemblée à ces niveaux où les conditions physico-chimiques sont favorables à la production photosynthétique.

Pendant l'hiver, une couche de mélange se forme sous l'effet combiné de l'augmentation de la densité des eaux de surface qui dépasse 29 Kg.m^{-3} (fig.20) et de l'action des vents polaires. Cette couche est relativement sursaturée (5,85 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$) (fig.23) est nettement définie. Sa concentration en O₂ tend à s'équilibrer avec celle de l'atmosphère dont les vitesses maximales de transfert dues à l'invasion d'O₂ atmosphérique sont de l'ordre d'une dizaine de l.m^{-2} . Elle s'épaissit lentement et les eaux de surface présentent alors les mêmes caractéristiques que celles du fond avec une augmentation de la concentration d'O₂ en surface, en raison d'une part des mélanges des eaux de surface avec les eaux situées dans la couche du maximum d'O₂ et d'autre part en raison de l'augmentation de la solubilité de l'O₂ avec la diminution de la température.

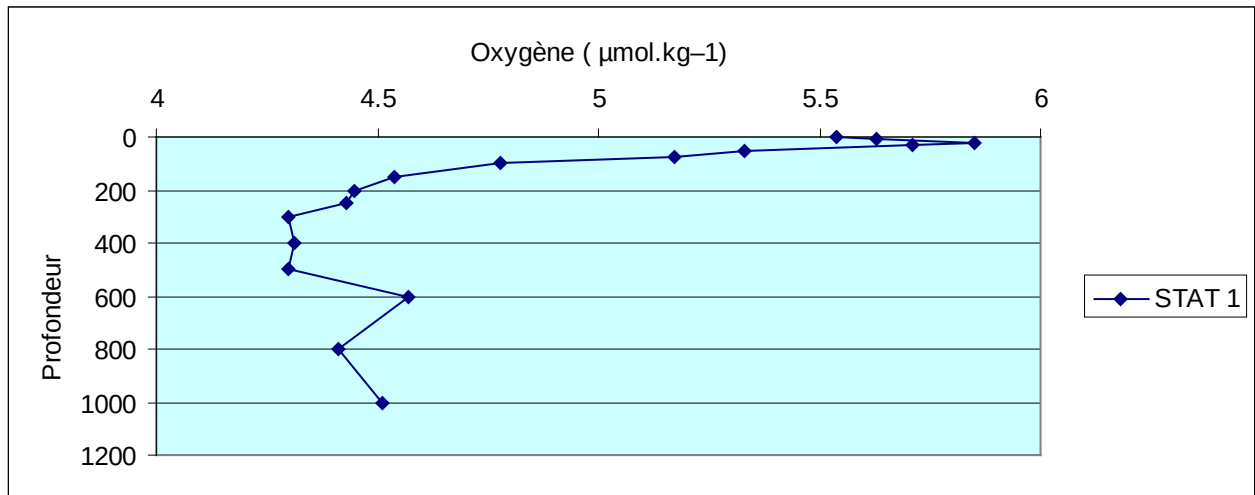


Figure 23: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles d' O_2 dans la **station 1** (janvier, février et mars 2004). Profondeur de la station 1 : -2540 m.

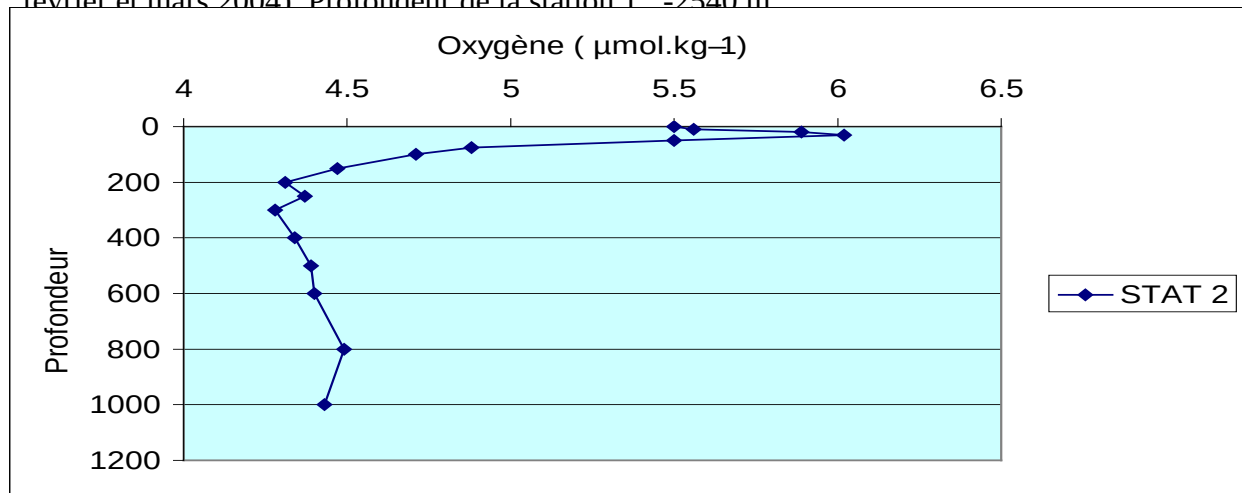


Figure 24: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles d' O_2 de la **station 2** (avril, mai et juin 2004). Profondeur de la station 2 : -2500 m.

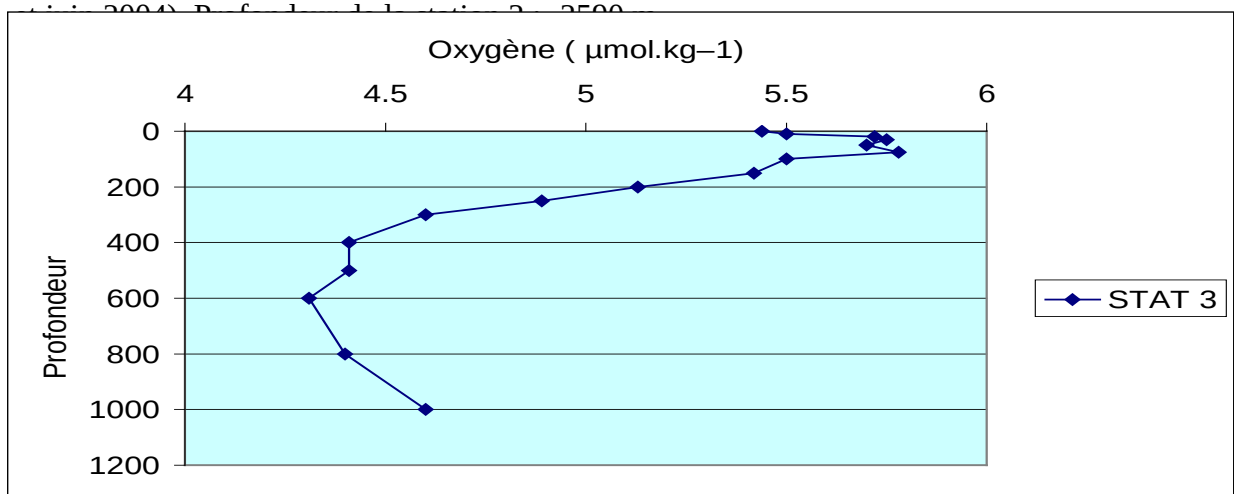


Figure 25: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles d' O_2 de la **station 3** (juillet, août et septembre 2004). Profondeur de la station 3 : -1310 m.

Lors de l'amplification des mélanges verticaux hivernaux au large des côtes, on remarque en surface des états de sous-saturation en O_2 qui sont principalement la conséquence d'une arrivée en surface d'eau intermédiaire à faible concentration en O_2 (4,20 ml/l) (voir tab. 3b).

Le centre du bassin liguro – provençal est plus salé en hiver avec 38,49 ‰ et le Golfe du lion est balayé par des vents polaires, très secs en plus du mistral et tramontane qui favorisent le phénomène d'évaporation provoquant des densités égales à celles des eaux sous-jacentes qui s'élèvent à $29,069 \text{ Kg.m}^{-3}$ (voir tab.3b).

A la fin de l'hiver, l'augmentation de la concentration d' O_2 signifie une activité photosynthétique importante appuyant l'existence de 02 poussées planctoniques: celles des zones frontales fonctionnant en hiver et a grande poussée printanière.

Au printemps, le réchauffement à partir de mars (voir fig.24), devrait théoriquement entraîner un départ d' O_2 vers l'atmosphère et par conséquent une diminution de la concentration en O_2 dissous dans les eaux de surface or en mars, avril et mai, la quantité absolue d' O_2 continue à croître ($6,02 \mu\text{mol.kg}^{-1}$) pendant que les eaux de surface se réchauffent ($T 17,33^\circ\text{C}$) et l'activité photosynthétique qui est devenue suffisamment importante, compense les pertes d' O_2 dues à l'augmentation de la température et aux divers processus d'oxydation. (voir tab.4b) (voir figs. 24 et 25).

En été, saison de forte stabilité, la diffusion turbulente verticale est réduite et les mélanges s'effectuent essentiellement dans les plans horizontaux ou obliques.

En s'appuyant sur une corrélation Température - Oxygène on remarque que le maximum d' O_2 sub-superficiel est associé à la thermocline estivale (voir figs. 24 et 25) situé au voisinage de l'isotherme de 15°C à une profondeur entre -50 et -75 m.

Ce maximum varie entre 5,60 à 5,80 ml/l (voir tabs. 4b et 5b) mais il peut dépasser certaines années 6,50 ml/l. Ce maximum est plus accentué près de la surface de la zone centrale qu'à la périphérie.

Le réchauffement estival associé à la thermocline de l' O_2 , qui en Méditerranée se forme les 1^{ers} mois de l'année, permet à l' O_2 d'être piégé pour provoquer une saturation de 120%.(voir tab. 4b) et (voir figs.24 et 25).

3.4.3.2. L'O₂ dans les eaux intermédiaires du bassin Liguro – provençal.

La masse d'eau intermédiaire formée dans le bassin oriental continue son parcours de 2300 km environ jusqu'au bassin Liguro - provençal sans aucun contact avec l'atmosphère, la concentration d'O₂ de l'eau intermédiaire s'affaiblit graduellement elle passe de 0,40 à 0,50 ml/l de sa quantité initiale (voir tab.3b).

Les concentrations d'O₂ varient peu et sont proche de l'état de saturation. La répartition des masses d'eaux détermine la présence et la position d'un minimum d'O₂ qui est observé au dessous du noyau de la masse d'eau d'origine orientale; les valeurs oscillant autour de 4,0 à 4,2 ml/l, c'est à dire 70% sous saturation (voir tab. 4b).

3.4.3.3. L'O₂ dans les eaux profondes du bassin Liguro – provençal.

L'oxygénation relativement bonne de l'eau profonde de la Méditerranée occidentale; résulte d'une aération au moment de sa formation en hiver dans les parages du Golfe du lion. Une colonne d'eau en cours de mélange turbulent sur toute sa hauteur, arrive à accroître son contenu d'O₂ d'une quantité pouvant atteindre en fin d'hiver 1000 l/m² de surface marine. Ces eaux ont une concentration moyenne de 4,50 ml/l d'O₂ dissous (voir tab. 5b). Les mouvements de convection, surtout en hiver permettent des mélanges intenses entre les eaux superficielles et les eaux profondes, qui déterminent les caractéristiques de ces dernières. Ces vastes mouvements sont responsables des concentrations relativement élevées en O₂ dissous que l'on observe par rapport à celles des eaux intermédiaires.

Dans le bassin occidental, les eaux contenant le minimum d'O₂ se situent vers 4,28 ml/l (voir tab. 4b) et au fur et à mesure que l'on se dirige vers le détroit de Gibraltar, ce minimum devient plus important, l'oxygène se surajoute, c'est le reflet des effets photosynthétiques de la Mer d'Alboran.

Les valeurs minimales d'O₂ < 4ml / l sont rencontrées dans la région la plus proche du détroit de Gibraltar, provoquant une activité de minéralisation de la matière organique et au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'Est, cette zone d'O₂ va occuper toute la largeur de la Mer d'Alboran.

Donc un minimum d'O₂ correspondra à un maximum de phosphate et de nitrate car les silicates ne sont pas régénérés. Ainsi on n'a pas de concentrations élevées en silicates en surface alors qu'elle est importante dans les eaux de fond.

Quelques ordres de grandeur de la productivité, proposés par Minas. (1994) et mesurés directement avec le ^{14}C .

Zone côtière : - Espagne	} Production totale de carbone de 50-100 g C/m ² /an
- France	
- Italie	

Eaux du large - Corse: 78 g C/m²/an

3.5. Analyse des éléments nutritifs phosphates P-PO₄, nitrates N-NO₃ et silicates Si-Si(OH₄).

L'activité biologique est gouvernée par la lumière, elle a donc lieu à la surface de l'océan, dans la couche euphotique et est assurée par les éléments nutritifs. Ces éléments sont limitatifs, ils sont entièrement utilisés à la surface de la mer, (figs. 26 à 34). Leur concentration y est presque nulle (0,01 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$) (voir tableaux 3b, 4b et 5b).

Dans les hautes latitudes, régions de formation des eaux profondes, les nutritifs ne sont pas complètement utilisés (limitation en lumière, rôle du zooplancton), (voir tab. 4b et 5b) et leurs concentrations atteignent dans certains cas, particulièrement les silicates 100 %.

On sait que les particules dans la colonne d'eau sont de 3 sortes tissu organique, CaCO₃ et Silice (opale, calcédoine). Les tissus organiques sont composés de 90% de matière organique, ils contiennent:

- Azote (nitrates : NO⁻³), diminue quand il y a formation de tissu organique.
- Phosphore (Phosphates: PO₄³⁻).

La matière "Dure" (coquilles, squelettes)

- Silicium (Silice: SiO₂): formation de diatomée et d'opale qui diminue les quantités de SiO₂
- Carbone (carbonate de calcium): non limitatif.

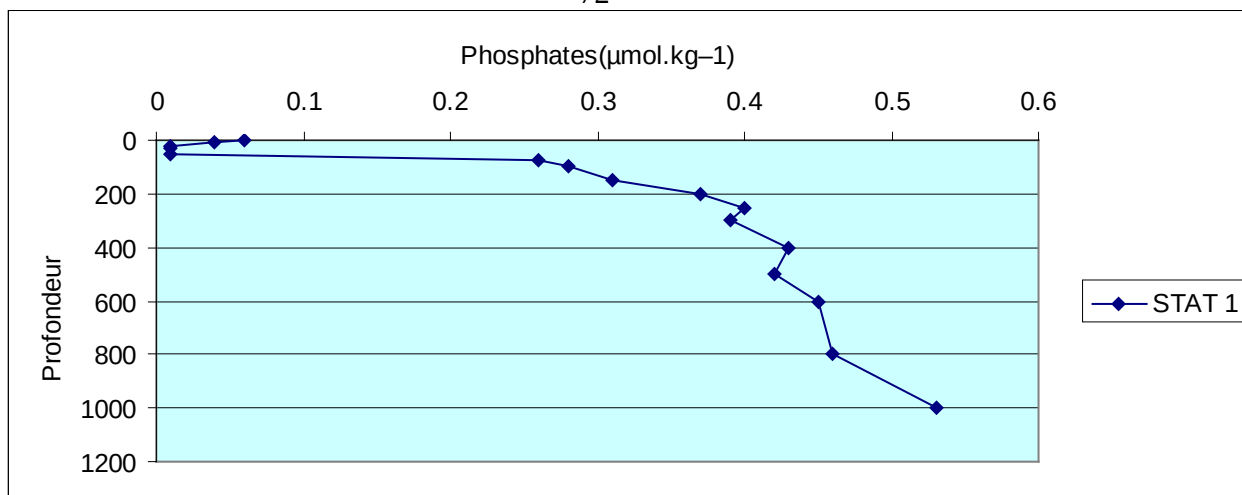


Figure 26: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de phosphates de la **station 1** (janvier, février et mars 2004). Profondeur de la station 1 : -2540 m.

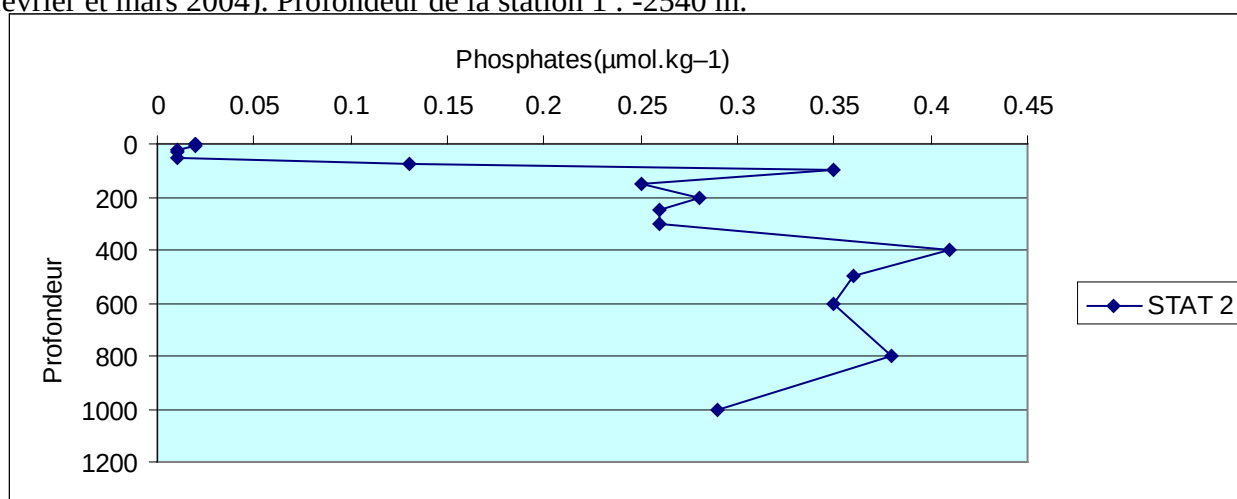


Figure 27: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de phosphates de la **station 2** (avril,

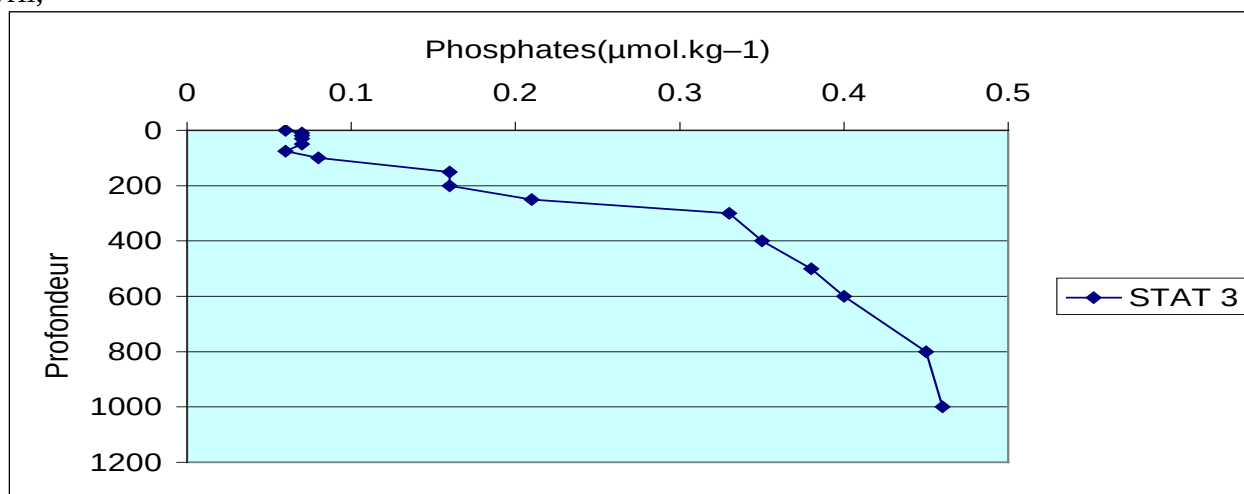


Figure 28: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de phosphates de la station 3 (juillet, août et septembre 2004). Profondeur de la station 3 : -1310 m.

La matière organique est donc formée en surface et est ensuite en grande partie oxydée et biodégradée dans les eaux profondes, les nutriments y sont reminéralisés et l'O₂ est utilisé lors de ces processus. Ces mécanismes de formation et de destruction de matière organique se font dans un rapport stochiométrique des différents constituants : ce rapport s'appelle le rapport de Redfield qui en surface est de:

$$\text{O} / \text{C} / \text{N} / \text{P} = -172 / 105 / 16 / 1 \text{ (selon Broecker (1982))}$$

(voir valeurs dans le tab. 6)

Le signe moins devant l'oxygène signifie qu'il y a utilisation d'O₂ lorsqu'il y a reminéralisation de phosphore ainsi il faut 172 atomes d'oxygène pour redissoudre un atome de phosphore ou 16 d'azote). Quand au fond, les nutriments sont reminéralisés grâce à l'O₂ et ainsi le rapport de Redfield devient:

$$\text{C} / \text{N} / \text{P} = 1000\text{C} / 16\text{N} / 1\text{P}.$$

(voir valeurs dans le tab. 6)

Le recyclage de la matière organique est plus rapide que celui du carbonate de calcium. Ce dernier se dissout dans les eaux profondes, alors que la matière organique est plutôt dégradée dans les couches intermédiaires. Les rapports entre les concentrations en surface et les concentrations en profondeur sont très variables d'un élément à l'autre (figs. 26 à 34). Ces rapports dépendent de plusieurs facteurs qui sont:

- la concentration moyenne de l'élément considéré dans l'eau de mer,
- la vitesse d'assimilation de cet élément par la biomasse,
- la vitesse de remise en solution à partir des particules.

Tableau 6: Proportion des éléments nutritifs dans l'eau de mer (d'après Lamont, (2002).

P: phosphate, N: nitrate, C: carbone, Ca: carbonate de calcium, Si: silicate.

	P	N	C	Ca	Si
Tissu organique	1	15	106	0	0
Tests	0	0	26	26	50

Total en surface	1	15	132	26	50
Eau profonde	1	15	1000	5000	50

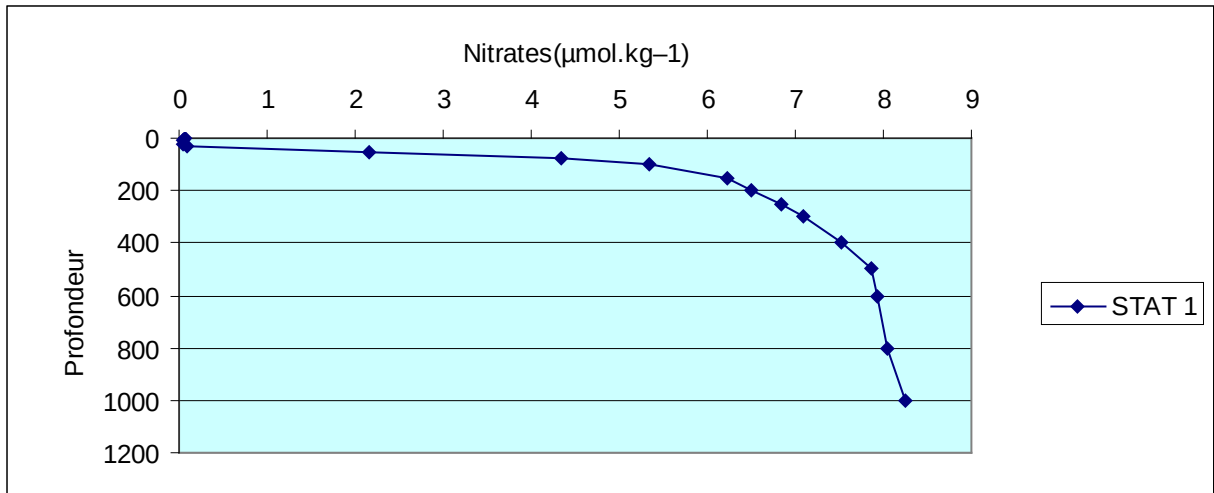


Figure 29: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de nitrates de la **station 1** (janvier, février et mars 2004). Profondeur de la station 1 : 2540 m

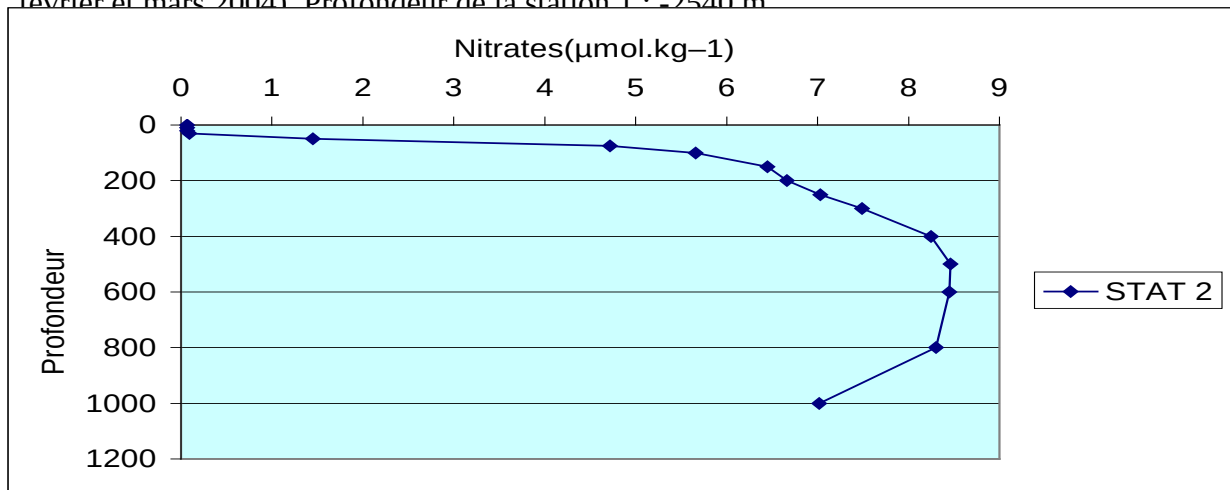


Figure 30: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de nitrates de la **station 2** (avril, mai)

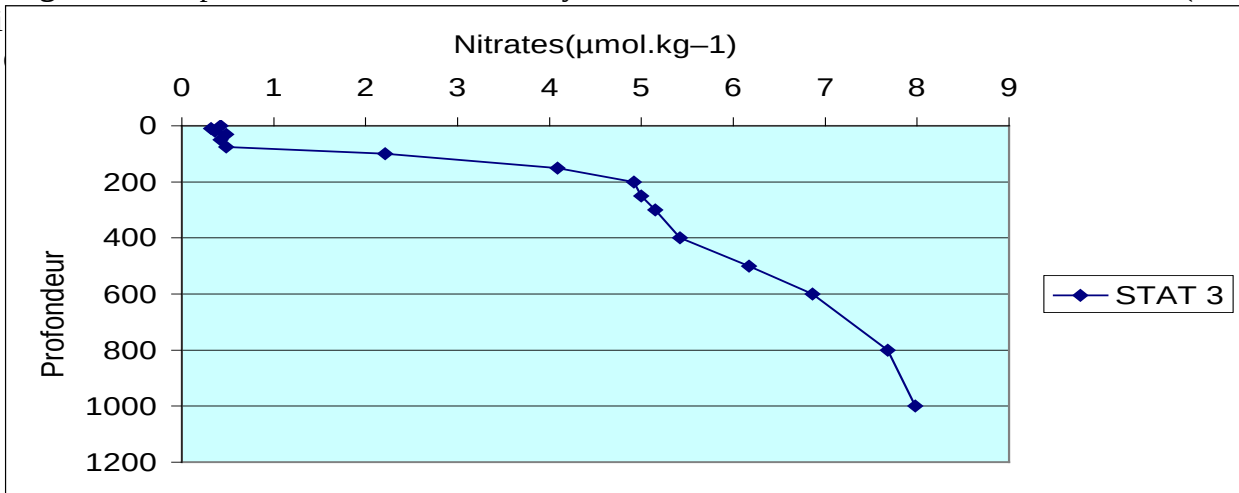


Figure 31: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de nitrates de la **station 3** (juillet, août et sept 2004). Profondeur de la station 3 : -1310 m.

Les données recueillies montrent qu'en moyenne un atome de carbone quitte la surface sous forme de calcite (test calcaire) pour 4 atomes sous forme de matière organique (tissu organique) : Calcite / Corg : (valeur actuelle obtenue par des mesures grâce à des trappes à sédiments).

106 C → tissu organique (4 fois moins qui quitte la surface, donc : $106/4 = 26$ C) pour 1 atome de Phosphate.

Donc, on peut en déduire que les processus intervenants dans le cas des phosphates et nitrates sont :

- la vitesse d'entrée de l'élément dans l'eau de mer,
- la vitesse de mélange et
- la valeur de la fraction redissoute ou la fraction des débris oxydés et

On remarque que la concentration du PO_4 dans les eaux profondes est égale à $\frac{3}{4}$ de la concentration en surface où les phosphates s'oxydent très lentement.

C'est la même situation que pour les silicates qui se dissolvent très lentement dans l'eau de mer, on les retrouve dans les sédiments. Ainsi, plus il va y avoir de la silice dans les sédiments, plus l'eau interstitielle est proche de la saturation avec $\text{SiO}_3 \approx 100\%$ (voir tab. 4b). Cependant, le transport de la silice vers le fond est lié à sa concentration en surface (figs. 32, 33 et 34) dans les fistules de diatomées ou autres micro-organismes à test siliceux, puis à la chute et à la dissolution progressive de ces tests après la mort de ces organismes.

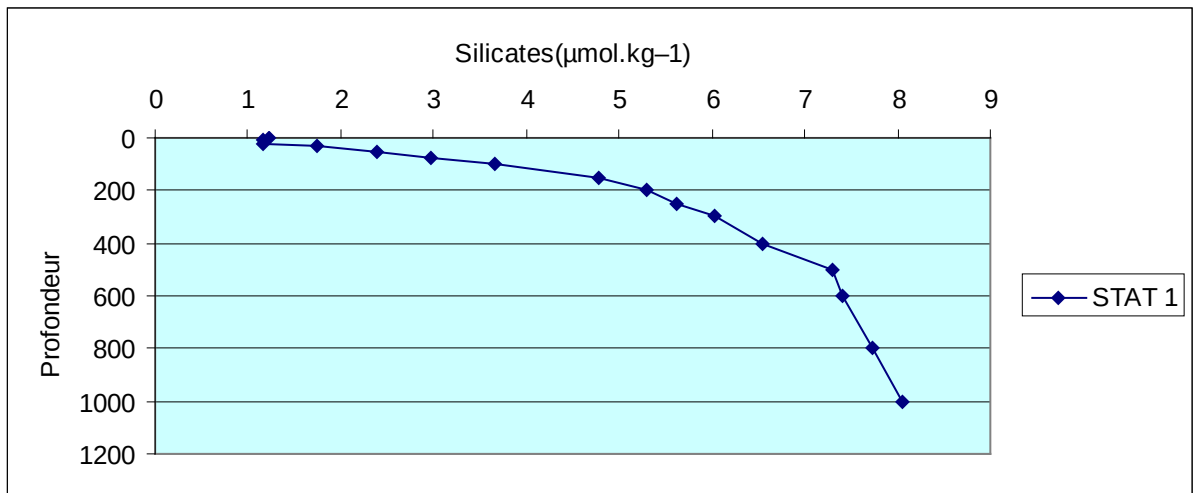


Figure 32: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de silicates de la **station 1** (janvier, février et mars 2004). Profondeur de la station 1 : -2540 m.

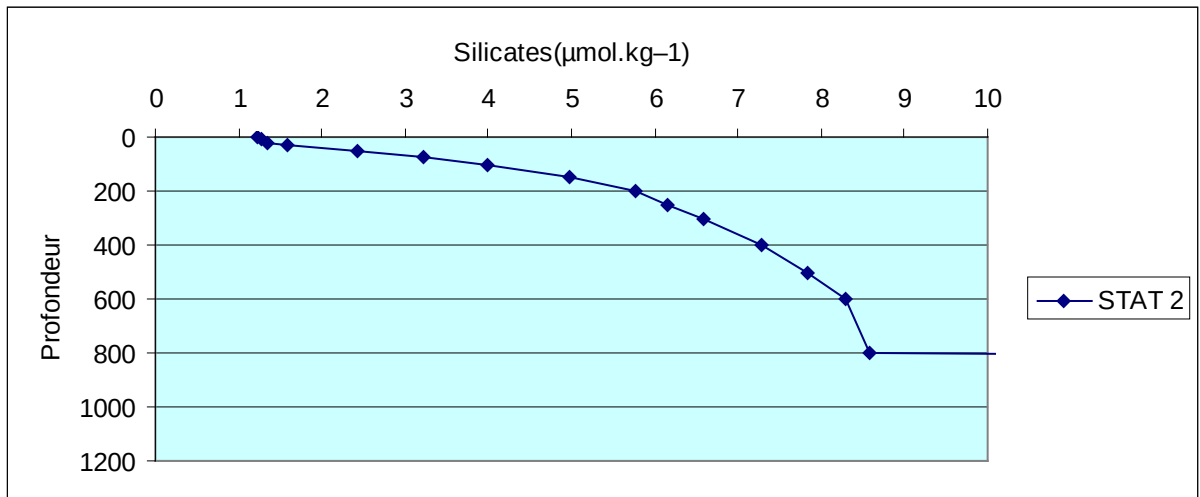


Figure 33: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de silicates de la **station 2** (avril,

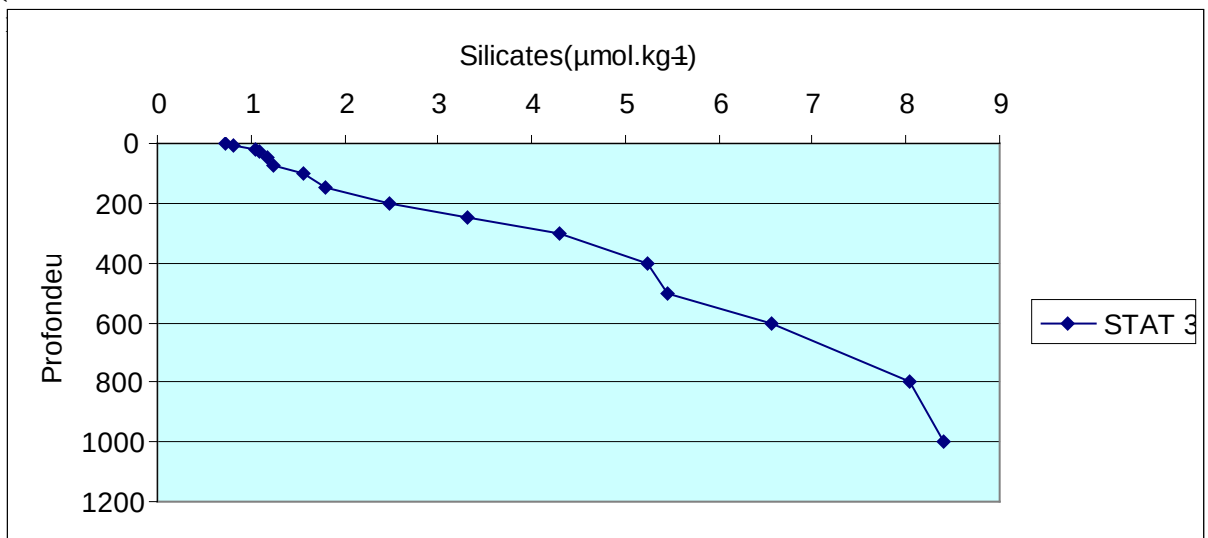


Figure 34: Représentation des valeurs moyennes trimestrielles de silicates de la **station 3** (juillet, août et septembre 2004). Profondeur de la station 3 : -1310 m

3.5. Mécanisme d'enrichissement en sel nutritifs dans le bassin Liguro-provençal.

Nos résultats nous permettent de dire que le mécanisme d'enrichissement en sels nutritifs dans le bassin Liguro –provençal est lié aux processus de mélange vertical et de formation des eaux profondes au cours de l'hiver. On distingue 2 modes de formation pour les eaux de fond: mode **advectif** et mode **convectif**. Tous 2 débutent par une phase de pré conditionnement au cours de laquelle le refroidissement et l'évaporation dus aux vents secs et froids soufflant sur le nord du bassin occidental provoquent une augmentation de densité en surface. Au centre de la circulation cyclonique, où la stratification est la moins marquée, on note une déstabilisation dans les strates d'eau et la formation par mélange vertical d'une couche homogène de 0 à -200 m environ dont la densité peut atteindre celle de l'eau intermédiaire: 29 kg/m^3 .

Cette nouvelle diminution de la stratification au centre s'accompagne d'une augmentation de la pente des isopycnes sur les flancs du dôme.

Dans ce contexte nous proposons un schéma qui résume le phénomène (fig. 35).

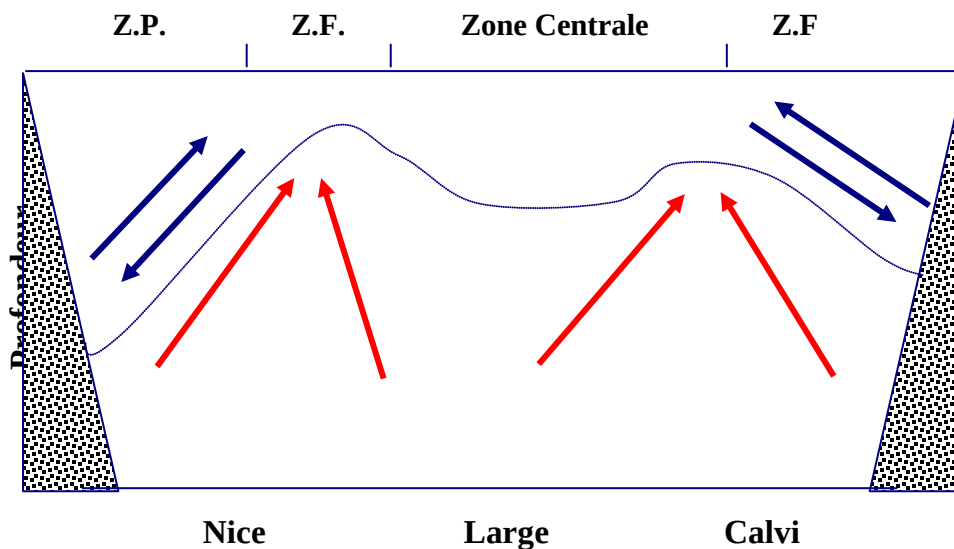


Figure 35: Coupe selon la radiale Nice-Calvi montrant les convergences et divergences. La longueur totale de la coupe est de 65 km.

Z.P : Zone Périphérique

Z.F : Zone Frontale

 Flèches indiquant la formation d'un dôme d'isopycnes.

 Sens de la circulation hors des zones du dôme.

L'énergie potentielle ainsi accumulée se dissipe sous forme de turbulence, ce qui provoque en surface des oscillations du front entre zone centrale et zone périphérique favorisant, la formation de structures cycloniques (divergences) et anticycloniques (convergences) d'environ 10 km de rayon associées par paires le long du front.

Mode advectif: en l'absence de coups de vent importants, la couche homogène s'approfondit lentement par mélange, au centre de la divergence jusqu'à atteindre l'eau de fond. La vitesse verticale est dans ce cas de l'ordre de 1 cm / s. Il s'agit d'un apport important et constant dans la zone centrale, la turbulence et les mouvements verticaux étant importants, donc il y a peu de développement phytoplanctonique.

La zone intermédiaire reçoit alors un apport par diffusion à partir de la zone centrale. La stabilité plus importante qui y règne doit donc permettre un développement phytoplanctonique en bande le long du front avec la zone centrale.

Mode convectif: des coups de vent répétés ou très violents peuvent détruire brutalement la stabilité au sein des petites structures cycloniques où la stratification est très faiblement marquée et où le volume d'eau concerné est assez faible.

L'homogénéisation atteint rapidement toute la colonne d'eau, la surface de ces zones de formation d'eau profonde est de l'ordre de taille des structures cycloniques. La vitesse verticale peut alors atteindre 10 cm/s. L'apport **en** éléments nutritifs est impulsif et ponctuel et se produit au sein de la zone intermédiaire qui est relativement stable.

Les sels nutritifs diffusant à partir de ces sources ponctuelles doivent donc permettre un développement en anneaux ou en taches du phytoplancton. Ce mode d'enrichissement aurait tendance à ajouter à l'hétérogénéité hydrologique déjà existante, une hétérogénéité biologique.

Il est cependant vraisemblable que les 2 modes d'enrichissement coexistent à l'échelle d'ensemble de la divergence.



DISCUSSION ET CONCLUSION.

4. Discussion.

Les variations de quelques paramètres physico-chimiques en Méditerranée Occidentale: température, salinité, densité, O₂ dissous et les éléments nutritifs ont été étudiés. Les résultats obtenus nous ont permis d'aborder les comportements des mouvements des masses d'eau que nous avons comparé avec le mécanisme du Golfe Stream.

L'interprétation de nos résultats nous ont permis d'aborder les répercussions du phénomène du Golfe Stream et celui de la plongée des eaux profondes en Atlantique sur le bassin méditerranéen occidental. Les processus dynamiques des masses d'eaux et biologiques responsables de la distribution verticale de l'O₂ dissous ont été développé dans les 3 zones: périphérique, frontale (le large) et centrale constituant la Méditerranée.

Concernant **la température en Méditerranée**, elle présente des gradients de température qui varie moins que ceux du Golfe Stream, nos résultats indiquent que pendant l'hiver le gradient de température reste très faible sur toute la colonne d'eau (2000 m). Il est très faible en surface à cause des conditions climatiques caractérisées par des vents qui soufflent sur la région provençal. Ce gradient de température 14,9°C (voir tableau 3b) sera une des caractéristiques de l'eau superficielle qui va devenir sous l'effet de l'augmentation de densité ($>28 \text{ kg / m}^3$) et par la formation de la couche de mélange l'eau profonde hivernale. Au mois d'avril, mai et juin, on remarque l'augmentation à cause du réchauffement saisonnier. Donc les eaux de surface varie selon les saisons et leur température est en moyenne de 14,4°C (voir tabs. 3b, 4b, 5b) tandis que dans les eaux intermédiaires qui sont d'origine orientale elle atteint 13,12°C. Le minimum thermique qui varie entre 12,99 et 13,00°C (voir tabs. 3b, 4b, 5b) est situé entre -75 et -200 m de profondeur qui est le vestige de l'eau froide d'hiver, représentant ainsi la limite inférieure de la couche superficielle. Ce minimum est plus prononcé dans la zone périphérique en raison de la présence de l'eau intermédiaire sous-jacente.

En les comparant au **Golfe Stream**, courant permanent indépendant de la saison et de la profondeur sa température moyenne dans la région de sa formation est beaucoup plus grande, elle est de l'ordre de 30°C en moyenne. Cette température diminue progressivement lors de la remontée des eaux vers le nord où elle atteint + 2°C dans la mer de Norvège (Mann et al.,1999). D'un point de vu écologique, si la température continue à augmenter, la teneur en vapeur d'eau s'élève, provoquant un important effet de serre, qui aura des conséquences en Méditerranée ou dans le Golfe Stream.

Il sera plus ressenti et important aux hautes latitudes en fin d'automne et en hiver car il aura des répercussions sur la couverture de neige, la glace de mer et diminuera l'albédo permettant ainsi l'absorption d'une grande énergie. En été sur les continents de l'hémisphère nord l'hydrologie terrestre sera affectée avec une grande chaleur latente, tandis que peu de modifications ont lieu dans les tropiques. On aura aussi une aridité des sols au centre des continents accrus due à l'augmentation de la température et disparition du permafrost (Parry et al., 1988).

Concernant **la salinité en Méditerranée**, elle est plus importante que dans les eaux océaniques. En effet, nos résultats montrent une moyenne de 38,40‰ en méditerranée (voir tabs. 3b, 4b, 5b) alors que la salinité moyenne des eaux du **Golfe Stream** est de 34,93‰. Ces dernières varient en fonction de la profondeur et de la saison. La salinité diminue dans les hautes latitudes et augmente aux latitudes basses, ceci découle des modifications du bilan précipitations – évaporation (précipitations plus importante aux hautes latitudes et évaporation plus importante aux basses latitudes), tandis que dans les régions équatoriales la salinité diminue avec la profondeur.

Concernant la **densité**, les profils des **eaux méditerranéennes** montrent que la densité croît en fonction de la profondeur et des saisons. En période hivernale, les eaux de surface soumises à des conditions climatiques, augmentent de densité et peuvent atteindre 29,93 kg / m³ (voir tab. 5b) à cause de la diminution de la température, de l'augmentation de la salinité et sous l'effet du mélange intense avec les eaux profondes. Les eaux denses: > 28,8 kg / m³ apparaissent en surface au centre, alors que les eaux les plus légères sont à la périphérie, cet état caractérise une circulation cyclonique. Le réchauffement saisonnier à partir de mars et l'arrêt des mélanges intenses font diminuer les densités en surface elles passent de + de 28,8 à 27,78 kg / m³ (voir tabs. 3b, 4b et 5b), ces valeurs augmentent en fonction de la profondeur.

Concernant le **Golf Stream**, la densité des eaux est de 27,11 kg / m³. La température diminue en Mer de Norvège elle atteint +2°C et la salinité augmente suite à l'évaporation des eaux causées par la friction des vents provoquant la densification des eaux c'est le NADW (North Atlantic Deep Water) dans ce qu'on appelle communément la méditerranée polaire. Ces eaux denses vont parcourir la plupart des océans et rentrent dans le mécanisme de circulation thermohaline.

Dans le cas d'une présence d'eau douce en quantité importante dans l'Atlantique Nord, due à l'augmentation de température, la salinité baisse et provoque une diminution de la densité des eaux de surface. Cette dernière ralentie et parfois empêche leur plongée dans les fonds océaniques, coupant ainsi le Golfe Stream.

Il en est de même pour le bilan précipitations - évaporation à l'origine selon Jaeger (1983) d'une augmentation en hiver en hautes latitudes de l'hémisphère nord et une diminution sur les continents en été, accompagné de sécheresse, cyclones et tornades.

Concernant l'**O₂ dissous en Méditerranée**, nos résultats dans les **eaux de surface (0 à – 50 m)** montrent que pendant l'hiver, les valeurs de l'**O₂** sont près de la saturation avec l'atmosphère variant entre 5,33 et 5,85 $\mu\text{moles / kg}$ (voir tab. 3b), ce qui explique que les mesures ont été faites dans la région frontale, caractérisée par la présence des mélanges verticaux entre l'eau intermédiaire spécifiée par un minimum d'**O₂** et les eaux superficielles très sursaturées.

Nos résultats (figs. 23, 24 et 25) montrent, l'existence d'un maximum sub-superficiel étroitement lié aux saisons généralement situé à une profondeur entre la surface et – 50 m, (6,02 $\mu\text{mole/kg}$), (voir tab. 4b).

Dans les **eaux intermédiaires** situées à une profondeur entre -200 et -500 m, les valeurs d'**O₂** diminuent jusqu'à arriver à un minimum de 4,30 $\mu\text{moles / kg}$. On les rencontre généralement à - 500 m de profondeur expliquant l'origine de l'eau intermédiaire qui vient du bassin levantin et à cause du processus d'oxydation et de reminéralisation.

A partir de cette limite, les valeurs d'**O₂** continuent à augmenter jusqu'à arriver à des valeurs considérables dans les **eaux profondes** avec 4,60 $\mu\text{mole / kg}$, ce qui prouve l'aération de l'eau profonde pendant la période hivernale due à la plongée des eaux superficielles sursaturées en **O₂**, qui se rapprochent de plus en plus des caractéristiques de l'eau profonde. En mars, avril et mai, nos résultats montrent nettement l'augmentation de la concentration d'**O₂** qui atteint 6,02 $\mu\text{moles / kg}$, correspondant à de basses concentrations de sels nutritifs. Ces valeurs expliquent production maximale d'**O₂** due à la production photosynthétique et à l'expansion du bloom printanier dans les eaux du large.

Concernant le secteur Atlantique du **Golfe Stream**: + 60°N, on remarque une plus forte intensité de la plongée des eaux NADW dans cette région que dans les latitudes tempérées. Ces eaux sont plus oxygénées à cause de l'apport de la mer de Weddel et du Labrador, elles partent de leur point d'origine en Atlantique nord et suivent un chemin jusqu'au Pacifique. L'**O₂** n'est pas utilisé simultanément à la verticale de la formation de matière organique, il en est de même pour les substances nutritives qui ne sont pas reminéralisées localement car les eaux de l'Atlantique profond ne sont pas assez ventilées.

Concernant les **éléments nutritifs, en Méditerranée** nos résultats annuels sont présentés par rapport à 2 saisons:

Pendant l'hiver, la couche euphotique est enrichie en sels nutritifs par les mélanges verticaux. En bordure de la zone de mélange, on rencontre des eaux présentant à la fois une stabilité verticale et un enrichissement en sels nutritifs qui permettent une poussée phytoplanctonique.

La conjonction de ces conditions est créée soit par:

- intrusion d'eau intermédiaire riche en sels nutritifs, transporté et provenant de la régénération faite dans le bassin oriental, à l'origine de l'enrichissement de la couche euphotique et un développement planctonique important en surface au sein d'un système oligotrophe stratifié, comme c'est le cas en la mer ligur.

- soit par stratification thermique d'une eau de mélange, ce qui serait conforme aux résultats obtenus dans la région provençale.

Notons l'existence dans les eaux profondes d'une couche comportant des concentrations considérables d'éléments nutritifs (voir tabs. 3b, 4b, 5b).

Au printemps, les eaux côtières sont toujours peu productives, tandis que la zone frontale reste prolifique surtout dans la zone centrale où elle est maximale suite à la poussée printanière qui envahit les hauts du large, diminuant les concentrations en éléments nutritifs presque totalement dans les eaux de surface (0 à -50 m) où on a:

- $\text{PO}_4 = 0,02 \text{ } \mu\text{mole / kg}$,
- $\text{NO}_3 = 0,07 \text{ } \mu\text{mole / kg}$,
- $\text{SiO}_3 = 1,22 \text{ } \mu\text{mole / kg}$ (voir tabs. 3b, 4b et 5b).

A partir de - 50 m, nos résultats montrent une augmentation significative des valeurs de sels nutritifs jusqu'à atteindre des taux maximum dans les eaux intermédiaires et profondes où subsiste la décomposition de la matière organique on a alors:

- $\text{PO}_4 = 0,41 \text{ } \mu\text{mole / kg}$,
- $\text{NO}_3 = 8,46 \text{ } \mu\text{mole/kg}$,
- $\text{SiO}_3 = 8,58 \text{ } \mu\text{mole/kg}$ (voir tabs. 3b, 4b et 5b).

Certains éléments nutritifs dépendent de leur concentration en surface, c'est le cas de la silice qui dépend entièrement de la présence des matières dures comme les micro-organismes vivants à test siliceux, puis à la chute et à la dissolution progressive de ces tests après la mort de ces organismes.

Nous avons récapitulé tous les résultats concernant les éléments nutritifs dans les eaux profondes, intermédiaire et côtières (nos résultats) comparés avec ceux obtenus par Minas et Bonin (1988) dans les eaux de mélange récent et de mélange final en Méditerranée dans le tableau 7 et la figure 36.

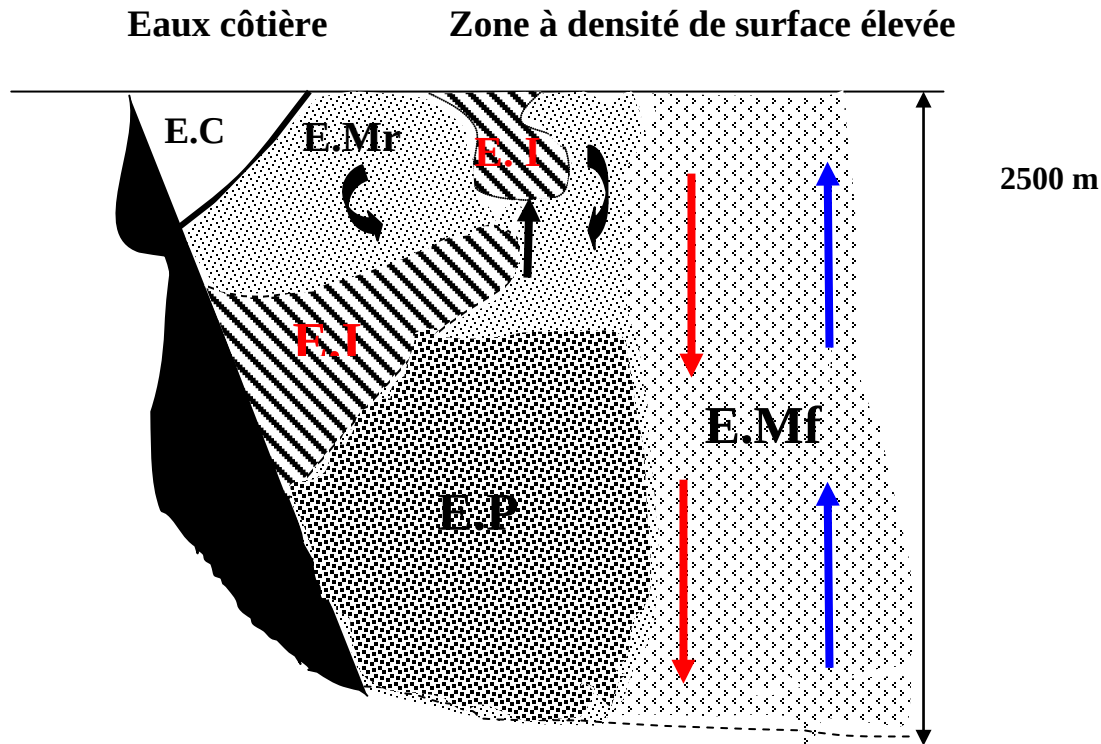


Figure 36 : Modélisation des différentes masses d'eaux présentes dans le bassin Liguro - Provençal. Eaux côtières. □ Eaux mélanges récents. ▨ Eaux intermédiaires. ▩ Eaux de mélange finale. ▤ Eaux profondes. ▦
 → Déplacement des masses d'eaux chaudes.
 ← Déplacement des masses d'eaux froides.

Tableau 7: Masses d'eaux durant la phase du mélange vertical hivernal dans le bassin Liguro - provençal et leur richesse relative en phosphore minéral.
 (EP) eaux profondes, (EI) eaux intermédiaire et (EC) eaux côtières, (EMr) les eaux de mélange récent (EMf) eaux de mélange final en Méditerranée. P-PO₄: Phosphates, S‰ : salinité, T°C : température, B : densité.

	Eaux Profondes (E. P.) Nos résultats	Eaux de mélange récent (E. Mr)	Eaux Intermédiaires (E.I.) Nos résultats	Eau de mélange Final (E. Mf.)	Eaux Côtières (E. C.) Nos résultats
P-PO ₄	0,38 à 0,53	0,3 à 0,4	0,2 à 0,3	0,1 à 0,2	0,06
S‰	38,41	38,3 à 38,4	38,5 à 38,6	38,2 à 38,4	37,5 à 38,3
T°C	13,01	12,6 à 12,8	13,0 à 13,6	12,7 à 12,8	13,08 à 18,63
B(kg/m ³)	B = 29,06	B >29,00	B >29,00	B >29,00	B >28,51

Dans le **Golfe Stream**, de grands secteurs peuvent être proches de l'anoxie dans les équatoriales entre 30°S et 30°N où l'apport vertical de nutriments est très fort du fait de l'intensité des upwellings gouvernée par divergence due aux vents (alizés) et à l'apport du mélange avec les eaux profondes transporté en partie par advection (circulation thermohaline). Le flux saisonnier dépend de la circulation, la température et de l'activité biologique, sa prise en compte pour le Golfe Stream montre une faible influence sur le gradient annuel moyen N-S.

En **Atlantique Nord, en hiver**, dans la région de formation de l'eau profonde, les eaux de surface, avant de plonger, n'ont pas entièrement épuisées les éléments nutritifs. Dans ces régions, la pompe biologique n'est pas utilisée à son maximum, les teneurs en nutriments (appelés préformés) peuvent atteindre selon Sarmiento et Toggweiler (2001), 1,2 $\mu\text{mole} / \text{kg}$ pour le phosphate et 16,1 $\mu\text{moles} / \text{kg}$ pour les nitrates.

Au printemps, contrairement au zooplancton, le phytoplancton pousse très rapidement. Il y a suffisamment d'eau pour accélérer le déplacement des particules vers la mer des Sargasses. Le carbone particulaire se décompose, l' O_2 est consommé, la majorité de cette consommation d' O_2 provient de l'oxydation du matériel transporté verticalement et non du carbone organique dissous oxydé, ce qui complique à ce jour la compréhension du phénomène par les scientifiques.

La répartition des **nitrates** serait sous l'influence de la lumière en effet, on rencontre une plus forte concentration de ces éléments nutritifs au Nord qu'au Sud de l'océan Atlantique.

Tableau 8. Tableau comparatif des répartitions verticale et spatiale des concentrations de 5 éléments dissous impliqués dans le cycle biologique dans les eaux profondes en méditerranée (nos résultats), en Mer de Norvège et dans le Pacifique.

Éléments	Eaux profondes méditerranéennes ($\mu\text{mol/l}$) nos résultats	Eau profonde de l'Atlantique (Mer de Norvège) ($\mu\text{mol/l}$)	Eau profonde du Pacifique ($\mu\text{mol/l}$)
Phosphates	> 0,38	1,7	2,5
Nitrates	> 6,17	21	33
Carbone	2 050	2 270	2 480
Calcium	10 000	10 040	10 090
Silicium	> 5,46	30	150

Concernant la modification de **la circulation océanique du Golfe Stream**, on sait que les hautes latitudes sont très importantes, car se sont les régions de ventilation de tout l'océan profond (3/4 de l'océan mondial) ce dernier interagit avec l'atmosphère sur seulement 4% de la surface des océans. Pour mettre en évidence la circulation des eaux atlantiques océaniques du Golfe Stream, on a utilisé plusieurs traceurs (annexe 2), mais c'est surtout le ^{14}C qui permet aux paléo climatologues de dater l'âge de l'eau. En effet, le ^{14}C naturel étant formé dans la haute stratosphère à partir de l'azote 14 par bombardement, pénètre dans la couche de surface de l'océan pour être entraîné par la circulation, sa demi-vie est de 5700 ans et la circulation générale de l'océan n'est d'environ que de 10 siècles (Mann (1999)).

Nos résultats nous permettent de dire que les 2 systèmes (méditerranée et atlantique Nord) jouent un rôle primordial sur l'environnement de la planète et qu'un changement dans leur mécanisme comme par exemple une augmentation des concentrations de CO_2 dans l'atmosphère, aurait certainement des conséquences néfastes sur certains **la température, la salinité, la densité, l' O_2 dissous et les éléments nutritifs dans les eaux superficielles, intermédiaires et profondes** de la méditerranée et de l'atlantique Nord.

Concernant la **faune sous-marine**, vaste question qui pose le problème de l'évolution des écosystèmes océaniques en fonction des variations climatiques. On sait qu'il existe des relations conditions climatiques et ressources halieutiques, mais il peut s'agir d'une simple migration en fonction de l'évolution de certains paramètres comme la température, on observe une poussée vers le nord de l'Atlantique et en Méditerranée d'espèces plutôt tropicales. Il peut s'agir aussi de perturbations plus profondes du fonctionnement des écosystèmes marins car ils sont très dépendants de la dynamique des océans.

Une augmentation de la température de la surface de l'eau par exemple augmenterait la stabilité de la couche de surface, provoquant un frein aux flux de nutriments des couches profondes vers la surface qui se répercutera sur toute la chaîne alimentaire. Par rapport aux conséquences écologiques dans la Méditerranée ou en Atlantique, l'augmentation de la production primaire (pélagique) de 20 % due à l'élévation de la température avec une augmentation de la stratification estivale, causera un problème d'anoxie et provoquerait une libération des métaux.

En conclusion, on sait que la méditerranée est un bassin de concentration, c'est à dire que la perte en eau par évaporation est supérieure aux apports des précipitations et des eaux de ruissellement et le niveau restant constant, à l'échelle humaine, il fallait donc invoquer une autre source d'apport en eau.

Le détroit de Gibraltar, qui est la seule communication de cette mer avec l'extérieur, est le siège d'échanges actifs entre Méditerranée et Atlantique. Dans ce détroit se superposent 2 flux de direction opposées: dans les 150 premiers m, un flux entrant d'eau superficielle Atlantique de salinité $< 36,5\text{‰}$, en dessous un flux sortant méditerranéen dont la salinité est comprise entre 37,5 et 38,4‰.

La quantité de sel présent en Méditerranée, est constante, cela implique qu'il sorte autant de sel qu'il en entre. Le flux entrant moins salé, représente donc un volume d'eau plus important que le flux sortant. Donc l'excès d'eau entrant vient compenser le déficit entre l'évaporation et l'apport par précipitation et ruissellement.

Ceci s'expliquerait par le fait que le Golfe Stream comportant 3 parties, la dérive Nord Atlantique franchit la dorsale médio- océanique vers l'Europe du nord, une partie rentre dans l'Océan Arctique et une partie part vers le sud et alimente le courant des Canaries qui descend le long du Maroc dont une branche pénètre dans le détroit de Gibraltar entraînant des eaux superficielles.

Ces dernières sont plaquées le long de la côte d'Afrique du Nord par la force de Coriolis. La circulation générale des eaux de surface qu'ils induisent dans le bassin méditerranéen est de type cyclonique. A ce schéma général s'ajoutent à des échelles plus petites d'autres structures anticycloniques ou cycloniques.

L'étude du mécanisme de plongée d'eaux profondes dans le bassin occidental de la méditerranée, unique région de leur formation, nous a permis de définir une structure verticale de la colonne d'eau grâce à la circulation océanique et à certains paramètres physico-chimiques.

L'étude de l' O_2 dissous et de certains paramètres physico-chimiques nous a permis de savoir si le fonctionnement des plongées d'eaux était toujours présent, car on craint, si ce phénomène s'arrêterait ou même ralentissait en Méditerranée ou en Atlantique nord peut avoir des conséquences désastreuses pour l'environnement, qu'on commence déjà actuellement à sentir ces effets, suite à plusieurs facteurs tels que :

Le réchauffement de l'atmosphère dû à l'effet de serre entraîne la fonte partielle de la calotte glaciaire, cette fonte de glace va injecter de l'eau douce en quantité importante dans les océans qui va perturber la circulation thermohaline, en diminuant la température et la salinité marine. La baisse de salinité entraînera une baisse de la densité des eaux de surface, empêchant leur plongée dans les fonds océaniques, entraînant un ralentissement du courant Golfe Stream.

Si les courants marins ralentissent, les couches supérieures de la mer s'acidifieront plus rapidement et la mer (les couches profondes) qui d'habitude enfouit un milliard de tonnes environ de CO_2 , pourrait augmenter les taux atmosphériques de gaz à effet de serre, ce qui augmenterait la température de l'hémisphère nord.

En perspectives :

La corrélation par l'étude de paramètres tels que la température, l'O₂ dissous ou encore les nitrates, phosphates et silicates entre les mouvements des masses d'eau en méditerranée et le golfe stream met en valeur les répercussions et l'inter relation entre l'océan atlantique et la méditerranée.

Nos résultats nous permettent de signaler l'urgence de mettre en place des mécanismes euro méditerranéens, maghrébins et Algériens de surveillance et de contrôle des impacts de pollution sur la méditerranée. Pour y remédier à ces problèmes 4 propositions nous paraissent intéressantes à mettre en place:

1. Education des populations par la mise en place d'un réseau d'information qui permet de les sensibiliser aux problèmes climatiques par des moyens éducatifs et par des médias adaptés.
2. Formation universitaire par la recherche au sein des laboratoires qui doivent suivre l'actualité et mettre en place des équipes qui s'intéressent aux changements climatiques et impacts.
3. Renforcé la coopération entre la rive Nord et Sud de la méditerranée par des conventions, participations à des programmes internationaux invitant tout les pays du bassin à des échanges internationaux entre les universités, laboratoires et par leur participation à la mise en place urgente d'une politique de surveillance commune.
4. Envisager des solutions politiques gouvernementales principalement des pays industriels, responsable des émissions des gaz à effet de serre, tels que la modification de l'utilisation de l'énergie et sa réduction (recyclage), adopter des techniques alternatives de consommation d'énergie.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES.

6. Références bibliographiques.

Allain C. (1960). « Topographie dynamique et courants généraux dans le bassin occidental de la Méditerranée » I.S.T.P.M., 24, 121-145.

Belluau M. et B. Coste (1981). « Mise en évidence des variations à petite échelle des concentrations en sels nutritifs et en chlorophylle par des mesures en continu en Mer Ligure au large de Nice », 17, (2). 109-116.

Belluau M., F. Blanc et B. Coste (1982). « Structures hydrologiques à petite échelle dans la zone de divergence de la mer Ligure (Méditerranée nord-occidentale) : étude par l'analyse en composantes principales de séries spatio-temporelles multiples »; Mar. Biol., 70, (3), 283-293.

Béthoux J.P. (1999). « Mean water fluxes across sections of the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities », Oceanol. Acta, 3, (1), 79-88.

Béthoux J.P., L. Prieur (1983). «Hydrologie et circulation en méditerranée nord-occidentale », Pétrole Techniques, 299, 25-34.

Béthoux J.P., L. Prieur, J. H. Bong (1988). «Le courant Ligure au large de Nice. In « océanographie pélagique méditerranéenne » », édité par H-J. Minas et P. Nival, Oceanol. Acta, n° sp. 9, 59-67.

Béthoux J.P., L. Prieur, F. Nyffeler (1982). « The water circulation in the north-western Mediterranean Sea, its relation with wind and atmospheric pressure In: “ Hydrodynamics of semi-enclosed seas” » (J.C.J. Nihoul, Ed.), Elsevier, Amsterdam, 129-142.

Béthoux J.P., L. Prieur, F. Nyffeler (1981). « Utilisation des moyens hydrologiques pour le calcul des flux d'eaux dans le bassin Liguro-provençal, rapp. C.I.E.S.M ; 27, (6), 193-196.

Betzer P. R.; Showers W. J.; Laws E. A.; Winn C. D.; Ditullio G. R. et Kroopnick P. M. (1984) « Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W » , Deep-Sea Res., 31: 1.

Bishop J.K.B.; Edmond J.M.; Ketten D.R.; Bacon M.P. et Silker W.B. (1977). « The chemistry, biology, and vertical flux of particulate matter from the upper 400 m of the equatorial Atlantic ocean », *Deep-Sea Res.*, 24: 511.

Boucher J.; Ibanez F. ; L. Prieur (1985). « Daily and seasonal variations in the spatial distribution of zooplankton populations in relation to the physical structure in the ligurian front ». *Res*, 45, (1), 133-173.

Buat Menard P. (1986). « The role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling ». 477-496 (Reidel, Dordrecht).

Buat-Ménard P.; Davies J. (1996). « Non-steady state biological removal of atmospheric particles from Mediterranean surface waters ». *Nature* 340.

Carritt D.E.; et J.H. Carpenter. (1966). « Comparison and evaluation of currently employed modifications of the Winkler method for determining dissolved oxygen in sea-water »; a NASCO report. *J. Mar. Res.* 24, 286-318.

Coste B., J. Gostan, H.J. Minas (1999). « Influence des conditions hivernales sur les productions phyto-et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. Structures hydrologiques et distribution des sels nutritifs », *Mar. Biol.*, 16, (4), 320-348.

Coste B., H.J. Minas (1967). « Premières observations sur la distribution des taux de productivité et des concentrations en sels nutritifs des eaux de surface du golfe du lion », *Cah. océanogr.*, 19, (5), 417-429.

Culberson C.H. (1991). « WHP Operations and Methods. Dissolved Oxygen ». WHP Office Report WHPO 91-1. WOCE Report No. 68/91. Woods Hole, Mass., USA.

Denman et Gargett (1983). « O₂ and CO₂ balances approach for estimating biological production in the mixed layer of the tropical Atlantic Ocean (Guinea Dome are) by Oudot C. ». *Journal of Marine Research*, 47, 385-409, 1989.

Dulac, F.; Buat-Ménard P.; Arnold M.; Ezat U.; Martin, D (1987).

« Atmospheric inputs of trace metals to the western Mediterranean Sea : 1; factors controlling the variability of atmospheric concentrations ». *J. Geophys. Res.*, 92 , 8437-53.

Fantechi R. et Ghazi, A (1989). « Le dioxyde de carbone et autre gaz à effet de serre: climat et impacts associés ». Kluwer Academic Publishers. Dordrecht

Fowler S.W.; et G.A Knauer (1986). « Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column » Prog. Oceanog., 16, 147-194.

Gascard J.C. (1967). « Contribution à l'étude hydrologique du bassin liguro-provençal entre la Riviera et la Corse », Thèse de Doctorat d'état. Fac. Sci, Paris, 206 pp.

Gostan J. (1978). « Mediterranean deep water formation, barocline instability and oceanic eddies », Oceanol. Acta, 1, (3), 315-330.

Harstedt-Roméo M. (1982). «Some aspects of the chemical composition of plankton from the North Western Mediterranean Sea». Mar.Biol., 70, 229-236 (290).

Heimann, M., And C.D Keeling. (1989). «A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds». Peterson Washington D.C., 277-303.

Hela, I.(1963). «A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds». Peterson Washington D.C., 277-303.

Hengeveld, H.G. (2000). «Projections du climat futur du Canada: discussion de simulations récemment effectuées avec le modèle canadien du climat du globe. Sommaire du changement climatique». Environnement Canada, Ottawa (Ontario), 227p.

Hopkins T.S. (1978). «Physical processes in the Mediterranean basins. In "Estuarine transport processes" » Press, 269-310.

Jaeger, L.(1983). «Monthly and areal patterns of mean global precipitation. In variations in the Global Water Budget».Ed. A. Street-Perrot, M. Beran & R. Rateliffe. D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, 1983, pp. 129-40.

Keefer, T., D.G. Martinson, And B.H. Corliss (2000). «The position of the Gulf Stream». Science, 241, 440-442.

Keeling R. F.; Najjar P. N.; Bender M. L.; And P. P. Tans (1988). «What atmospheric oxygen measurements can tell us about the global carbon cycle, Global Biogeochemical Cycles». 7, 37-67.

Klein P., B. Coste (1984). «Effects of wind-stress variability on nutrient transport into the mixed layer». Deep-Sea Res., 31, (1), 21-37.

Lacombe H., P. Tchernia (1972). «Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In « The Mediterranean Sea ». (D.J. Stanley, Ed.), Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 26-36.

Lacombe H., P. Tchernia, L. Gamberoni (1985). «Variable bottom water in the western Mediterranean basin». Prog. Oceanogr., 14, 319-338.

Le Floch J., V. Ramanovsky (1954). «Circulation superficielle des eaux dans la partie orientale du bassin occidental de la Méditerranée». Etude Côtes, 1, (1), 1-17.

Le Tareau J. Y.; R. Mazé.; J. Le Fèvre.; C. Billard et Y. Camus (1983). «Campagne de recherche multidisciplinaire en Atlantique. Aspects météorologiques, chimiques, biologiques, hydrologiques et thermodynamiques». METMAR, 118, (1), 6-25.

Mann M.E.; Bradeley R.C. et Hughes M.K. (1999). «Northern hemisphere temperature during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations». Geophysical Research Letters, v. 26, no. 6, p. 759-62

Margalef R. (Ed.) (1985). «Western Mediterranean». Pergamon, 363 pp.

Martin J.M.; Elbaz-Poulitchet F.; Guieu C.; Loye-Pilot M.D et Han G (1989). «River versus atmospheric input of material to the Mediterranean Sea: an overview». Marine Chem., 28. 159-82

Menzel D.W.; E.M Hubert; and J. H. Ryther (1983). «The effects of enriching Sargasso Sea Water on the production and species composition of phytoplankton». Deep-Sea Res. 10: 209-219

- Minas H.J. (1994).** «Résultats de la campagne Médiprod I du Jean-Charcot». Cah. Océanogr., 23, (Suppl.), 93-144.
- Minas H.J., Jacques G., J. Neveux, G. Slawky (1976).** «Conditions estivales dans la divergence de Méditerranée nord-occidentale, III. Phytoplancton». Annls Inst. Océanogr., 52, (2), 141-152.
- Nyffeler F., J. Raillard, L. Prieur (1980).** «Le bassin liguro-provençal. Etudes statistiques des données hydrologiques 1950-1974». Publs scient. Tech. CNEXO, 42 : 163p.
- Parry M.L.; Carter T.R.; and Konijn N.T.; (1988).** «The impact of Climatic Variations on Agriculture, Volume1 : Assessments in cool temperate and cold regions and Volume 2: Assessments in semi-arid regions». Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- Prieur L. (1985).** «Structures hydrologiques, chimiques et biologiques dans le bassin liguro-provençal». CIESM, 25-26, (7), 75-76.
- Prieur L., J.-P. Béthoux, J.-H. Bong, D. Taillez (1983).** «Particularités hydrologiques et formation d'eau profonde dans le bassin liguro-provençal». CIESM, 28, (2), 51-53.
- Ruddiman W.F.; et L.K Glover (2002).** «Subpolar north-Atlantic circulation, faunal evidence». 361-389.
- Sannicetta C (1992).** «Primary production in the Glacial North Atlantic and North Pacific oceans». Nature, 360, 249-251.
- Sarmiento J.L.; and Toggweiler (2001).** «A new model for the role of the oceans in determining atmospheric CO₂». Nature, 308, 621-624.
- Seiler W.; & Crutzen P.J (1980).** «Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning». Clim. Change, 2, 207-47
- Slinn W.G.N (1983).** «Air to sea transfer of particles. In Air-Sea exchange of Gases and Particles». Ed. P.S. Liss & W.G.N. Slinn. D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, pp. 299-405
- Smythe F.W., Jr W.F. Ruddiman. et D.N. Lumsden. (1985).** «Ice-rafted evidence of long-term North Atlantic circulation». Mar. Geol., 64, 131-141.

Sournia A. (1973). «La production primaire planctonique en Méditerranée. Etude comm, Méditerr». Monaco, Num spéci. 5, 1-128.

Suess S. (1980). «Particulate organic carbon flux in the oceans. Surface productivity and oxygen utilization». Nature 288, 260-263.

Wallace G.T., N. Dudek., R. Dulmage. et O. Mahoney (2003). «Trace element distributions in the Gulf Stream adjacent to the southeastern Atlantic continental shelf-influence of atmospheric and shelf water inputs». Can. J. Fish. Aquat. Sci., 40, Suppl. 2, 183-191.



ANNEXES

Annexe 1

Stratification verticale

Couche de mélange

C'est une couche homogène (action du vent en particulier) où ont lieu les échanges avec l'atmosphère (thermodynamiques et de quantité de mouvement, le forçage de la circulation océanique, mais aussi échanges de matière – gaz, particules)

Elle est de quelques dizaines de m à plusieurs centaines de m aux hautes latitudes

Constante de temps d'ajustement au forçage atmosphérique : très petite (qq heures à qq jours)

Régule en partie l'activité biologique (la photosynthèse a lieu dans la couche euphotique) et permet une floraison printanière des latitudes tempérées et hautes.

Thermocline principale

Représente les eaux de sub-surface et intermédiaire (ordre de grandeur : 700-1000 m)

Très forte stratification, donc isolation de l'océan profond de la surface et implique un freinage à l'invasion de polluants anthropiques

Constante de temps d'ajustement : quelques années à quelques décennies

Stratification et ventilation gouvernées par les forçages dus au vent et aux échanges de chaleur et de sel.

Interactions complexes avec la couche de mélange (connexion aux forçages atmosphériques) ; mais aussi avec l'océan profond (upwelling « diffusif »)

Ventilation par les gyres (subpolaires : affleurement des isopycnes – zones de divergence d'Ekman ; subtropicaux : zones de convergence d'Ekman + forçages convectifs : formation d'eaux modales subtropicales et subpolaires – subtropical, subpolar mode waters)

Océan profond

Les eaux froides et denses de l'océan mondiale (environ les $\frac{3}{4}$)

Constante de temps : très long (de l'ordre du millier d'années)

NADW : North Atlantic Deep Water : relativement salée, bien ventilée et très appauvrie en nutritifs

La partie la plus légère : Mer du Labrador, la partie la plus lourde : Mer du Groenland

AABW : Antarctic Bottom Water : la plus dense et la plus froide, tapisse l'océan mondial, difficilement ventilé , formée majoritairement en Mer de Weddell.

Traceur radioactif

Le géochimiste dispose de traceurs, en particulier les isotopes radioactifs naturels et artificiels apportés en surface par les retombées atmosphériques. Ces éléments qui se désintègrent suivant leur période radioactive constituent des horloges qui, suivant leur comportement chimique dans l'eau de mer, permettent de connaître les vitesses de mélange de masses d'eau, de déplacement d'une masse d'eau donnée ou les vitesses de réaction solide-liquide dans l'eau de mer.

La mesure du carbone 14 naturel dissous dans l'océan a ainsi permis de connaître l'âge des différentes masses d'eau superficielles et profondes dans les divers océans. Ce carbone 14 a ainsi pu servir de traceur de la vitesse d'échange du gaz carbonique entre l'atmosphère et l'océan.

Alizés

les alizés sont de : 30 à 40 nœuds → vents forts

les alizés sont de : 4 nœuds → vents modérés

Dans les régions équatoriales, divergence des alizés → upwelling.

Annexe 3

L'alcalinité totale : elle est obtenue en dosant le NaOH par du HCL (acide chlorhydrique), méthode de **Gran** (Potentiométrie) : $\text{NaOH} + \text{HCl} \rightarrow \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$

$$[\text{H}^+] + [\text{Na}^+] = [\text{Cl}^-] + [\text{OH}^-]$$

$$\text{Alcalinité en Carbonate } A_{\text{Ceq/kg}} = [\text{HCO}_3^-] + 2 [\text{CO}_3^{2-}]$$

$$\text{Alcalinité Totale: } AT (\text{eq/kg}) = [\text{HCO}_3^-] + 2 [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+]$$

$$(AT (\text{eq/kg}) = \Sigma \text{ accepteurs (bases)} - \Sigma \text{ donneurs (acides)})$$

L'alcalinité est utilisée pour mettre en évidence l'importance de la dissolution des Carbonates solides

Il faut que les valeurs soient indépendantes de la T° et de la Pression

Il faut que l'unité de l'alcalinité soit massique (masse*masse) ou équivalente en kg

L'alcalinité ne dépend que de la température et de la salinité

$$\text{Pour une } T^\circ > 17^\circ\text{C} \rightarrow AT = 2368 - 4.72T^\circ$$

$$\text{Pour une } T^\circ < 17^\circ\text{C} \rightarrow AT = 2287$$

$$\Delta TA = TA_{\text{in-situ}} - TA_{\text{surf}} * S_{\text{‰ in situ}} / S_{\text{‰ surface}}$$

Si on a un minimum de AT et un minimum de $T^\circ \rightarrow$ eau très vieille $\rightarrow$ au niveau des latitudes faibles

Densité: à partir de S et T° , on peut accéder à la densité grâce à l'équation d'état de l'eau de mer et la circulation dans l'océan se déduit des densités.

$$B, s, t, p \quad S: 35, T: 0^\circ\text{C}, B_t: 28.13 \quad \text{en surface}$$

$$\text{En général } 21 < B_t < 28.3 \quad \text{à la surface de l'eau}$$

$$21.00 < B < 70.00 \quad \text{valeurs qui peuvent atteindre en profondeur}$$

Exemple elle peut être égale à 48.49 à une profondeur de -4000 m

La densité est exprimée en Kg.m^{-3} (S.I)

Annexe 5

Méthode de Winkler

- Principe :

Le principe du dosage est de former un précipité de manganèse et de l'oxyder par l'O₂ dissous. En milieu acide et en présence d'iodure, le manganèse est réduit, ce qui libère de l'iode. L'iode est alors titré par le thiosulfate. Si le principe de dosage n'a pas varié, des améliorations et des variations ont été apportées en vue d'accroître la précision du dosage. Les 1^{ères} améliorations ont concerné la concentration des réactifs (Carpenter (1965), Carrit et Carpenter (1966) pour limiter les pertes d'iode par volatilisation au cours des diverses étapes du dosage. Le domaine d'application va de 0.06 à 9.0 ml/l (Strickland et Parsons (1972) et la précision est d'environ $\pm 0.03 \text{ ml} / \text{l}$.

Des variantes ont été proposées pour remplacer l'indication visuelle de la fin du titrage par des procédés électrochimiques ou photométriques qui ont l'avantage de la rapidité et de la mesure possible *in situ* et en continu.

- Mode opératoire :

Pour chaque série de 24 dosages, une détermination du blanc et quatre étalonnages de la solution de thiosulfate ont été réalisés. L'iodate utilisé pour l'étalonnage du thiosulfate a été calibré par rapport à l'iodate CSK.

Remarque : Les flacons et burettes utilisés ont été calibrés. Il a été pris en compte l'effet du facteur de poussée (différence de pesée à l'air et sous vide) et l'effet de la température (expansion du verre avec la température) sur le volume des flacons d'échantillonnage.

La variabilité intra - bouteille a été évaluée en effectuant 10 prélèvements sur une bouteille Niskin suivis de 10 analyses. Dans les conditions normales de température et de pression (T: 0 °C et P: 1 atm), la masse volumique de l'O₂ est de 1,429 g.l⁻¹ (Handbook of chemistry and physics). Une mole d'O₂ pèse 31,997 g et occupe donc un volume de 22391 ml. L'unité utilisée dans les tableaux des résultats est le $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (unité recommandée internationalement).

